



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIDADE ACADÊMICA DE FÍSICA
MESTRADO EM FÍSICA

OBSERVAÇÕES DE OSCILAÇÕES NA
AEROLUMINESCÊNCIA NOTURNA NA REGIÃO
EQUATORIAL

ALUNO: NYASSOR PROSPER KWAMLA

CAMPINA GRANDE - PB
-2017-

Nyassor Prosper Kwamla

OBSERVAÇÕES DE OSCILAÇÕES NA
AEROLUMINESCÊNCIA NOTURNA NA REGIÃO
EQUATORIAL

Dissertação de Mestrado de Física
da Universidade Federal de Campina
Grande - UFCG, em cumprimento às
exigências parciais para obtenção do
título de mestre .

Orientadores: Dr. Ricardo Arlen Buriti da Costa

Dr. Amauri Fragoso de Medeiros

CAMPINA GRANDE - PB

-2017-

Nyassor Mohammed Kwaku

Agradecimentos

Em primeiro lugar, dou graças ao Deus Todo-Poderoso por Sua graça, proteção, orientação e direção.

Do fundo do meu coração, exprimo o meu maior apreço ao **Dr. Ricardo Arlen Buriti da Costa**, ao **Dr. Amauri Fragoso de Medeiros** e ao **Dr. Paulino Igo** pelo seus ensinamentos e apoio à conclusão do meu Mestrado.

Aproveito esta oportunidade para agradecer aos meus pais e irmãos, especialmente **Nyassor Mohammed Kwaku**, por seu apoio, constante amor e encorajamento em todos os esforços da minha vida.

Gostaria de expressar minha gratidão a **John Elvis Asigbe**, **Prosper Asigbee** e **Mansah Adzo Adika** pelo seu apoio moral e dedicação para moldar a minha vida.

Também quero agradecer **Dra. Nana Ama Browne Klutse**, **Patrick Essien** e **Solomon Lomotey** por sua abnegação e generosidade para comigo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (**CAPES**) por seu apoio financeiro durante todo o curso.

Finalmente, exprimo a minha gratidão a **Edith Estelle B Owono Elono** por sua ajuda na tradução deste trabalho para o português e ao meu irmão **Bismark Abeku Nyametse Kushiator** por sua motivação.

A todos os meus colegas estudantes e amigos pelo companheirismo, apoio e críticas na realização deste trabalho.

Resumo

As medições de intensidade mesosféricas de aeroluminescência noturnal da região equatorial de São João do Cariri ($7,4^{\circ}S$; $36,5^{\circ}W$) foram estudadas para caracterizar ondas de gravidade em pelo menos emissões distintos da aeroluminescência noturna. O conjunto de dados observações de 2001 a 2007 foi adquirido usando fotômetro Multi-3 e um imageador. A observação simultânea de periodicidades semelhantes presentes nas oscilações de aeroluminescência noturnal em duas ou mais camadas de emissão usando o fotômetro permite a estimativa do período, velocidade vertical, comprimento de onda vertical e a direção de propagação. Usando análise de mínimos quadrados, a fase e a amplitude foram determinadas por cada onda observada. Utilizando a relação de dispersão para ondas de gravidade, o comprimento de onda horizontal foi estimado assim e em comparação com o comprimento de onda horizontal obtido pelo imageador. A partir dos resultados da nossa estimativa, o comprimento de onda horizontal e o comprimento de onda vertical calculados foram $211,13 \pm 12$ km e $27,88$ km para a noite de 14 de outubro de 2006, e $216,03 \pm 9$ km e $22,30$ km para 18 de dezembro, das ondas observadas respectivamente. A análise de Keogram estimou $208,50 \pm 24$ km e $180,20 \pm 25$ km para as observações de 14 de outubro e 18 de dezembro respectivamente. A onda observada de 14 de outubro de 2006 foi encontrada se propagando para baixo e 18 de dezembro de 2006 para cima.

Palavras-chave: Aeroluminescência, Ondas de Gravidade, Aeronomia Equatorial e Ondas Atmosféricas

Abstract

Mesospheric nightglow intensity measurements from São João do Cariri ($7.4^{\circ}S$, $36.5^{\circ}W$) in the equatorial region were studied to characterize gravity waves in at least, two different airglow emission layers. The data set starting from 2001 to 2007 was acquired using Multi-3 photometer and an all sky imager. The simultaneous observation of similar periodicities present in the airglow emission oscillations in two or more emission layers using the photometer permits the estimation of the period, vertical phase speed, vertical wavelength and vertical propagation direction. Using least square analysis, the phase and amplitude were determined for each observed wave. Using the dispersion relation for gravity waves, the horizontal wavelength were estimated as well and compared to the horizontal wavelength obtained by the all-sky imager. From the results of our estimation, the horizontal wavelength and vertical wavelength computed were 211.13 km and 27.88 km for the night of 14th October, 2006, and 216.03 ± 9 km and 22.30 km for 18th December respectively. Keogram analysis estimated 208.50 ± 24 km and 180.20 ± 25 km for the 14th October and 18th December observation respectively. The observed wave of 14th October, 2006 was found to be propagating downward and the 18th December, 2006 was propagating upward.

Keywords: Airglow, Gravity Waves, Equatorial Aeronomy and Atmospheric waves

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

- K98o Nyassor, Prosper Kwamla.
Observação das oscilações nos dados do aeroluminescência em São João do Cariri na região equatorial / Nyassor Prosper Kwamla. – Campina Grande, 2017.
107 f. : il. color.
- Dissertação (Mestrado em Física) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2017.
"Orientação: Prof. Dr. Ricardo Arlen Buriti da Costa, Prof. Dr. Amauri Fragoso de Medeiros".
Referências.
1. Aeroluminescência. 2. Ondas de Gravidade. 3. Aeronomia Equatorial. 4. Ondas Atmosféricas. I. Costa, Ricardo Arlen Buriti da. II. Medeiros, Amauri Fragoso de. III. Título.
- CDU 551.511.31(043)

PROSPER KWAMLA NYASSOR

**OBSERVAÇÕES DE OSCILAÇÕES NA AEROLUMINESCÊNCIA NOTURNA NA
REGIÃO EQUATORIAL**

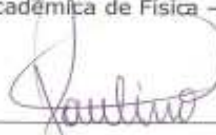
Dissertação aprovada em 22/02/2017

BANCA EXAMINADORA



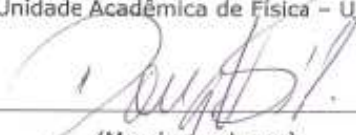
(Presidente)

Prof. Dr. Ricardo Arlen Buriti da Costa
Unidade Acadêmica de Física - UFCG



(Membro interno)

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



(Membro externo)

Prof. Dr. Douglas Vitoreti da Silva
Unidade Acadêmica de Física - UFCG

Lista de Figuras

1.1	Estructura térmica das camadas atmosféricas em função da altitude calculada pelo MSIS-E90, 2005.	4
2.1	Uma ilustração de uma frente de onda e vetor de onda para uma onda bidimensional. Fonte: Nappo (2013)	16
3.1	Esquema do fotômetro MULTI-2 do Laboratório do INPE.	19
3.2	Esquema ótico e diagrama de blocos do fotômetro portátil, semelhante ao MULTI-3. FONTE: Wrasse et al. (1999)	21
3.3	Diagrama esquemático de um tubo fotomultiplicador.	23
3.4	O Imageador usado para medir as emissões de aerossóis noturnos em São João do Cariri. Fonte: Wrasse et al. (2004)	26
3.5	Diagrama esquemático ilustrando o sistema ótico imagem usado para focar as emissões de aeroluminescência no dispositivo CCD. Fonte: Wrasse et al. (2004)	27
3.6	Estrutura de um sensor de dispositivo acoplado a carga (CCD).	28
3.7	Diagrama de blocos da câmera CCD utilizada pelo grupo de pesquisa Aerolume da UFCG.	30

3.8	Esquema das antenas transmissora e receptoras do radar SKiY-MET. FONTE:Lima (2004)	31
4.1	Séries temporais de radiação de fundo e OI 557,7nm.	35
4.2	Mostra a intensidade de fundo para o total período de observação.	36
4.3	Representação gráfica dos resultados obtidos.	37
4.4	Representação gráfica do residual.	37
4.5	A série de tempo original (a) foi submetida ao períodograma LS apresentando dois picos fortes 0,75 hora e 1,20 hora e (b) o novo períodograma após o teste de Hornes e Baliunas; este gráfico mostra que os períodos menos significativos são verdadeiramente um sinal, mas não uma falsa probabilidade de alarme no periodograma.	39
4.6	Superposição da onda residual e reconstruída de 25 de outubro de 2003, a linha contínua é a onda reconstruída enquanto a linha pontilhada é o residual.	40
4.7	Gráfico Altitude-Fase.	41
4.8	Sequência de vinte imagens tiradas pelo imageador. Fonte: Paulino (2012)	43
4.9	Mostra a imagem de todo o céu a ser parametrizada. Fonte: Paulino et al. (2012)	44
4.10	Direção da fase meridional e zonal. Fonte: Paulino et al. (2012)	45
4.11	Parametrização da componente horizontal da onda observada na noite de 25 de outubro de 2003.	47
4.12	Resultado, ou seja, os parâmetros obtidos a partir da análise Keogram.	48

5.1	(a) O periodograma Lomb-Scargle para as camadas de emissão de O2 (0-1), a linha NaD e OH (6-2) e (b) é o novo Lomb-Scargle obtido após a realização do teste de Hornes e Baliunas.	51
5.2	A superposição da onda residual e da onda reconstruída com dois harmônicos.	52
5.3	A Superposição de onda residual e a onda monocromática de 0,60 hora (36 minutos).	53
5.4	Propagação de fase descendente da onda observada de 0,60 hora e 1,325 hora.	54
5.5	Propagação de fase descendente da onda monocromática de 0,60 hora.	55
5.6	A área selecionada para análise a partir do imageador.	56
5.7	Resultados obtidos a partir da análise Keograma do imageador tirado na noite de 14 de outubro de 2006.	57
5.8	Atividades do vento meridional e zonal na noite de 14 de outubro de 2006.	58
5.9	Diagrama vetorial da onda horizontal e do vento do fundo.	59
5.10	(a) períodograma Lomb-Scargle para as camadas de emissão OI 557,7nm, O2 (0-1) e OH (6-2) e (b) é o novo Lomb-Scargle obtido após a realização do teste de Hornes e Baliunas.	60
5.11	A onda de superposição da onda residual e reconstruída do 43.8 minutos e 79.5 minutos harmonicos.	61
5.12	Superposição onda de onda monocromática residual e 0,730 hora (43.8 minutos).	62

5.13 Propagação da fase descendente da onda observada de 0,730 hora (43,8 minutos) e 01,325 horas (79,5 minutos).	64
5.14 Propagação de fase descendente da onda monocromática de 0,730 hora (43.8 minutos).	65
5.15 A área selecionada pelo imageador para análise.	66
5.16 Resultados obtidos a partir da análise Keograma do imageador tirado na noite de 14 de outubro de 2006.	67
5.17 As atividades do vento meridional e zonal na noite de 18 de de- zembro de 2006.	68
5.18 Diagrama vetorial da onda horizontal e do vento de fundo.	69
5.19 Períodograma Lomb-Scargle para as camadas de emissão de O_2 (0-1), NaD Line e OH (6-2).	70
5.20 A onda superposta da onda residual e reconstruída.	71
5.21 Superposição de onda residual e a onda monocromática de 0,95 hora (57 minutos).	72
5.22 A Propagação de fase descendente da onda observada de 0,95 hora (57 minutos) e 01,43 horas (85,8 minutos).	73
5.23 A fase de Propagação descendente da onda monocromática de 0,95 hora (57 minutos).	74

Lista de Tabelas

1.1	As camadas da atmosfera com suas respectivas altitudes aproximadas em km.	3
3.1	Características dos filtros de interferência usados no fotômetro MULTI-3. FONTE: Adaptada de Takahashi et al. (2002)	20
3.2	Características dos filtros e altura média das camadas aeroluminescência	28
4.1	Resultado da observação do fotômetro.	34
4.2	O resumo do resultado após o tratamento dos dados.	36
4.3	O resumo do resultado após o tratamento dos dados.	40
4.4	Resumo da direção da onda.	47
5.1	Resumo da amplitude e a Fase da onda observada em 14 de outubro de 2006.	54
5.2	Resumo dos resultados da observação do dia 14 de outubro de 2006.	59
5.3	Resumo da amplitude e Fase da onda observada em 18 de dezembro de 2006.	62
5.4	Resumo dos resultados da observação de 18 de dezembro de 2006.	69

5.5	A síntese da Amplitude e Fase da onda observada em 21 de março de 2007.	72
5.6	Resumo dos resultados da observação de 21 de março de 2007. . .	74

Lista de Símbolos

$[O]$	Densidade do oxigênio atômico
α	Faça o ângulo da onda observada com a horizontal
β	Ângulo entre o vento ea onda observada
η	Eficiência Quântica
Γ	Coefficiente Eckarto
λ	Comprimento de onda
λ_H	Comprimento de onda horizontal
λ_z	Comprimento de onda Vertical
μm	Micrômetro
ν	Velocity
$\nu^{\prime\prime}$	Estado vibracional
ω	Frequência angular
ω_I	Frequência Intrínseca

ϕ	Ângulo a onda observada faz com o azimute
π	Pi (radianos)
Σ	Somatória
θ	Fase
A_m	Amplitude
$e\nu$	Elétron-volts
$h\nu$	Energia
H_2O	Água
I_ν	Intensidade Absoluta
i_ν	Intensidade Relativa
O^*	Oxigênio excitado
O_2	Oxigênio molecular
O_3	Ozônio
OH^*	Hidroxilo Excitado Vibracionalmente
S_a	Sensibilidade Absoluta
V_H	Velocidade de Fase Horizontal
V_z	Velocidade de Fase Vertical
B	Espectro radiante

f	Frequência
G	Intensidade Espectral
H	Altura da Escala
H	Hidrogênio
j	Resposta do fotômetro por segundo
k	Número de onda horizontal
km	Quilômetro
M	Molécula média do ar
m	Número de onda vertical
N	Frequência de flutuabilidade
NaD	Sodium D-Line
nm	Nanômetro
OH	Hidroxila
OI5577	Oxigênio Atômico (Linha Verde)
R	Rayleigh
s	Segundos
T	Período
T	Temperatura

Sumário

Lista de Figuras	xii
Lista de Tabelas	xiv
Lista de Símbolos	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Visão geral do trabalho	1
1.2 Breve descrição da atmosfera	2
1.3 Camadas principais	3
1.4 Oscilação e onda na atmosfera	4
1.5 Ondas planetárias	4
1.6 Marés	5
1.7 Ondas de gravidade	5
1.8 Objetivos desta pesquisa	5
1.9 Conteúdo dos capítulos	5
2 AEROLUMINESCÊNCIA E ONDAS DE GRAVIDADE	7
2.1 Um breve relato sobre o aeroluminescência	7
2.1.1 Taxa de emissão volumétrica e o mecanismo de excitação	8
2.2 ONDAS DE GRAVIDADE	11

2.2.1	Descoberta e a geração das ondas de gravidade	11
2.2.2	Teoria de ondas de gravidade	12
2.3	Solução matemática para a onda de gravidade	13
3	INSTRUMENTAÇÃO	18
3.1	Fotômetro Multi-3	18
3.2	Princípio de operação do instrumento	19
3.3	Unidade ótica	20
3.3.1	Filtros de interferência	20
3.3.2	A teoria do fotomultiplicador	22
3.3.3	Calibração	23
3.3.4	Filtros de transmissão	24
3.3.5	Sensibilidade absoluta	25
3.4	Imageador	25
3.4.1	Sistema ótico do imageador	26
3.4.2	Teoria do imageador	26
3.4.3	Detector CCD (dispositivo acoplado de carga)	28
3.5	Radar meteórico	31
3.5.1	Princípio de operação	31
4	METODOLOGIA	33
4.1	Introdução	33
4.2	Observação, a coleta de dados e a preparação de dados	34
4.3	Análise dos dados da série temporal	35
4.4	Períodograma de Lomb-Scargle	37
4.4.1	Como aplicar o teste Hornes e Baliunas	38

4.5	Estimativo dos parâmetros das ondas verticais baseados no período observado	39
4.6	Determinação da direção de propagação vertical	41
4.7	Estimativa dos parâmetros de onda (horizontal) base no período	42
4.7.1	Análise de Keograma	42
4.8	Determinação da frequência intrínseca	48
4.9	Estimativa da frequência do vento de fundo	48
4.10	Estimativa do comprimento de onda vertical e horizontal usando a relação de dispersão	49
5	DISCUSSÕES E RESULTADOS	50
5.1	Introdução	50
5.2	Observação do dia 14 de outubro de 2006	51
5.2.1	Análise dos dados do fotômetro da aeroluminescência	51
5.2.2	Análise de Keograma	56
5.2.3	Atividade do vento em 14 de outubro de 2006 na altitude de 87km	57
5.2.4	Síntese dos resultados de 14 de outubro de 2006	59
5.3	Observação de 18 de dezembro de 2006	60
5.3.1	Análise dos dados do fotômetro aeroluminiscência	60
5.3.2	Análise de Keograma	65
5.3.3	Atividade do vento em 18 de dezembro de 2006 na altitude de 87 km	67
5.3.4	Síntese dos resultados de 18 de dezembro de 2006	69
5.4	A observação de 21 de março de 2007	70

5.4.1	Análise de Dados de aeroluminiscência obtidos por Fotômetro	70
5.4.2	Síntese dos resultados de 21 de março de 2007	74
5.5	Comparando com trabalhos anteriores	75
6	CONCLUSÃO	77
6.1	Conclusões do presente trabalho	77
6.2	Trabalhos futuros	79
	Referências Bibliográficas	80

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1 Visão geral do trabalho

Compreender a dinâmica da atmosfera superior revela suas características e sua resposta a qualquer tipo de força externa. Uma atmosfera ideal é considerada estável, mas devido à rotação da Terra em relação à atmosfera e outra força externa atuando (obediência à primeira lei de Newton), a atmosfera gira continuamente oscilando para manter sua estabilidade, conservando assim certas quantidades físicas.

As oscilações podem ser encontradas em vários fenômenos físicos que ocorrem na atmosfera, por exemplo, a temperatura, a intensidade, a velocidade do vento, etc. De acordo com [Taylor \(1936\)](#) e [Pekeris \(1937\)](#), as oscilações na atmosfera foram primeiramente tratadas por Laplace, que mostrou que, na atmosfera de temperatura uniforme, as oscilações são idênticas às de um oceano de profundidade uniforme H . No trabalho de Laplace, presume-se que as oscilações ocorrem em um estado isotérmico rotativa da Terra, enquanto que, Laplace também provou que no equilíbrio convectivo as oscilações na atmosfera são adiabáticas ([Taylor \(1936\)](#)).

De acordo com [Nappo \(2013\)](#), estas oscilações encontradas na atmosfera não só oscilam, mas também carregam com elas as partículas no caminho da oscilação, portanto, é considerada uma onda. Estas ondas podem ser ondas de gravidade ou marés ou ondas planetárias com base no seu período de propagação. Estas

ondas (oscilações) podem ser observadas nas emissões de luz noturna, ou aeroluminescência, usando instrumentos óticos tais como, fotômetro e imageadores.

Neste trabalho estudamos as ondas de gravidade atmosférica dentro da região da Mesosfera e da Termosfera inferior (MLT) da atmosfera da Terra. Trabalhos anteriores sobre onda de gravidade (GWs) começaram na década de 1960 pioneiros por (Hines (1960)). Uma série de publicações subsequentes associadas à variabilidade temporal de curto prazo observada nas altitudes foram feitas (Hines (1972)). Desde então, muitos trabalhos foram feitos até agora para compreender inteiramente sua origem, o mecanismo de excitação, sua influência na dinâmica da atmosfera como um todo e seu impacto na humanidade. A variação da intensidade de emissão de luz noturna com seus períodos conhecidos, sua amplitude, fase, frequência intrínseca e comprimento de onda tem sido estudadas extensivamente. Estas variações no brilho noturno são principalmente devidas à processos dinâmicos (por exemplo, foto-ionização e quimioluminescência) nas camadas de emissão que podem ser resultado da presença de ondas de gravidade e ondas de maré (Buriti (1997), Takahashi et al. (1998) e Brenton and Silverman (1970)).

Entretanto, apenas alguns resultados de observação foram relatados na região equatorial (Wiens and Weill (1973); Takahashi et al. (1998); Medeiros et al. (2004); Wrasse et al. (2004) e Paulino et al. (2012)).

1.2 Breve descrição da atmosfera

Por definição, a atmosfera é um fluido contínuo que varia em densidade com a altitude - um fluido estratificado de forma estável. Uma das propriedades de um fluido estavelmente estratificado é a capacidade de suportar e propagar as ondas uma vez que oscila a partir da sua posição de equilíbrio. Estas oscilações carregam informações importantes reveladas em muitos fenômenos atmosféricos, por exemplo, a aeroluminescência e a aurora. As periodicidades encontradas mostram se as informações que estas oscilações carregam são ondas de gravidade ou maré ou ondas planetárias. Há forças responsáveis pela existência desse fenômeno. Essas forças são a força de Coriolis, gradiente pressão e a força da gravidade. Agora, ao restringir este trabalho para oscilações devido às ondas de gravidade atmosféricas, que são ondas originadas a partir do desequilíbrio entre

o gradiente de pressão (empuxo) e força da gravidade que atuam uma parcela de ar.

A atmosfera da Terra, conhecida como o ar ao redor do planeta, é mantida em equilíbrio pela força de gravidade e pela força de gradiente de pressão. A atmosfera da Terra tem a capacidade de sustentar a vida através da absorção de radiação solar ultravioleta, aquecendo a área através de efeito estufa, e regulando a temperatura entre o dia e a noite (a variação de temperatura diurna).

A atmosfera tem $5,15 \times 10^{18}$ kg e contém em termos percentuais 78% de Nitrogênio, Oxigênio 20%, 0,93% Argônio, dióxido de carbono 0,039% e outros gases. Três quartos (3/4) da massa da atmosfera está dentro de cerca de 10 km acima da superfície. Os elementos contidos no ar e a pressão atmosférica podem variar com a altitude (altura), bem como com a densidade atmosférica. As camadas atmosféricas podem ser distinguidas a partir de suas propriedades, tais como a temperatura e a composição química.

1.3 Camadas principais

A atmosfera da Terra é dividida em cinco camadas principais; Exosfera, Termosfera, Mesosfera, Estratosfera e Troposfera. Estas estratificações são feitas de acordo com o perfil vertical de temperatura. Esta estratificação é resumida na Tabela 1.1 e Figura 1.1;

Camadas Estratificadas	Altitude Aproximada
Exosfera	700 to 10,000 km
Termosfera	80 to 700 km
Mesosfera	50 to 80 km
Estratosfera	12 to 50 km
Troposfera	0 to 12 km

Tabela 1.1: As camadas da atmosfera com suas respectivas altitudes aproximadas em km.

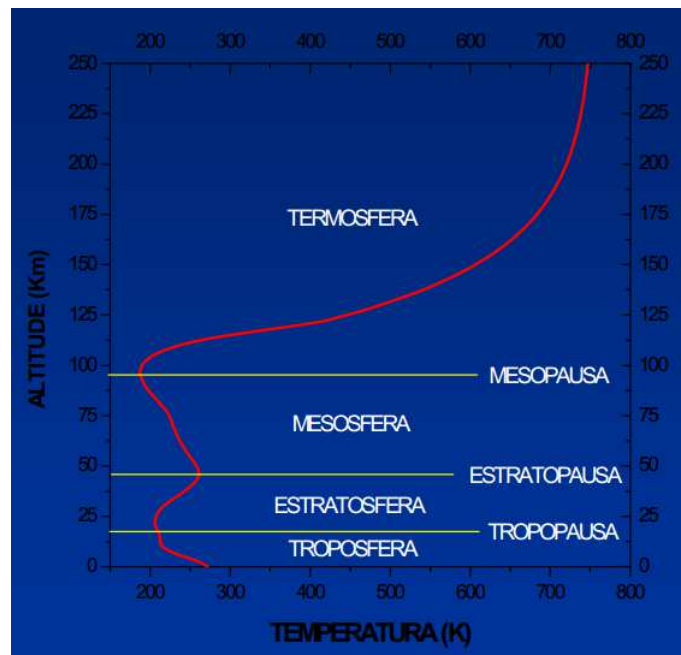


Figura 1.1: Estrutura térmica das camadas atmosféricas em função da altitude calculada pelo MSIS-E90, 2005.

1.4 Oscilação e onda na atmosfera

As oscilações atmosféricas ocorrem como resultado do deslocamento de uma atmosfera estável a partir da posição de equilíbrio. O deslocamento tem as propriedades usuais de oscilações, portanto, períodos (T), amplitudes (A_m), comprimentos de onda (λ), fase (θ), frequência (f) e frequência angular ($\omega = 2\pi f$). As ondas atmosféricas (perturbação periódica) são formadas uma vez que as oscilações afetam o ar ao longo do seu caminho.

1.5 Ondas planetárias

Principalmente, devido à conservação da circulação absoluta de uma parcela de ar que é fechada entre duas superfícies isentrópicas e também devido à influência do gradiente de pressão da força de Coriolis, são geradas ondas planetárias. Estas ondas têm período de algumas horas a dezenas de dias. As ondas planetárias são

as principais responsáveis pelo fluxo térmico zonal devido ao Efeito Coriolis. O fluxo zonal contribui para a distribuição térmica equilibrada na Terra.

1.6 Marés

As ondas de maré são excitadas devido à força da atração do Sol e da Lua sobre a Terra. A força devido ao Sol e à Lua causa marés solares e lunares, respectivamente. As ondas de marés são originadas a partir do aquecimento da atmosfera que está iluminada pelo Sol. As ondas de maré se propagam com períodos de 24 horas, 12 horas, 8 horas etc, transportando energia e momentum.

1.7 Ondas de gravidade

A onda de gravidade, como o nome indica, é uma onda que é gerada como resultado da força de restauração, principalmente devido ao empuxo e a gravidade de acordo com o princípio de Arquimedes. Eles têm períodos de poucos minutos até algumas dezenas de horas e são excitados por instabilidade em torno de jatos, fluxo sobre nuvens convectivas e fluxo ao longo de intervalos constantes.

1.8 Objetivos desta pesquisa

(i) Objetivo Geral

- Caracterizar oscilações atmosféricas observadas na aeroluminescência por fotômetro e imageador.

(ii) Objetivos Específicos

- Parametrizar as informações destas oscilações.

1.9 Conteúdo dos capítulos

Este trabalho é dividido em seis (6) capítulos

- O capítulo um descreve a introdução de trabalho;
- O capítulo dois apresenta um conceito geral sobre a aeroluminescência, descrevendo o Sódio (camada de NaD), a camada de oxigênio excitado OI 5577nm, o oxigênio molecular (O_2) e a radical hidroxila [OH (6-2)], o mecanismo de excitação, a emissão volumétrica e a amplitude do comprimento de onda e também apresenta um resumo sobre o tratamento matemático das ondas de gravidade;
- O capítulo três descreve a instrumentação utilizada neste trabalho;
- O capítulo quatro metodologia;
- O capítulo cinco é sobre os resultados e a discussão;
- Finalmente, o capítulo seis é a conclusão relativa ao trabalho.

Capítulo 2

AEROLUMINESCÊNCIA E ONDAS DE GRAVIDADE

2.1 Um breve relato sobre o aeroluminescência

Aeroluminescência é uma ocorrência natural em que o céu noturno emite luz em vários comprimentos de onda. Devido a isso, o céu noturno nunca é totalmente escuro. Geralmente, a aeroluminescência é confundida com a aurora que ocorre em altas latitudes (ártico e antártico), mas, sua origem é o resultado da interação do campo magnético com o vento solar.

A aeroluminescência noturna ou a luz noturna ocorre em altitudes de cerca de 80 km a 300 km, Átomos e moléculas são eletricamente e/ou vibra-rotacionalmente excitados por radiação solar ultravioleta durante o dia. À noite, os átomos ou moléculas desexcitam-se e/ou recombina-se liberando energia em um comprimento de onda específico ou em bandas de emissão. Cada comprimento de onda tem uma cor específica e essas cores nos permitem inferir sobre o tipo de átomos ou molécula responsável por essa emissão.

A aeroluminescência foi descoberta porque associou a existência da aeroluminescência ao campo magnético terrestre. Durante este tempo, a aeroluminescência e auroras foram confundidos um com o outro. A principal diferença entre eles é que a aeroluminescência é quase constante e muito mais fraca na intensidade. A aurora esta relacionada com tempestada magnética e é um fenômeno que ocorre

em altas latitudes.

De acordo com [López-González et al. \(2007\)](#), Newcomb em 1901 falou sobre o reconhecimento da existência da aeroluminescência como componente terrestre à luz do céu noturno. O termo aeroluminescência (airglow) foi estabelecido fotometricamente por [Yntema \(1909\)](#). Esse último deu primeiramente o nome "earthlight" para a luz atmosférica emitida no céu a noite. No início de 1909, Burns sugeriu uma emissão terrestre, mas não afirmou que a possível dispersão da luz das estrelas poderia explicar o aumento da intensidade em direção ao horizonte.

2.1.1 Taxa de emissão volumétrica e o mecanismo de excitação

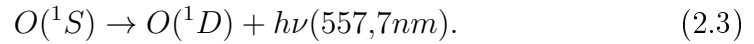
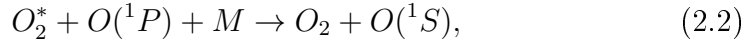
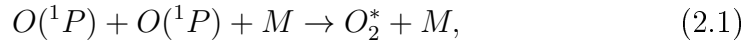
A emissão da aeroluminescência das espécies químicas; OI 557,7nm, O_2 (0-1), NaD e OH (6-2), estudado nesta pesquisa é observável devido à emissão contínua e em massa dessas espécies. A emissão volumétrica é a medida em partes por milhos (ppm). O espectro de frequências de radiação eletromagnética emitidas por estas espécies são causadas pela transição de seu estado excitado para um estado de estável (menor nível de energia).

A emissão da aeroluminescência noturna ocorre principalmente através de;

- Fotoionização: este processo ocorre quando a luz é emitida como resultado de desexcitação do fragmento ionizado de átomos / moléculas para um estado de energia mais baixo.
- Químio-aeroluminescência: Esta emissão ocorre a partir de reação química entre os constituintes atmosféricas. De acordo com esse processo, a aeroluminescência noturna ocorre quando a radiação solar quebra as moléculas durante o dia e emite a luz durante a reação de recombinação a noite.

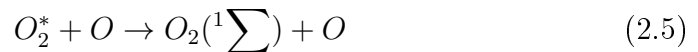
As principais partículas responsáveis pelas emissões estudadas neste trabalho são: Oxigênio atômico, Oxigênio molecular, radical Hidroxilo e Sódio. Suas propriedades são apresentadas abaixo;

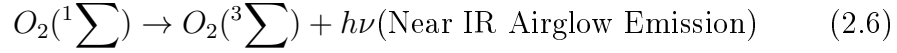
- (i) A Camada de Emissão de Oxigênio Atômico - Linha verde do oxigênio atômico de comprimento de onda de 557,7nm. Esta emissão ocorre em altitudes de 90 a 100 km com pico de intensidade de emissão em 97km. O processo de produção desta linha de emissão ocorre por causa da transição do elétron do estado de 1S para 1D . O singlete de transição S para o singlete D em estado de transição não obedece à regra de seleção quântica para a transição de dipolo e é por isso que é considerada como transição proibida. Esta transição é realmente lenta, tornando assim o seu tempo de vida da emissão mais longo com intensidade que varia de 100R a 200R. O processo de produção de linha verde é a fosforescência (que é um processo de fotoluminescência). O mecanismo de produção de acordo com [Barth et al. \(1962\)](#) é;



onde M é a composição atmosférica média de N_2 e O_2 .

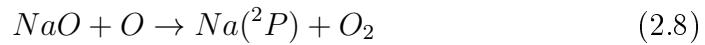
- (ii) O mecanismo de excitação do O_2 é semelhante ao do $OI557,7$ nm. Porém, pelo fato de ser uma molécula, a emissão é composta de várias bandas presença de transições vibra-rotacionais. Para o $O_2(0 - 1)$, a banda de emissão está centrada em 864 nm.



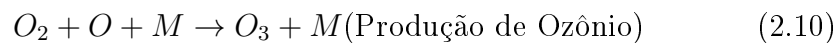
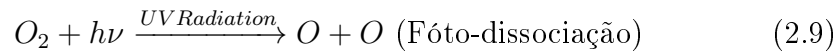


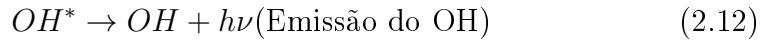
Energia (E) = $h\nu$, * significa excitado.

- (iii) A linha de emissão de Sódio - a emissão de Sódio ocorre entre a altitude de 58 e 110 km de acordo com [Heppner and Meredith \(1958\)](#). No Verão a linha NaD tem uma intensidade de 30R e 200R no Inverno. É dominada por um duplete brilhante em 589.0nm e em 589.6nm que é emitido em uma transição de 3p aos níveis 3s eletrônicos. O mecanismo de excitação e emissão de Sódio na atmosfera [Chapman \(1931\)](#) é;



- (iv) A Camada de Emissão Radial Hidroxila - a origem do brilho do OH é praticamente devido ao nível de vibra-rotacional de OH no mesmo estado eletrônico (com o nível vibratório entre 1 e 9). O radical OH encontra-se dentro da faixa de comprimento onda de 520,0 nm a 4 μm tendo a sua intensidade total em torno de 4MR. A banda do OH observada neste trabalho emite luz com intensidade entre 1000R e 3000R. O pico de emissão de OH ocorre na altitude de aproximadamente 87 km. O mecanismo de excitação ([Meriwether \(1989\)](#)) é;





2.2 ONDAS DE GRAVIDADE

2.2.1 Descoberta e a geração das ondas de gravidade

A investigação das ondas gravidade começou na década de 1950 a partir de observações de perfis de vento na atmosfera superior, obtidos por foguetes. O vento nessa região da atmosfera tinha uma intensa influência e uma grande variação em relação ao tempo (Hines (1960)). Assumiu-se então que tais ventos eram irregulares porque tinham características diferentes das observadas na atmosfera mais baixa. A partir de uma série de artigos publicados pelo C.O. Hines nos anos de 1950s, foi explicado que ventos "Irregulares" poderiam ter sido originados nos modos de propagação de ondas internas na atmosfera, cuja origem é devido ao equilíbrio entre as forças de gravidade, Coriolis e a gradiente de pressão (Hines (1960)). Atualmente, sabe-se que as ondas de gravidade desempenham um papel importante na dinâmica da atmosfera, responsável por turbulência, transferência de momento e de energia, as interagem com as marés e as ondas planetárias, influenciam a estrutura térmica mesosférica e, o fluxo de ar médio (Fritts and Alexander (2003)). Vários fenômenos são responsáveis pela excitação de ondas de gravidade e estão relacionados aos ventos e instabilidades na atmosfera, tais como, explosão vulcânica, impacto meteoro, explosões nucleares, frentes fria e efeitos topográficos (montanhas) (Fritts and Alexander (2003)).

A onda de gravidade de surgem quando a parcela de ar é deslocada da sua posição de equilíbrio, para cima uma força atua para restaurar o estado de equilíbrio do fluido deslocado. A gravidade é a força restauradora e é por isso que é chamada de onda de gravidade nominal. Durante o processo de aquisição do equilíbrio, o pacote de ar oscila com uma frequência. Esta frequência é chamada de Brunt-Vaisala ou frequência de flutuação (buoyancy)

(Nappo (2013)). As ondas com períodos mais longos do que o período de Brunt-Vaisala são conhecidas como ondas de gravidade. Elas são caracterizadas por seu período de propagação (de poucos minutos a horas), seu comprimento

de onda e sua direção de propagação. As ondas que se propagam da atmosfera superior para a atmosfera mais baixa sofrem atenuação à medida que se propagam e aquelas que se propagam de altitudes mais baixas para altitudes mais altas tem aumentos com a energia à medida que se espalham devido à ação dos ventos, o gradiente de temperatura, pressão e diminuição da densidade da Atmosfera neutra (Beer (1974)).

As técnicas mais utilizadas para a observação de ondas de gravidade são: foguetes, granadas, fotografias de nuvens notilucetas (em latitudes elevadas), fotômetros, interferômetros, ondas de rádio por radar, lidar, imagens, radiossondas e outros (Buriti (1997); Medeiros et al. (2001)).

2.2.2 Teoria de ondas de gravidade

O movimento das ondas atmosféricas é regulado por certas leis relativas ao movimento da Terra em resposta à densidade, pressão, excitação de átomos / moléculas e a gravidade em função da altitude. Para nos restringirmos apenas às ondas gravidade, usamos certas aproximações matemáticas. As seguintes equações básicas descrevem o movimento da atmosfera.

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + 2(\vec{\Omega} \times \vec{V}) = -\frac{1}{\rho}\nabla P + \vec{g} + \vec{F} \quad (2.13)$$

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho\nabla \cdot \vec{V} = 0 \quad (2.14)$$

$$Q = C_\nu \frac{dT}{dt} + p \frac{d}{dt} \left[\frac{1}{\rho} \right] \quad (2.15)$$

$$p = \rho RT \quad (2.16)$$

A Equação 2.14 representa o movimento do vetor do vento tendo $\vec{v} = (\vec{u}, \vec{v}, \vec{w})$, o termo $\vec{\Omega} \times \vec{v}$ é a força de Coriolis, onde $\Omega = (0, \Omega_y, \Omega_z)$ representando a velocidade angular da Terra, g é a aceleração devida à gravidade ρ , p e F são a densidade, a pressão atmosférica e uma força externa. O termo $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \nu \cdot \vec{\nabla}$ representa a derivada Euleriana. As equações 2,15 representam a conservação de massa, e

2.16 representam a conservação de energia que um fragmento de massa de ar por unidade de tempo e C_v é o calor específico em um volume constante. $P \frac{d}{dt} \left[\frac{1}{\rho} \right]$ é o trabalho realizado quando uma massa de parcela de ar se expande ou se comprime. A última Equação (2.17) é a equação do gás ideal.

2.3 Solução matemática para a onda de gravidade

As equações descritas acima são difícil solução em seus estados não lineares, mas pode ser resolvido se eles estão em sua forma simples. Usando a seguinte hipótese de vários autores ([Hines \(1960\)](#) e [Walterscheid et al. \(1987\)](#)).

- A curvatura da Terra
- A aceleração devido à gravidade
- Considerando que a atmosfera é isotérmica e
- A perturbação adiabática da atmosfera

A expressão matemática em detalhe utilizada na descrição da solução de onda de gravidade pode ser encontrada no [Gossard and Hooke \(1975\)](#).

Considerando a perturbação de primeira ordem da equação 3.1 a 3.4, temos.

$$\vec{v} = \vec{v}_o + \varepsilon \vec{v}_1 \quad (2.17)$$

$$\vec{p} = \vec{p}_o + \varepsilon \vec{p}_1 \quad (2.18)$$

$$\vec{\rho} = \vec{\rho}_o + \varepsilon \vec{\rho}_1 \quad (2.19)$$

Onde a constante de proporcionalidade do desvio da média é o estado (isto é, representado pelo sub índice o) e depende apenas da altitude. Substituindo as equações 2.18, 2.19 e 2.20 nas equações 2.14 a 2.17, obtemos as seguintes equações;

$$\rho_o \left[\frac{\partial \vec{v}_o}{\partial t} + \vec{v}_o \nabla \vec{v}_1 \right] - \nabla p_1 - \rho_1 g + 2\rho_o \vec{\Omega} \times \vec{v}_o = 0, \text{Vento} \quad (2.20)$$

$$\frac{\partial \vec{\rho}_1}{\partial t} + \vec{v}_o \nabla p_1 + w_1 \frac{\partial \rho_0}{\partial z} + \rho_o \nabla \vec{v}_1 = 0, \text{Continuidade de massa} \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial \vec{\rho}_1}{\partial t} + \vec{v}_o \nabla p_1 + w_1 \frac{\partial \rho_0}{\partial z} - \gamma RT_o \left[\frac{\partial \vec{\rho}_1}{\partial t} + \vec{v}_o \nabla p_1 + w_1 \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right] = 0, \text{Conservação de energia} \quad (2.22)$$

onde $\gamma = \frac{C_p}{C_v}$ e $C_s^2 = \gamma RT$ é a velocidade do som atmosfera em relação à temperatura (T), e R é a constante de gás universal. Assumindo que a atmosfera não é ionizada, não viscosa e considerando a solução linear, é importante transformar os parâmetros atmosféricos. Nós temos:

$$\tilde{a} = \sqrt{\left[\frac{\rho_0}{\rho_s} \right]} a \quad (2.23)$$

onde \tilde{a} representam u, v, w, p ou ρ e a representam U, V, W, P ou ρ . Esses parâmetros são as quantidades de perturbação. Os que possuem os índices ρ_o e ρ_s são a densidade do gás principal e a densidade relativa à altitude. Podemos escrever as equações de $\vec{V} = (u, v, w)$ e $\vec{\rho}$ da seguinte maneira:

$$\frac{\partial \tilde{v}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial x} - 2f\tilde{v} = 0 \quad (2.24)$$

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \tilde{\rho}_s}{\partial y} - 2f\tilde{u} = 0 \quad (2.25)$$

$$\frac{1}{\rho_s C_s^2} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} + \frac{\partial \tilde{v}}{\partial t} - \left(\frac{\partial}{\partial z} - \Gamma \right) \tilde{w} = 0 \quad (2.26)$$

$$\left(\frac{d^2}{dz^2} + N^2 \right) \tilde{w} + \frac{1}{\rho_s} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial}{\partial z} + \Gamma \right) \tilde{p} = 0 \quad (2.27)$$

Nesse caso o $f=2\Omega \cos(\theta)$ é a parâmetro de coriolis, N é a frequência em raio por segundos. Usando a aproximação hidrostática, obtemos uma expressão mais

simples do N que é;

$$N^2 = \frac{g^2}{RT} \left(1 - \frac{RT}{C_s^2} \right) = \frac{g^2}{RT} \left(\frac{\gamma - 1}{\gamma} \right) \quad (2.28)$$

O termo Γ é o coeficiente de Eckart que reflete as influências do gradiente de densidade dos termos inerciais e é dado como

$$\Gamma = \left(\frac{1}{2\rho_0} \right) \frac{\partial \rho_0}{\partial z} + \frac{g}{C_s^2} \quad (2.29)$$

E tem $\Gamma = \frac{g}{2C_s^2} = (2H\gamma) - 1$ para uma atmosfera adiabática, $H = \frac{RT}{g}$ é a escala de altura. Agora, considerando a componente horizontal (x-y) e vertical da onda e se a propagação da direção dessas ondas está sujeita à componente x (o que é comum na literatura de ondas de gravidade), o k, m e σ é o número de onda horizontal, frequência angular vertical e observada ou frequência aparente, então a solução para a Equações 2.21 - 2.24.

$$\tilde{a} = A \exp [i(kx + mz - \sigma t)] \quad (2.30)$$

onde \tilde{a} e A representam u, v, w e p com suas amplitudes complexas U, V, W e P. Obtemos então uma matriz depois de colocar a equação 2.17 nas equações 2.25 a 2.28.

$$\left[\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \nu_o \nabla \right] \quad (2.31)$$

$$\begin{vmatrix} \rho_s \omega_I & -i\rho_o & 0 & -k \\ i\rho_s f & \rho_s \omega_I & 0 & -l \\ k & l & (m + i\Gamma) & -\frac{\rho_s \omega_I}{\rho_s C_s^2} \\ 0 & 0 & (N^2 - \omega_I) & \omega_I \frac{(m + i\Gamma)}{\rho_s} \end{vmatrix} \times \begin{vmatrix} \tilde{u} \\ \tilde{v} \\ \tilde{w} \\ \tilde{p} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{vmatrix}$$

A Figura 2.1 mostra a representação de uma onda que se propaga para cima usando a sistema de matriz.

A solução não trivial do sistema , para o sistema linear homogêneo, requer que o determinante da matriz seja igual a zero. Para resolver esta equação, obtemos a relação de dispersão da onda.

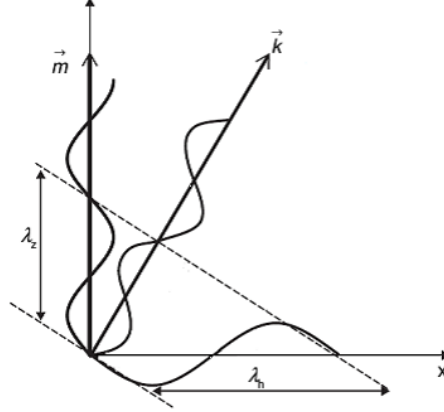


Figura 2.1: Uma ilustração de uma frente de onda e vetor de onda para uma onda bidimensional. Fonte: Nappo (2013)

$$m^2 = \frac{(N^2 - \omega_I^2)}{\omega_I^2 - f^2} k^2 - \frac{(N^2 - \omega_I^2)}{C_s^2} \quad (2.32)$$

onde $N_a^2 = N^2 + C_s^2 \Gamma^2$. Equação 2.29 corresponde a dois tipos de ondas, a primeira parte do lado direito está relacionada à onda de gravidade (a onda com períodos maiores que seis (6) minutos e a segunda parte está relacionada à onda de gravidade acústica.

O parâmetro ω é a frequência angular da onda observada que se move com o vento de fundo e é também chamada de frequência intrínseca da onda. Sua relação com a frequência aparente é dada por;

$$\omega_I = \sigma - \vec{k} \cdot \vec{\nu}_o \quad (2.33)$$

onde $\vec{\nu}_o$ é a velocidade do vento de fundo com o componente Meridional (N-S) e Zonal (E-W), e \vec{k} é o número de onda horizontal. O termo $\vec{k} \cdot \vec{\nu}$ pode ser estimado usando produto interno. Usando a abordagem do produto interno, temos

$$\vec{k} \cdot \vec{\nu}_o = k_x U_x + k_y U_y \quad (2.34)$$

2.3. Solução matemática para a onda de gravidade

$$k_x = k \cos \alpha \quad (2.35)$$

$$k_y = k \sin \alpha \quad (2.36)$$

α é o ângulo que o vetor de onda faz com a direção zonal e a direção Meridional usando a abordagem de projeção;

$$\vec{k} \cdot \vec{v}_o = |k| |u| \cos \beta \quad (2.37)$$

β é o ângulo entre a direção de propagação da onda e o vento. Ambas as abordagens utilizadas produzem o mesmo resultado.

Capítulo 3

INSTRUMENTAÇÃO

3.1 Fotômetro Multi-3

O fotômetro é um dispositivo que mede a intensidade da radiação. É um equipamento simples, mas amplamente utilizado nas medições de aeroluminescência devido à facilidade de operação e manuseio, bem como seu baixo custo quando comparado com outros equipamentos de aeroluminescência utilizados. Para medir a intensidade de uma emissão de aeroluminescência, o comprimento de onda da emissão deve ser selecionado. O fotômetro utiliza filtros de interferência para selecionar o comprimento de onda da radiação a ser medida e um fotomultiplicador para medir a intensidade dessa radiação. O modelo Multi-3 desenvolvido pelo grupo Lume do INPE, consiste, principalmente, em cinco filtros de interferência que selecionam os comprimentos de onda a serem medidos, uma lente convergente e um diafragma para determinar o campo de visão do equipamento, uma fotomultiplicadora que atua como fotodetector e um microcomputador que controla e gerencia toda a operação do equipamento. O sistema ótico tem uma abertura de sessenta milímetros (60 mm) de diâmetro e é sempre apontado para o zênite local. A Figura 3.1 mostra o principais componente do fotômetro Multi-3.

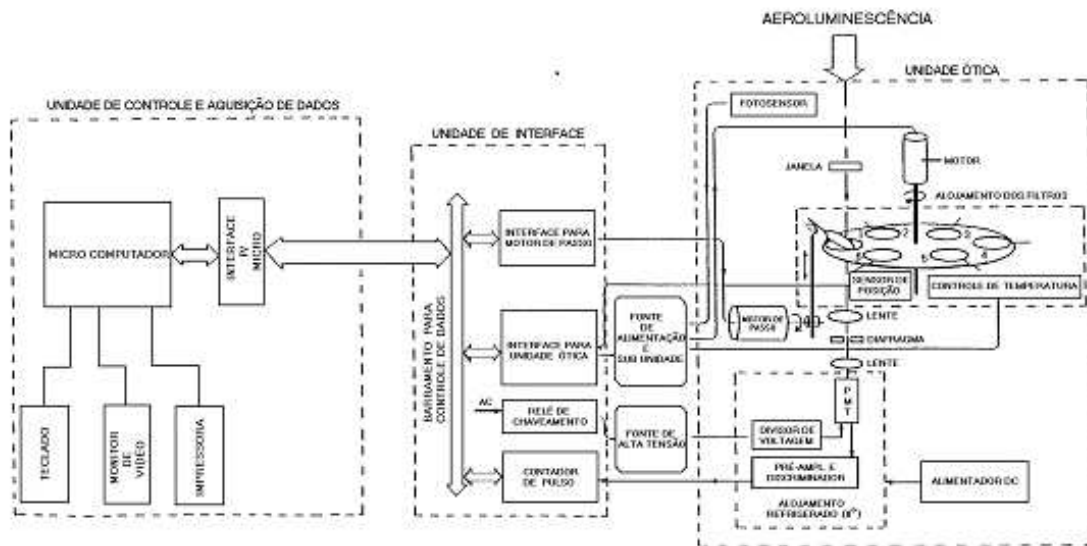


Figura 3.1: Esquema do fotômetro MULTI-2 do Laboratório do INPE.
 FONTE: Melo et al. (1993)

3.2 Princípio de operação do instrumento

As medições da intensidade de cada linha de emissão e a radiação de fundo contínua são realizadas separadamente a partir da varredura de comprimento de onda obtida a partir do comprimento de onda central através da inclinação do filtro durante a observação por utilização de um motor de passo. Essa varre chira ocorre a partir de inclinação do filtro. A Tabela 3.1 mostra as características do fotômetro Multi-3, enquanto a Figura 3.1 mostra uma visão esquemática de um fotômetro semelhante.

Por outro lado, a Figura 4.2 fornece uma visão detalhada dos dois motores de passo. O motor de passo M_1 , é usado para mover a roda de filtro, permitindo assim a rotação do filtro de interferência, enquanto o motor M_2 , é utilizado para inclinar o filtro de interferência em relação ao seu eixo ótico permitindo uma varredura de comprimentos de onda em torno do comprimento de onda central.

N_o	Filtro	Canal	Comprimento de onda (nm)	Largura de banda(nm)	Sensibilidade (cps/R)	Medida
1	OI5577	21	557,7	1,07	41,1	OI5577
		60	555,0	1,31	16,6	BG
2	NaD	19	589,2	1,24	30,3	D1 & D2
		50	586,6	1,37	19,0	OH(6,2)R
		72	583,8	1,61	9,1	BG
3	OI 6300	19	630,0	1,17	44,4	OI6300
		50	627,0	1,21	40,8	BG
4	OH(6,2)	7	848,0	1,16	22,1	BG
		31	846,6	1,19	20,2	P1(4)
		59	843,1	1,33	15,6	P1(3)
		76	839,9	1,39	12,7	P1(2)
5	$O_2A(0,1)$	12	872,8	1,08	17,9	BG
		57	868,0	1,24	16,4	Ramo P
		69	866,0	1,27	-	Pico
6		1	-	-	-	Ruido

Tabela 3.1: Características dos filtros de interferência usados no fotômetro MULTI-3. FONTE: Adaptada de [Takahashi et al. \(2002\)](#)

3.3 Unidade ótica

A unidade ótica é considerada a principal unidade do fotômetro e é dividida em partes que são filtro de interferência inclinável, lente convergente, disco de calibração, diafragma e tubo fotomultiplicador.

3.3.1 Filtros de interferência

O comprimento de onda de emissão do OH (6-2) a ser estudado é determinado pelo filtro de interferência com uma inclinação ao seu eixo ótico para verificação em relação ao seu eixo central controlado em rotação pelo motor de passo, fazendo-a tornar possível a medição das emissões de luminescência noturna atmosférica em regiões específicas do espectro electromagnético.

Cada um dos cinco filtros de interferência do Multi-3 é usado para observar aeroluminescência em diferentes regiões do espectro electromagnético, com a respectiva radiação de fundo. Eles estão alojados em uma bandeja rotativa

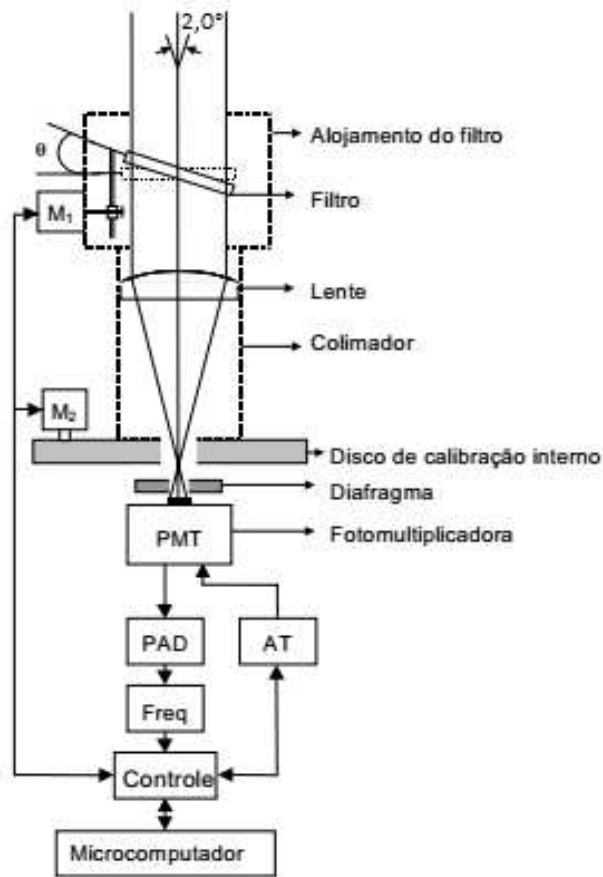


Figura 3.2: Esquema óptico e diagrama de blocos do fotômetro portátil, semelhante ao MULTI-3. FONTE: [Wrasse et al. \(1999\)](#)

chamada de "roda de filtros". Quando o filtro está pronto para fazer uma medição, o motor de passo M_2 faz com que o filtro se incline, permitindo verificação nesse comprimento de onda. A relação entre o ângulo de inclinação do filtro e o deslocamento comprimento de onda do filtro que permite a transmissão é dada por ([Eather and Reasoner \(1969\)](#)):

$$\frac{\Delta\lambda}{\lambda_0} = -\frac{\theta^2}{2\mu^2} \quad (3.1)$$

onde θ é o ângulo de inclinação do filtro, $\Delta\lambda$ é o deslocamento no comprimento de onda, λ_0 é o comprimento de onda central do filtro quando a inclinação é zero

($\theta = 0$) e μ é o índice de refração efetiva do filtro. O motor de passo M_2 tem um deslocamento de resolução $0,9^\circ$ angular, permitindo uma centena de diferentes posições para cada filtro.

Assim, cada filtro tem 100 canais disponíveis para as medições de aeroluminescência que variam de 0 a 99, com cada um desses canais permitindo a passagem de um comprimento de onda diferente. Com isso, é preciso saber quais os canais que permitem a passagem de certos comprimentos de onda dentro das intensidades de emissão de luminescência atmosférica que se deseja medir. Para determinar os canais dentro do qual o fotômetro irá medir a intensidade da aeroluminescência, o mesmo é calibrado usando um monocromador para seleccionar os comprimentos de onda desejados para medições no laboratório.

A curva de transmissão do filtro de interferência pode sofrer um deslocamento no comprimento quando existe uma variação na temperatura no ambiente do filtro. Um valor $0,25\text{Å}/^\circ\text{C}$ foi estimada por [Eather and Reasoner \(1969\)](#), e esta mudança não acontece quando o filtro é mantido em um ambiente com uma temperatura controlada em torno de 28°C . A temperatura é controlada através de dois transistores de potência e um sensor de temperatura.

3.3.2 A teoria do fotomultiplicador

Um tubo fotomultiplicador, útil para a detecção de luz de sinais muito fracos, é um dispositivo fotoemissivo em que a absorção de um fóton resulta na emissão de um elétron. Estes detectores funcionam amplificando os elétrons gerados por um fotocátodo exposto a um fluxo de fóton. O seu princípio de funcionamento é baseado no efeito fotoelétrico por emissão de elétrons secundários (avalanche). A Figura 3.3 mostra um diagrama esquemático do fotomultiplicador. Basicamente, o fotomultiplicador compreende um tubo de descarga de vidro, no fotocátodo, um conjunto de díodos, um ânodo e um contador de impulsos elétricos.

Os fótons selecionados atingem o cátodo pelo qual os elétrons são emitidos como resultado do efeito fotoelétrico. Os fotoelétrons emitidos são acelerados por uma diferença de potencial para o primeiro diodo onde mais elétrons são liberados via emissão secundária. Estes elétrons emitidos são acelerados novamente para o próximo diodo, liberando mais elétrons. Depois há uma reação em cadeia que

libera mais e mais elétrons por emissões secundárias. No final do processo, os elétrons atingem o fotomultiplicador do ânodo, que recolhem e são colocá-los num pulso crescente que, por sua vez, é amplificado e convertido num pulso digital, que é, finalmente, dirigido a um sistema eletrônico que conta os impulsos. Um dos parâmetros importantes do fotomultiplicador é a sua eficiência quântica, a qual é definida como a razão entre o número de elétrons ejetados (foto-cátodo) e o número de fótons incidentes no cátodo. A eficiência de conversão de fótons de elétrons varia fortemente com a frequência da radiação incidente. Então, para escolher um fotomultiplicador como um fotodetector, o espectro de emissão de luminescência atmosférica da região a ser medida deve ter uma boa eficiência quântica.

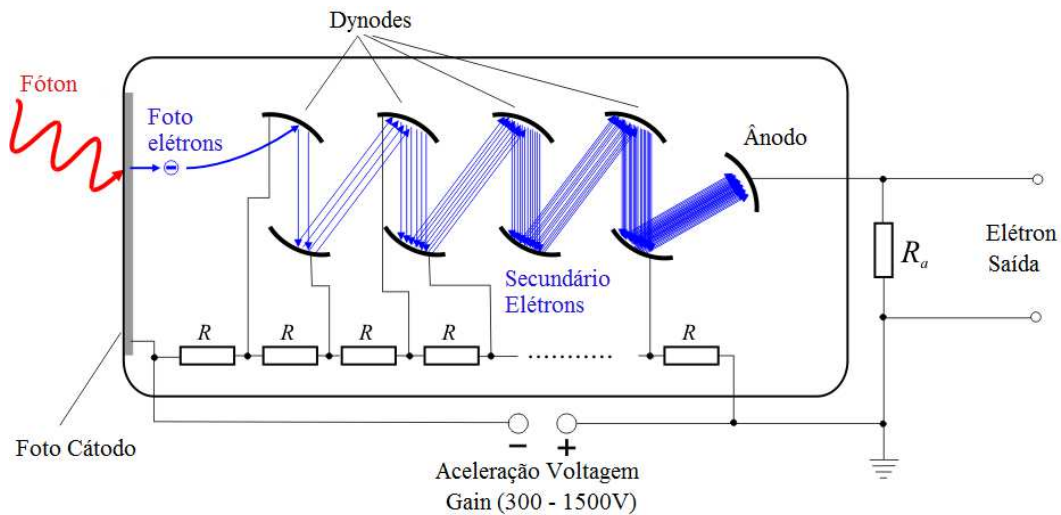


Figura 3.3: Diagrama esquemático de um tubo fotomultiplicador.
 FONTE:upload by Benutzer:Jkrieger, 2007

3.3.3 Calibração

A calibração do instrumento é um requisito importante a fim de ser capaz de usar o aparelho para a avaliação das suas características e para medir corretamente a intensidade da luminescência atmosférica. A transmissão e a sensibilidade absoluta dos filtros de interferência do fotômetro devem ser conhecidas. O esquema e o aparato experimental para determinar os parâmetros na calibração fotômetro

foram divulgados por [Melo et al. \(1993\)](#) e [Wrasse \(2000\)](#).

3.3.4 Filtros de transmissão

A transmissão de um filtro de interferência é definido como uma fração da radiação incidente através do filtro para um comprimento de onda específico. No caso de um fotômetro, a determinação da transmissão por meio de filtros é necessária para conhecer a resposta para cada luz monocromática de acordo com [Melo et al. \(1993\)](#);

$$J_1(\lambda) = C_\eta(\lambda)T(\lambda)\phi_\lambda\Delta\lambda \quad (3.2)$$

onde, $J_1(\lambda)$ é a resposta do fotômetro em pulsos por segundo, C é um fator instrumental (dimensional), $\eta(\lambda)$ é a eficiência quântica do fotomultiplicador, $T(\lambda)$ é a transmitância do filtro, ϕ_λ é o potência espectral emitida por uma fonte padrão e $\Delta\lambda$ é a resolução espectral do monocromador. Em seguida, a expressão é obtida para a transmissão dos filtros.

$$T(\lambda) = \frac{C_\eta(\lambda)\phi_\lambda\Delta\lambda}{J_1(\lambda)} \quad (3.3)$$

Mas, a partir do ponto de vista prático, cada curva de transmissão de filtro é obtida dividindo a resposta do fotômetro com e sem filtro de interferência. Sem o filtro de interferência, a resposta do fotômetro é dada por:

$$J_1^*(\lambda) = C_\eta(\lambda)(\lambda)\phi_\lambda\Delta\lambda \quad (3.4)$$

Assim, a partir das Equações 2.14 e 2.16, a curva de transmissão de cada filtro pode ser determinada a partir da seguinte expressão:

$$T(\lambda) = \frac{J_1(\lambda)}{J_1^*(\lambda)} \quad (3.5)$$

A fim de avaliar melhor as características do filtro, o valor do taxa de transmissão máxima (T_{max}) deve ser determinado, assim, a Equação 3.5 pode ser usada para obter o pico de transmissão. Em geral, para cada posição do filtro de interferência, a radiação não ocorre a um comprimento de onda específico, mas

num pequeno intervalo em torno do comprimento de onda específico do canal no qual o filtro está localizado. Assim, o parâmetro bem definido denominado largura efetiva de filtro $\Delta\lambda_{eff}$, é dado por;

$$\Delta\lambda_{eff} = \int t(\lambda)d(\lambda) \quad (3.6)$$

onde, $t(\lambda)$ é a transmissão relativa do filtro, definido pela:

$$t(\lambda) = \frac{T(\lambda)}{T(\lambda_{max})} \quad (3.7)$$

3.3.5 Sensibilidade absoluta

A sensibilidade absoluta é uma característica do parâmetro de fotômetro compreendendo aspectos óticos e eletrônicos do equipamento. Em termos da resposta do fotômetro à irradiação de uma fonte de luz, a sensibilidade absoluta pode ser expressa do seguinte modo (Bageston et al. (2007) e Gobbi (1993)):

$$S(\lambda) = \frac{J(\lambda)}{B\Delta\lambda_{eff}} \quad (3.8)$$

onde B é a radiância espectral.

3.4 Imageador

O imageador do observatório do Grupo de Pesquisa Aerolumina da Unidade Acadêmica de Física (UAF) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) pertence ao projeto de Clima Especial coordenado pelo INPE é usado para medir as emissões de aeroluminescência. Basicamente, ele consiste em um sistema de câmera ótica e um sensor de luz tipo (CCD). Este instrumento é capaz de detectar variações de intensidade nas camadas de aeroluminescência e gravá-las através de imagens. O imageador consiste num sistema ótico, filtros de interferência, câmara CCD, sistema de arrefecimento e fonte de alimentação do instrumento, A Figura 3.4 ilustra o imageador usado pela Universidade Federal de Campina Grande para medir as emissões da aeroluminescência noite em São João do Cariri (7,2°S; 36,3°W).

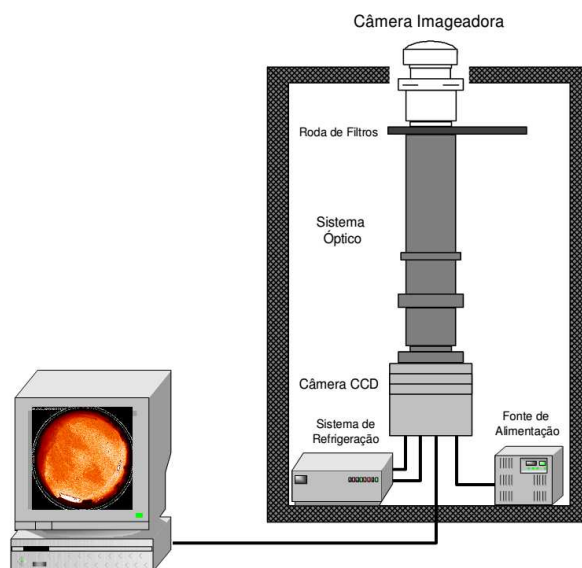


Figura 3.4: O Imageador usado para medir as emissões de aerossóis noturnos em São João do Cariri. Fonte: [Wrasse et al. \(2004\)](#)

3.4.1 Sistema ótico do imageador

A Figura 4.5 ilustra o sistema ótico do imageador da UFCG. Este sistema é constituído por uma lente "fisheye" com campo de visão de 180° (fov), um conjunto de lentes telecêntricas, um sistema de filtros de interferência (75 mm de diâmetro), uma lente acromática e outra lente objetiva.

3.4.2 Teoria do imageador

A luz incidente que cai sobre o sistema ótico através da lente do fisheye (lente L_1) produz uma imagem, chamada imagem primária, que é igual ao tamanho do filtro de interferência. O conjunto de lentes telecêntricas (lente L_2) faz com que os raios de luz provenientes do plano principal da lente fisheye fiquem paralelos ao eixo do sistema ótico. Para tornar isto possível, a distância focal destas lentes (L_2) deve ser igual à sua distância ao plano principal da lente fisheye (L_1). O percurso ótico é então estorvar por filtros de interferência (que são cinco ao todo). Abaixo está a Tabela 3.2 mostrando as principais características do filtro de interferência, o comprimento de onda das espécies fotoquímicas e a localização espacial das

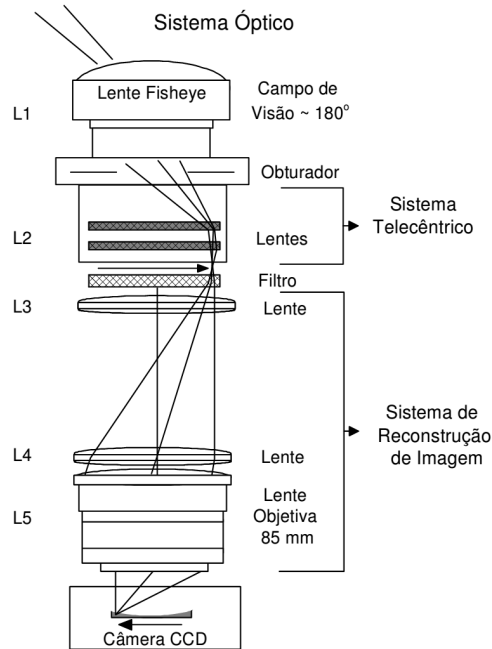


Figura 3.5: Diagrama esquemático ilustrando o sistema óptico imagem usado para focar as emissões de aeroluminescência no dispositivo CCD. Fonte: [Wrasse et al. \(2004\)](#)

correspondentes camadas de emissões.

A componente da luz filtrada passa então através de outro sistema de lente (L_3 , L_4 e L_5) onde o tamanho da imagem primária é reduzido para o tamanho do detector CCD sem qualquer perda de luz. Uma vez que o tamanho do detector CCD utilizado é $24,6 \times 24,6$ mm, a imagem deve ser reduzida por um fator de 3 sobre esta área. Assim, a distância entre a imagem primária formada no filtro de interferência e a lente do plano principal (L_4) deve ser três vezes a distância focal da lente L_5 . Esta lente faz referência da pupila de entrada da lente à lente objetiva L_5 , e a sua distância focal é igual à distância efetiva entre a lente L_3 e esta pupila. A imagem primária formada na posição do filtro é focada através da lente L_4 na lente L_5 . Portanto, a luz incidente na lente fisheye é projetada em toda a área do detector CCD, de modo que há uma melhor utilização de todo o sistema óptico.

Filtro	Comprimento De Onda(nm)	Banda(nm)	Altura (km)
Fundo	578.0	10	95
OI	557.7	2.67	96
OI	630.0	2.4	250
O ₂ (0 – 1)	865.5	12.0	94
OH	715-930	215	87
NaD	589.0-589.6		89

Tabela 3.2: Características dos filtros e altura média das camadas aeroluminescência

3.4.3 Detector CCD (dispositivo acoplado de carga)

Um detector CCD é um sensor de imagem de estado sólido disposto na forma de um conjunto retangular de linhas e colunas espaçadas regularmente. O número de linhas e colunas define o tamanho do sensor CCD, que pode variar entre alguns milímetros até dezenas de milímetros. A Figura 3.6 abaixo ilustra a estrutura de um sensor CCD. O detector CCD usado no UFCG tem 1024×1024 pixels, e cada pixel tem $20 \times 20 \mu\text{m}$. A resolução de uma câmera CCD é definida pela separação e o tamanho dos pixels.

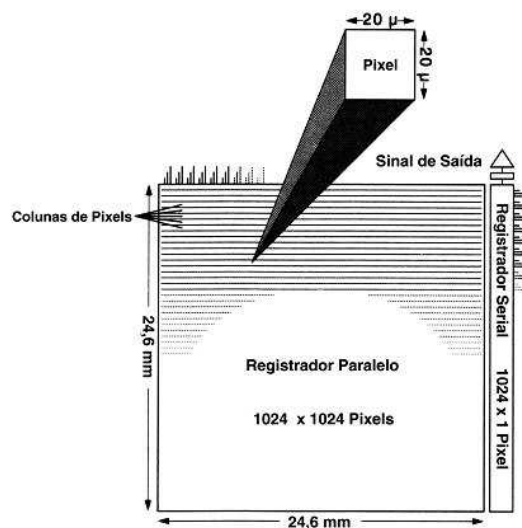


Figura 3.6: Estrutura de um sensor de dispositivo acoplado a carga (CCD).

A função básica de um detector CCD é converter fótons luminosos em elétrons incidentes, que são 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:

- A geração e armazenamento de cargas elétricas
- Transferir cargas elétricas para leitura.
- Converter sinal analógico para sinal digital e
- Armazenamento de dados digitais em forma de matriz.

A primeira tarefa dessa operação está relacionada ao efeito fotoelétrico, ou seja, quando os fótons com um foco energético específico em certos materiais, os elétrons livres são liberados (ejetados) e a carga elétrica produzida por esses fótons é proporcional à luz incidente. Na segunda fase do processo, os fotoelétrons são coletados por um dado elemento capacitivo de uma representação unitária que compõe a imagem chamada pixel. Em seguida, é realizada a transferência de cargas elétricas em direção aos registros verticais. No final de cada coluna existe um registro horizontal de pixels que recolhem pacotes de carga de uma linha num determinado intervalo de tempo e depois os transportam em série para um amplificador. O seguinte processo é a conversão de sinal analógico para digital, onde a tensão associada a cada pixel pode ser amplificado e armazenado, digitalmente codificado, reconstruído e exibido em um computador pessoal como uma imagem. A Figura 3.6 mostra o diagrama de blocos de uma câmera CCD. O sensor CCD está localizado na parte superior da câmera, disposto em um sistema de refrigeração que controla a temperatura do dispositivo CCD, e visa reduzir o ruído térmico do detector. Este 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 de relógio e o conversor analógico / digital (A / D) mantiveram a interface do dispositivo CCD com o PC. Os controladores de relógio convertem o sinal lógico do microcontrolador em tensão 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 num computador pessoal enquanto o sistema de interface controla a comunicação entre a câmara CCD e o microcomputador. As principais propriedades de uma câmara CCD são: uma 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 consegue excelentes medições quantitativas das emissões de aeroluminescência, porque a câmara tem uma boa relação S / N, alta sensibilidade e boa resolução espacial. Os tempos de integração utilizados foram de 15 segundos para a emissão de OH, 90 segundos para a emissão de OI (557,7 nm) e O_2 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_2 atmosférico é de cerca de 15 minutos.

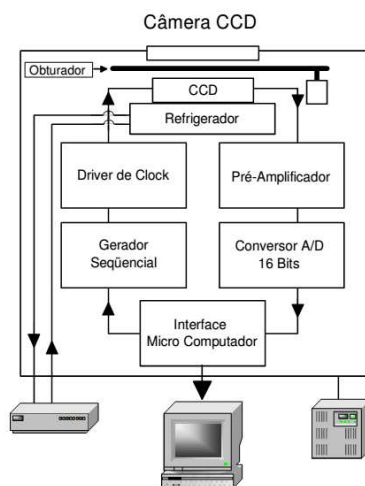


Figura 3.7: Diagrama de blocos da câmera CCD utilizada pelo grupo de pesquisa Aerolume da UFCG.

3.5 Radar meteórico

O radar meteoro do Grupo de Pesquisa Aerolome da Unidade Acadêmica de Física da Universidade Federal de Campina Grande está localizado em São João do Cariri (7,2°S; 36,3°W), no Estado da Paraíba. É utilizado para medir a velocidade zonal e Meridional do vento entre as altitudes de 70 a 110 km estimando a taxa de íons (que está relacionada com a temperatura e pressão do ar). Este radar pertence ao INPE e foi adquirido com recursos da FAPESP.

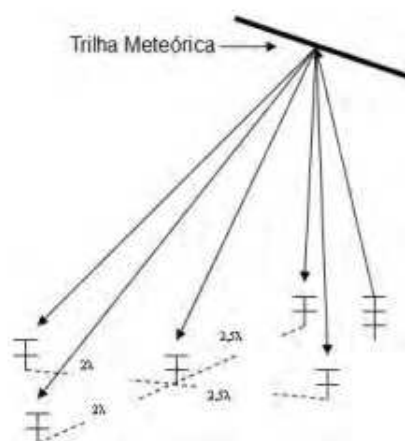


Figura 3.8: Esquema das antenas transmissora e receptoras do radar SKiYMET. FONTE: [Lima \(2004\)](#)

3.5.1 Princípio de operação

Quando um meteoróide incide sobre a atmosfera terrestre, ele interage com a atmosfera neutra e os átomos de meteoro são evaporados, com uma velocidade inicial comparável à do meteoróide. As colisões entre os átomos ionizados e as moléculas atmosféricas são frequentemente repetidas para reduzir as velocidades térmicas da atmosfera ambiente neutro em menos de um milissegundo ([McKinley \(1961\)](#)). Ecos são recebidos de trilhas de meteoros por ondas de rádio incidentes. A onda de rádio penetra em trilhas de meteoro, e é dispersa por cada elétron quando a frequência de rádio é menor do que a frequência de plasma da trilha

ionizada. O deslocamento de frequência Doppler do eco fornece informações sobre a velocidade do vento.

Capítulo 4

METODOLOGIA

4.1 Introdução

Neste capítulo, discute-se a metodologia, ou seja, a observação, coleta de dados, a preparação e a análise de dados. O conjunto de dados foi obtido pelo fotômetro Multi-3, pelo imageador e pelo radar meteoro. Cada um fornece informações sobre os parâmetros de onda vertical (fotômetro), os parâmetros de onda horizontal (imageador) e a velocidade do vento (radar). As seções a seguir fornecem uma descrição detalhada de como os resultados são obtidos.

Na Seção 4.2 apresentamos informações detalhadas sobre a observação, a coleta e a preparação de dados e, finalmente, como foram analisadas. Na seção 4.3, discutimos a determinação dos períodos de propagação usando o período-grama Lomb-Scargle, na seção 4.4, a estimativa dos parâmetros da onda vertical foi discutida, na seção 4.5 a direção do cálculo da propagação foi revisada. A estimativa do parâmetro da onda horizontal é apresentada na seção 4.6 e os passos envolvidos na determinação da frequência intrínseca são apresentados na seção 4.7.

4.2 Observação, a coleta de dados e a preparação de dados

Neste estudo, foram utilizadas as intensidades medidas das emissões atmosféricas obtidas a partir do fotômetro Multi-3 descrito no capítulo anterior. As camadas de emissão consideradas neste estudo foram: A linha verde de oxigênio atômico (OI 557.7nm), o Oxigênio molecular ($O_2(0-1)$), o Sódio linha D (NaD) e o Hidroxilo, (OH) localizados a uma altitude de 97km, 92km, 89km e 87km, respectivamente.

As observações óticas (fotômetro e imageador) são restritas ao período de Lua Nova porque, durante este período, não há contaminação devido à luz espectral da Lua durante a noite. As planilhas foram geradas para intensidades com o tempo de observação correspondente.

Abaixo está a planilha da observação de 25 de outubro de 2003.

Fotômetro Multicanal III		
Data da observação	25 outubro 2005	
Fitos	F_3 (5577)	BG
J cal (Hz)	23938	23317
Rad. (R)	99.16	96.63
Sen. (Rs^{-1})	22.39	19.01
Modelo $P_1(2)/P_1(4)$		
Coeficiente Miles	Coeficiente Turnbull	
Hora	OI 5577	Background
18.247	137.8	1.7
18.281	137	1.4
18.316	140	1.5
18.351	135.4	1.5
18.385	139.2	1.5

Tabela 4.1: Resultado da observação do fotômetro.

A coluna da esquerda é o tempo em horas em que a observação foi feita e a coluna da direita contém as intensidades da emissão de luz de cada noite de observação. Os dados para cada noite de observação são organizados em uma única série que está em conformidade com a sequência temporal em que os dados

foram adquiridos. A Figura 4.1 mostra exemplos de séries temporais de radiação de fundo e OI 557,7nm observada na noite de 25 de outubro de 2003.

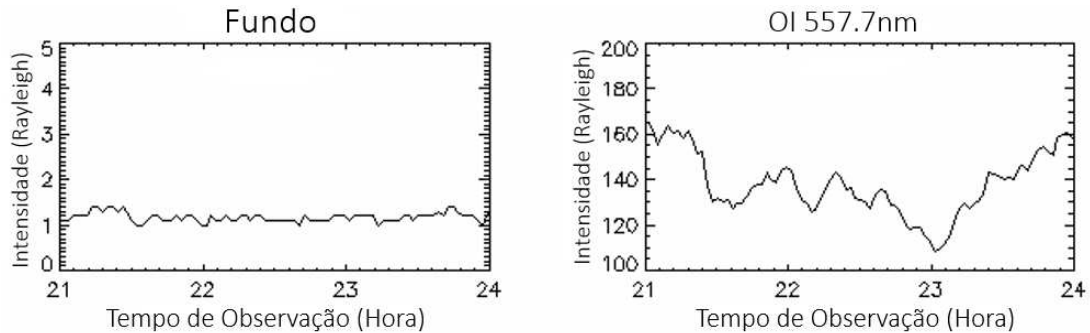


Figura 4.1: Séries temporais de radiação de fundo e OI 557,7nm.

Para estudar uma onda de período de cerca de uma hora e meia (1h30), limitamos o nosso período de observação a três (3) horas, garantindo que a onda apresente pelo menos dois ciclos completos. No caso de um período de cerca de duas (2) horas, o nosso limite de observação foi de quatro (4) horas.

4.3 Análise dos dados da série temporal

Uma vez construídas com êxito as séries temporais, seguiu-se o seguinte procedimento com o objetivo de identificar a frequências de pelo menos meia hora. Para preparar os dados de séries temporais e para a estimativa dos parâmetros de interesse, primeiro eliminamos os ruídos presentes no conjunto de dados que podem ser resultado da presença de luz artificial, nuvens e a Via Láctea.

Para reduzir a influência destes elementos indesejados em nossa análise, as informações de série de tempo da luz do fundo foram consideradas. As séries temporais em segundo plano são mostradas abaixo;

A partir da Figura 4.2, pode-se ver que há um forte aumento de 25h50 (ou 1h50) até 28h00 (ou 04:00 LT) na intensidade de fundo que indica a presença de luz indesejadas (em outras palavras "ruído") dentro desse período e por essa razão o período de observação neste dia foi limitado na faixa de 21h00 até 25h00 LT, como mostrado na Figura 4.2.



Figura 4.2: Mostra a intensidade de fundo para o total período de observação.

A série de tempo foi então suavizada a partir da média de três pontos de dados para remover as altas frequências. O efeito das marés também foi eliminado construindo uma série harmônica de período de oito (8) e doze (12) horas usando a equação abaixo.

$$Harmonics = A + B \cos\left(\frac{2\pi(X - C)}{T}\right) + D \cos\left(\frac{2\pi(X - E)}{T}\right) \quad (4.1)$$

A série de tempo residual foi encontrada obtendo a diferença entre a série de tempo médio e os harmônicos. A tabela abaixo ilustra o resultado do procedimento residual obtido e descrito acima.

Hora	OI 557,7nm	Intensidade média	Harmônico	Residual
18.281	137	138,500	132,956	5,543
18.316	140	137,467	135,089	2,378
18.351	135.4	135,400	138,200	1,016
18.385	139.2	138,067	139,183	-1,115

Tabela 4.2: O resumo do resultado após o tratamento dos dados.

Na Figura 4.3(a), a linha pontilhada é a intensidade bruta, a linha contínua é a intensidade média. Na Figura 4.3(b), a linha pontilhada é a intensidade média e a linha contínua é a harmônica da maré. A Figura 4.4 mostra o gráfico da intensidade residual.

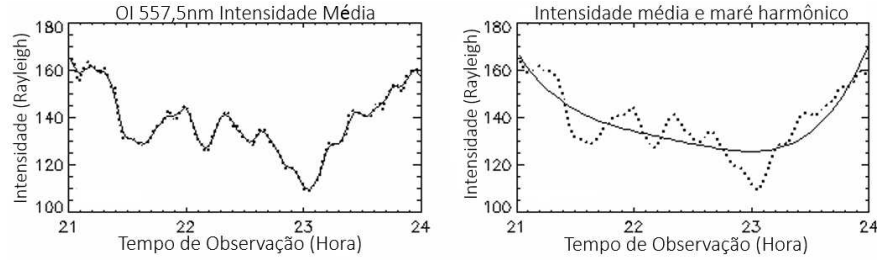


Figura 4.3: Representação gráfica dos resultados obtidos.

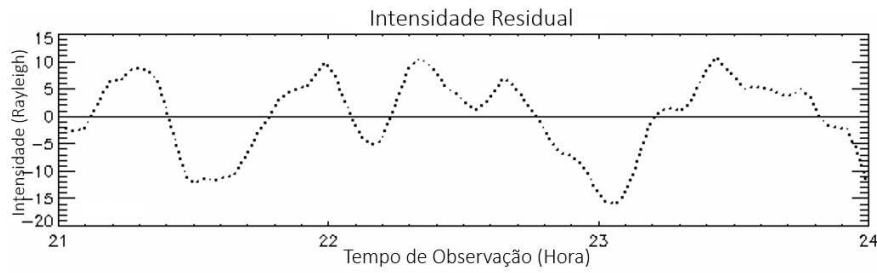


Figura 4.4: Representação gráfica do residual.

4.4 Períodograma de Lomb-Scargle

Os dados da série de tempo residual foram submetidos a um períodograma Lomb scargle para obter o período de propagação usando um programa computacional escrito em IDL (Interactive Data Language). A técnica de Lomb-Scargle é amplamente utilizada na comunidade científica, especialmente na análise de dados astronômicos, identificando periodicidades presentes em dados de séries temporais que não são amostradas em intervalos de tempo constantes. Este método foi desenvolvido por [Lomb \(1976\)](#), [Scargle \(1982\)](#) e [Horne and Baliunas \(1986\)](#). O Lomb Scargle é usado para estimar a contribuição da frequência (ω) a todo sinal (onda) para uma série de tempo (Xt_i), onde $i=1,2,3,\dots,N_o$ é o número de dados mostrado por:

$$P_x(\omega) = \frac{1}{2} \left[\frac{\left[\sum_{j=1}^{N_o} X_j \cos \omega(t_j - \tau) \right]^2}{\sum_{j=1}^{N_o} X_j \cos^2 \omega(t_j - \tau)} + \frac{\left[\sum_{j=1}^{N_o} X_j \sin \omega(t_j - \tau) \right]^2}{\sum_{j=1}^{N_o} X_j \sin^2 \omega(t_j - \tau)} \right] \quad (4.2)$$

Quando o termo τ é expresso como

$$\tan(2\omega\tau) = \frac{\left(\sum_{j=1}^{N_o} X_j \sin 2\omega t_j\right)}{\left(\sum_{j=1}^{N_o} X_j \cos 2\omega t_j\right)} \quad (4.3)$$

O termo τ provoca a equivalência entre o periodograma ajustando as funções seno e cosseno de um conjunto de dados para uma determinada frequência " ω " por um método de mínimos quadrados torna o periodograma invariável em relação ao deslocamento do tempo original (Lomb (1976)). Embora, Lomb-Scargle é um método muito útil quando aplicado a muitas séries de tempo, nem todos são amostrados em intervalos de tempo iguais, portanto, há alguns problemas que têm de ser reduzidos. Um possível problema é que o vazamento espectral ocorre quando a energia espectral associada a certo ω_o escapa frequentemente a outras frequências devido ao comprimento finito dos dados com irregularidades no espaçamento de dados (Horne and Baliunas (1986)). O vazamento espectral que ocorre na baixa frequência (período longo) é conhecido como "aliasing". Para verificar se este longo período presente é verdadeiramente um sinal, o teste de Hornes e Baliunas é realizado na série temporal original (residual).

4.4.1 Como aplicar o teste Hornes e Baliunas

O teste de Horne e Baliunas é obtido subtraindo-se uma nova série com frequência (ω_o) correspondente ao pico significativo identificado e submetendo esta nova série temporal ao periodograma Lomb-Scargle. Se o novo periodograma apresentar o mesmo pico que no sinal original, mesmo que o subtraído desapareça, podemos concluir que os picos observados no periodograma original estão presentes nos dados. O periodograma Lomb-Scargle da série temporal original (residual) e da série temporal após o teste de Hornes e Baliunas (Horne and Baliunas (1986)) é apresentado na figura abaixo;

4.5. Estimativo dos parâmetros das ondas verticais baseados no período observado

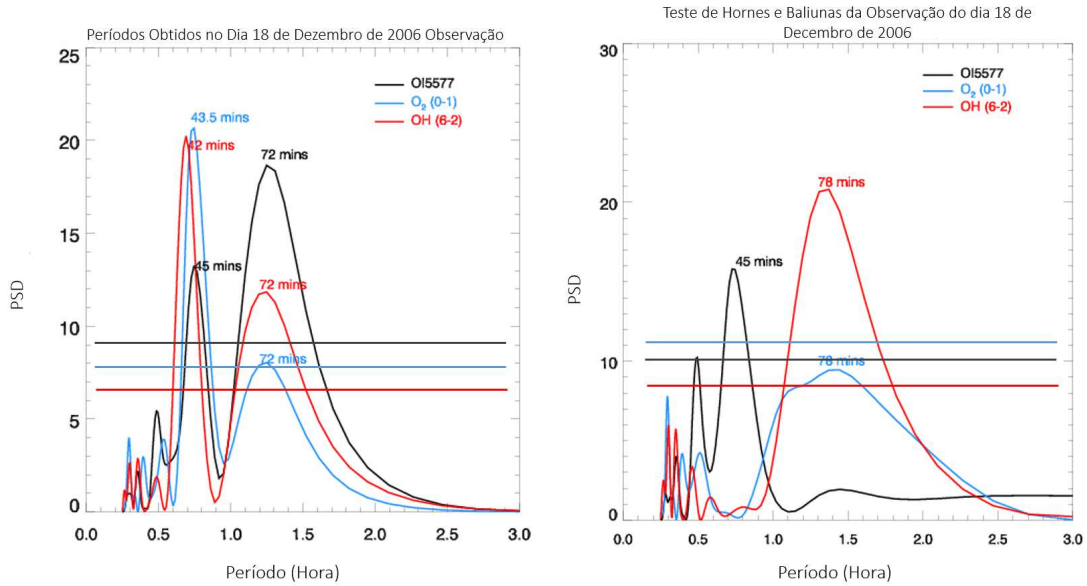


Figura 4.5: A série de tempo original (a) foi submetida ao períodograma LS apresentando dois picos fortes 0,75 hora e 1,20 hora e (b) o novo períodograma após o teste de Hornes e Baliunas; este gráfico mostra que os períodos menos significativos são verdadeiramente um sinal, mas não uma falsa probabilidade de alarme no períodograma.

4.5 Estimativo dos parâmetros das ondas verticais baseados no período observado

A Amplitude e a Fase foram estimadas utilizando Grapher. Ele é feito usando a equação de ajuste pelo método de mínimos quadrado, mas no nosso caso usamos o período obtido a partir do Lomb- Scargle Períodograma de de 25 de outubro de 2003.

$$Harmonics = A + B \cos\left(\frac{2\pi(X - C)}{T}\right) + D \cos\left(\frac{2\pi(X - E)}{T}\right) \quad (4.4)$$

Onde A, B e D é a amplitude em Rayleigh, C e E é a fase de propagação em hora e T é o período em hora. O resultado utilizado na reconstrução da onda artificial é apresentado na tabela abaixo e o gráfico resultante é mostrado na Figura 5.4.

Period	Propriedades	OI 5577	O ₂ (0 - 1)	OH (6-2)
Período	Amplitude (Rayleigh)	4,498	10,225	44,264
0,75h	Fase(hora)	21,150	21,210	21,381
Período	Amplitude (Rayleigh)	5,680	05,010	33,681
1,20h	Fase(hora)	21,168	21,172	21,179

Tabela 4.3: O resumo do resultado após o tratamento dos dados.

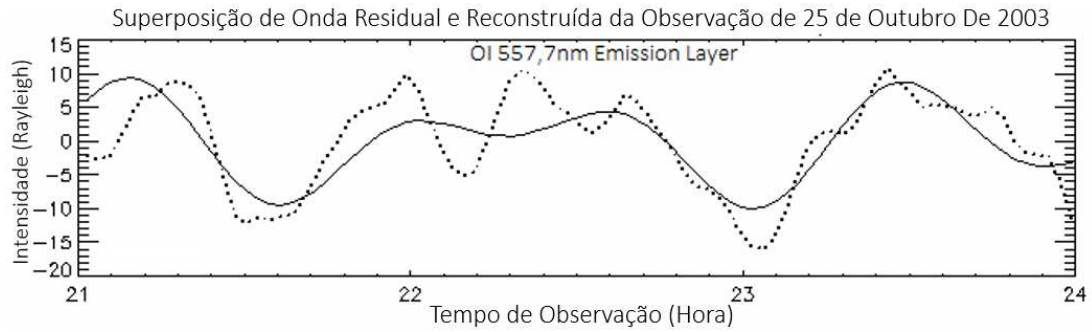


Figura 4.6: Superposição da onda residual e reconstruída de 25 de outubro de 2003, a linha contínua é a onda reconstruída enquanto a linha pontilhada é o residual.

Conhecendo a fase de propagação para as três camadas de emissão, estimamos a velocidade de fase vertical (V_z) encontrando o quociente da diferença entre a altitude de emissão (ΔD) em quilômetros e a diferença de fase das camadas de emissão ($\Delta \tau$) em horas. A relação de velocidade abaixo foi utilizada.

$$V_z = \frac{\Delta D}{\Delta \tau} (km/h) \quad (4.5)$$

O comprimento de onda vertical é estimado simplesmente multiplicando a velocidade de fase vertical pelo período (T) obtido a partir do períodograma L-S.

$$\lambda_z = V_z \times T \quad (4.6)$$

Alternativamente, a velocidade de propagação vertical (V_z) e o comprimento de onda vertical (λ_z) podem ser estimados encontrando a gradiente da altitude (ΔD) contra a fase ($\Delta \tau$) como mostrado abaixo.

4.6. Determinação da direção de propagação vertical

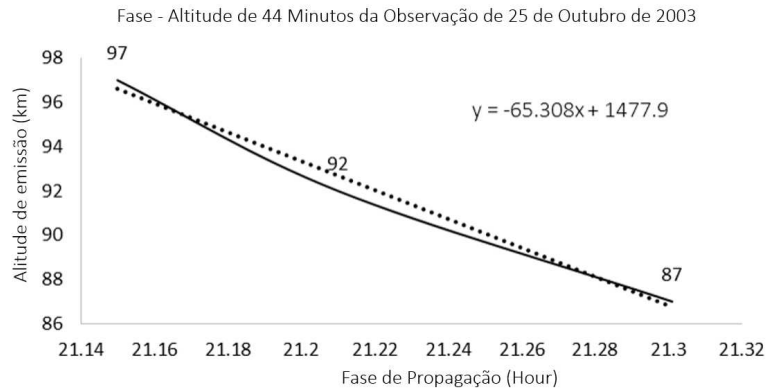


Figura 4.7: Gráfico Altitude-Fase.

Este gráfico negativo (Figura 4.7) tem o gradiente usando a função na Equação 4.7. As informações sobre o acessório são exibidas no canto superior direito do gráfico.

$$y = -ax + b \quad (4.7)$$

onde b são constantes, x é a diferença de fase e y é o comprimento de onda vertical. A constante a é a velocidade de fase vertical (V_z).

4.6 Determinação da direção de propagação vertical

Para determinar a direção de propagação, a onda reconstruída para as três camadas de emissão foi normalizada usando a relação;

$$Normalization = \left(\frac{T}{T_{max}} \right) \quad (4.8)$$

onde T é a série temporal reconstruída e T_{max} é a série temporal máxima reconstruída com o conjunto de dados.

Os dados da série temporal normalizada da onda reconstruída foram então plotados contra o período de observação. A fase de cada amplitude revelou a propagação de fase da onda através das camadas de emissão. Uma propagação de fase ascendente implica uma propagação descendente da onda e vice-versa. O

gráfico negativo da altitude em relação à fase (Figura 5.7) também é um exemplo que confirma a propagação da fase descendente.

4.7 Estimativa dos parâmetros de onda (horizontal) base no período

Os dados da série temporal só podem fornecer informações sobre a componente vertical da onda se mais de uma camada de emissão apresentar o mesmo período. Para investigar mais sobre o estudo de onda, a componente horizontal deve ser conhecida. Isto é feito usando o resultado obtido a partir dos dados coincidentes do imageador usando a análise de Keograma.

4.7.1 Análise de Keograma

Para usar o Keograma na determinação de parâmetros de onda de propagação, o estudo de oscilação é separado em direção meridional e zonal. Os parâmetros de onda são obtidos pela relação geométrica entre os componentes.

Metodologia de análise de Keograma

A técnica de imagem de aeroluminescência é muito útil para estudar as características das ondas de gravidade interna na mesosfera e na termosfera inferior, pois permite a parametrização dessas ondas com boa precisão (Taylor et al. (1997), Wrasse et al. (2006), Medeiros et al. (2007) e Bageston et al. (2009)). A Figura 4.8 apresenta uma sequência de vinte imagens, simulando uma escala de média de oscilação onde as regiões mais claras representam as cristas de onda, enquanto que as regiões mais escuras os vales. Note-se que esta onda se propaga para o noroeste. As linhas brancas representam as regiões da imagem onde serão obtidas as amostras para a construção dos keogramas.

Parametrização

A Figura 4.9 mostra os respectivos keogramas, e os eixos horizontais indicam a aquisição de tempo de cada uma das imagens da figura acima. Os eixos verticais

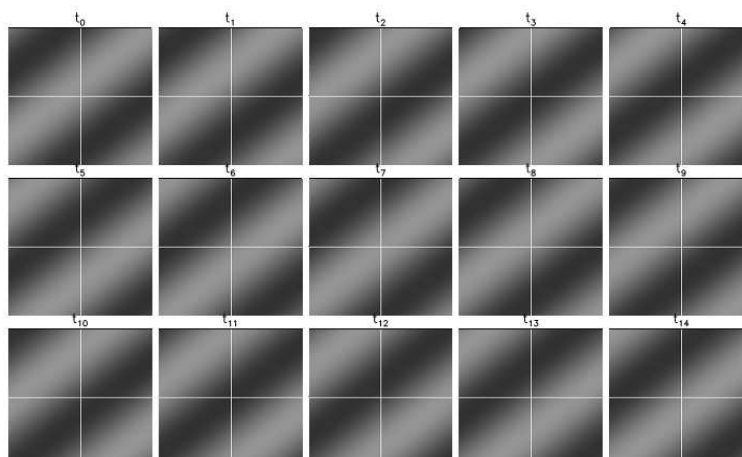


Figura 4.8: Sequência de vinte imagens tiradas pelo imageador. Fonte: Paulino (2012)

representam as distâncias em direções meridionais (painel superior) e zonal (no painel inferior). Note-se que a oscilação detectada na sequência de imagens, é claramente vista no Keograma. As linhas brancas horizontais em keogramas representam a região de interesse para a determinação dos parâmetros da onda e, neste algoritmo, esta região de interesse é escolhida arbitrariamente.

Determinação das periodicidades

O primeiro parâmetro a ser determinado é o período (por correlação entre as periodicidades de cada linha). Os períodos determinados serão considerados válidos se o mesmo período for detectado em pelo menos três dos cinco perfis de Keograma.

Determinação do comprimento de onda

Depois de determinar o período, o próximo passo é encontrar o comprimento de onda na direção zonal e meridional. Cada perfil horizontal selecionado é assumido como sendo uma função cosseno na sua forma pura

$$A_i \cos \left(\frac{2\pi}{\tau} t + \phi_i \right) \quad (4.9)$$

onde τ é o período, A_i é a amplitude, ϕ_i é a fase de cada linha horizontal i . É

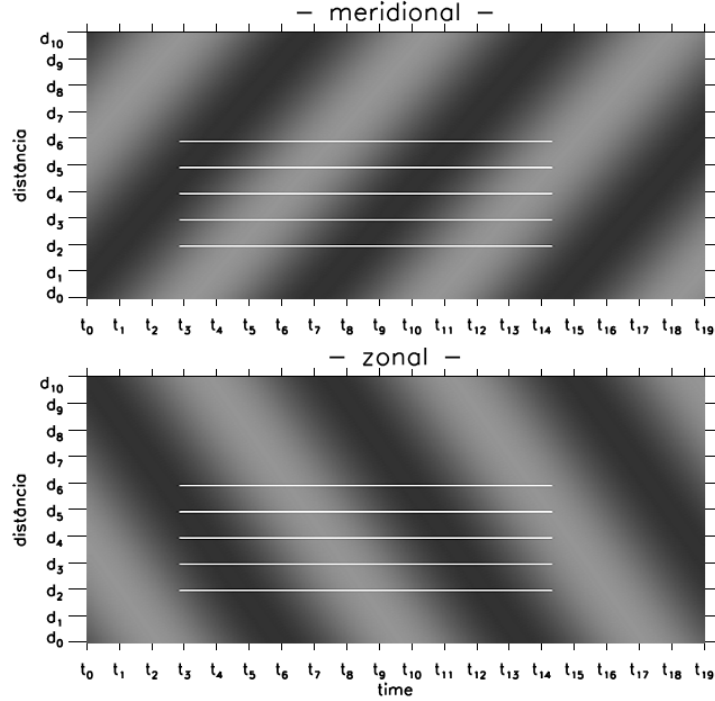


Figura 4.9: Mostra a imagem de todo o céu a ser parametrizada. Fonte: [Paulino et al. \(2012\)](#)

aplicado um encaixe linear de mínimos quadrados. Tendo feito isso, as equações para cada linha na região selecionada são:

$$d_x = a_o + a_1\phi_x \quad (4.10)$$

$$d_y = b_o + b_1\phi_y \quad (4.11)$$

O subscrito x e y refere-se a componente zonal e meridional respectivamente. O 0 e 1 indicam o coeficiente da linear e angular de cada linha. Os símbolos a_1 e b_1 são respectivamente a velocidade da fase zonal e meridional, e ϕ_x e ϕ_y são as fase das respectivas direções.

$$a_1 = \nu_x \quad (4.12)$$

4.7. Estimativa dos parâmetros de onda (horizontal) base no período

$$b_1 = \nu_y \quad (4.13)$$

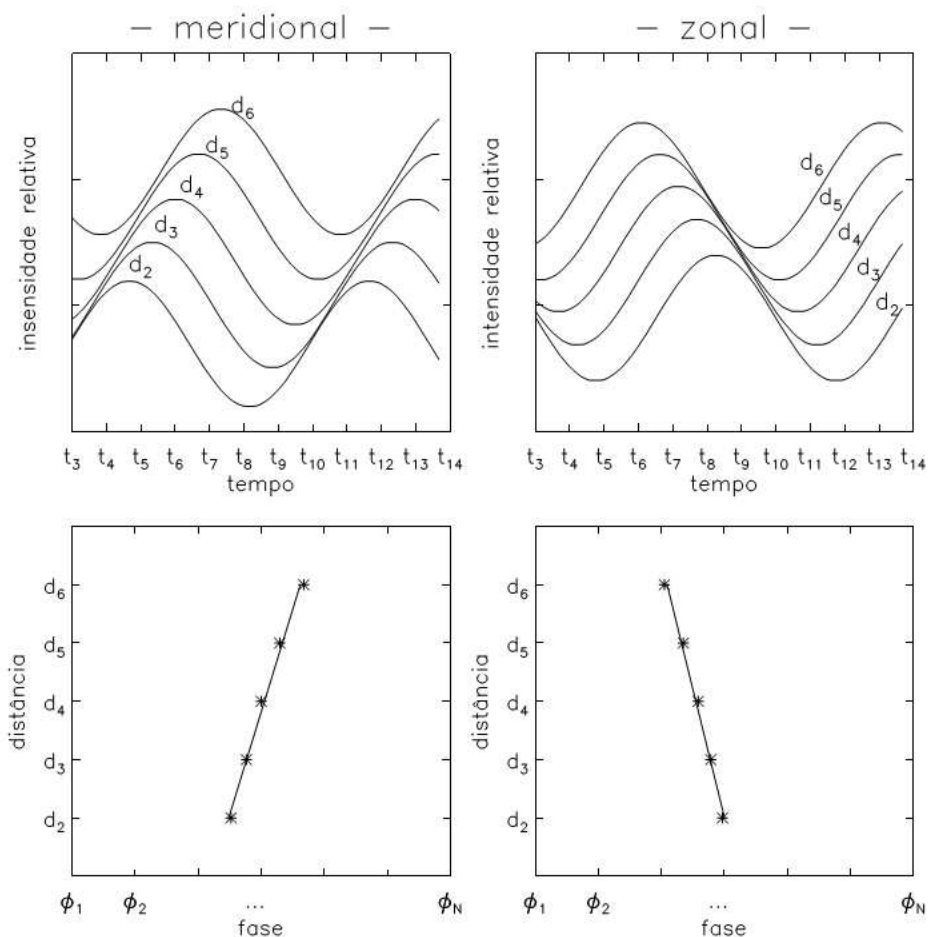


Figura 4.10: Direção da fase meridional e zonal. Fonte: [Paulino et al. \(2012\)](#)

Na Figura 4.10 o painel superior é a oscilação horizontal da onda em direção meridional e zonal enquanto que o painel inferior é a fase da onda.

O comprimento de onda horizontal da componente meridional e zonal é calculado usando a relação abaixo

$$\lambda_x = \nu_x \tau \quad (4.14)$$

$$\lambda_y = \nu_y \tau \quad (4.15)$$

O comprimento de onda horizontal λ_H e a direção de propagação da fase podem ser obtidos geometricamente por;

$$\lambda_H = \frac{\lambda_x \lambda_y}{\sqrt{\lambda_x^2 + \lambda_y^2}}. \quad (4.16)$$

E direção de propagação pode ser determinada usando

$$\alpha = \arccos \frac{\lambda_H}{\lambda_y}. \quad (4.17)$$

Se não houver variações de fase num determinado componente, a comprimento de onda de nessa direção é muito grande e o comprimento de onda horizontal resultante será substancialmente igual ao comprimento de onda observado no outro componente.

A determinação da direção de propagação da onda pode ser rapidamente verificada analisando a inclinação da reta de ajuste das fases da onda aos componentes, isto é, meridional e zonal. A direção de propagação da onda será nordeste quando os perfis de fase zonal e meridional estiverem aumentando. Quando os perfis de duas fases estão diminuindo, a onda se espalha para o sudoeste.

Quando o perfil de fase meridional está diminuindo e o zonal está aumentando, o sentido aproximado da fase de propagação é sudeste. Por outro lado, quando o perfil para o componente meridional aumenta e diminui para a zona, a direção da propagação da fase da onda será na direção noreste. Se a onda aparecer verticalmente paralela (mesma fase), ela estará se propagando na direção zonal. Se ela emergir paralela à horizontal, então a onda se propagando meridionalmente.

A Tabela 4.4 resume as possibilidades de propagação de uma onda apenas observando a inclinação dos keogramas. Esta é uma verificação rápida e importante para verificar a consistência dos parâmetros que estão sendo calculados para uma dada onda porque a direção de propagação da onda pode ser facilmente verificada pelo uso da animação da sequência de imagens de interesse.

4.7. Estimativa dos parâmetros de onda (horizontal) base no período

Direção	Fase (Meridional)	Fase (Zonal)
N	incre	cte
NE	incre	incre
E	cte	incre
SE	decre	incre
S	decre	cte
SW	decre	decre
W	cte	decre
NW	incre	decre
Estacionário	cte	cte

Tabela 4.4: Resumo da direção da onda.

Onde incre é progressa de fase, decre é decréscimo de fase e cte constante.

A Figura 4.11 é um exemplo de imagem de Imageador na noite de 25 de outubro de 2003 para OH (6-2) emissão região.

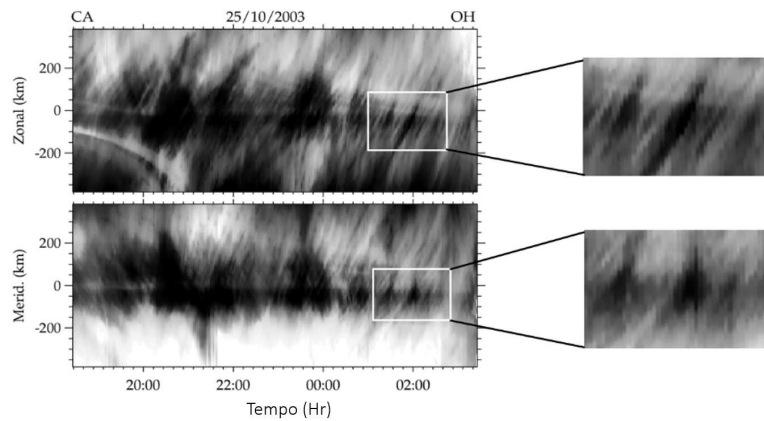


Figura 4.11: Parametrização da componente horizontal da onda observada na noite de 25 de outubro de 2003.

A região estendida dentro do retângulo branco em ambas as direções é a área selecionada para a parametrização da onda dentro dessa região. O intervalo de tempo para a região selecionada é o mesmo. O resultado da análise Keograma é apresentado na Figura 4.12 abaixo.

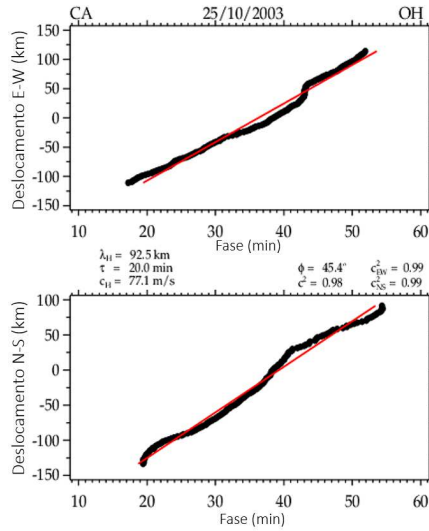


Figura 4.12: Resultado, ou seja, os parâmetros obtidos a partir da análise Keograma.

4.8 Determinação da frequência intrínseca

Para determinar a frequência intrínseca, que relaciona a componente de onda vertical com a componente de onda horizontal, é necessária a informação do vento no mesmo período de observação que está no fotômetro e no Imageador. O procedimento discutido no Capítulo 2 foi utilizado na estimativa da frequência intrínseca.

4.9 Estimativa da frequência do vento de fundo

$$\omega_I = \omega_o - \vec{v}_H \cdot \vec{k}_H \quad (4.18)$$

ω_I é a frequência intrínseca e ω_o é a frequência observada

Quando se utiliza tanto a abordagem de projeção (Equação 4.9) como a abordagem do produto interno (equação 4.10)

$$\vec{k} \cdot \vec{v}_o = |\vec{k}| |\vec{v}_o| \cos \beta \quad (4.19)$$

β é o ângulo que o vento de fundo faz com a onda e U_H é a velocidade da onda O Vento de fundo.

4.10. Estimativa do comprimento de onda vertical e horizontal usando a relação de dispersão

$$\vec{v}_H \cdot \vec{k}_H = \nu_x k_x + \nu_y k_y \quad (4.20)$$

onde $k_x = \vec{k}_H \cos(\alpha)$, $k_y = \vec{k}_H \sin(\alpha)$ e $\vec{k}_H = \frac{2\pi}{\lambda_H}$ (λ_H é o comprimento de onda horizontal) Obtido a partir da análise de Keograma e α é o ângulo que a onda faz com a (horizontal)

Verificou-se que o produto de ponto $\vec{v}_H \cdot \vec{k}_H$ (ou seja, a frequência de fundo) era $6,932 \times 10^{-4} s^{-1}$ (0,0418 hora).

4.10 Estimativa do comprimento de onda vertical e horizontal usando a relação de dispersão

O comprimento de onda horizontal e vertical estimado usando a Relação de Dispersão (equação 5.21) de acordo com [Vadas \(2007\)](#).

$$\left[k_H = \sqrt{\left(m^2 - \frac{1}{4H^2}\right) \omega_I^2 \times \left(\frac{1}{(N^2 - \omega_I^2)}\right)} \right] \quad (4.21)$$

onde m é o número de onda vertical, H é a altura da escala e N é a frequência de Brunt–Väisälä frequency.

Capítulo 5

DISCUSSÕES E RESULTADOS

5.1 Introdução

Neste capítulo apresentamos e discutimos os principais resultados obtidos nas observações feitas durante os anos de 2001 e 2007. Para esses sete anos de dados, tivemos 1.051 noites de observação e destas, 389 noites apresentaram aproximadamente o mesmo período em pelo menos duas camadas de emissão. Das 389 noites, 24 noites apresentaram o mesmo período em três (3) emissões. Depois de submeter as periodicidades ao teste de Hornes e Baliunas, apenas três noites provaram a verdadeira existência dos períodos apresentados pelo Periodograma Lomb-Scargle. Das três noites, utilizamos três horas de observação para 14 de outubro e 18 de dezembro de 2006 e quatro (4) horas para 21 de março de 2007. Um período semelhante a essa observação de 14 de outubro e 18 de dezembro de 2006 foi encontrado também pelo imageador. As características das oscilações observadas nos dados do fotômetro da aeroluminescência, as imagens coincidentes do aeroluminescência do imageador e os dados do vento do Radar Meteorico foram parametrizadas.

5.2 Observação do dia 14 de outubro de 2006

5.2.1 Análise dos dados do fotômetro da aeroluminescência

Determinação das periodicidades

O período de propagação da onda observada na noite de 14 outubro de 2006 nas camadas de emissão de O₂ (0-1), a linha NaD e OH (6-2) apresentou dois picos principais com nível de confiança de 95%, o primeiro pico apresentou um período de aproximadamente 0,60 hora (36 minutos) e média de 1,325 hora (79,5 minutos) para o segundo pico. A cor correspondente a cada camada de emissão é definida na legenda da Figura 5.1.

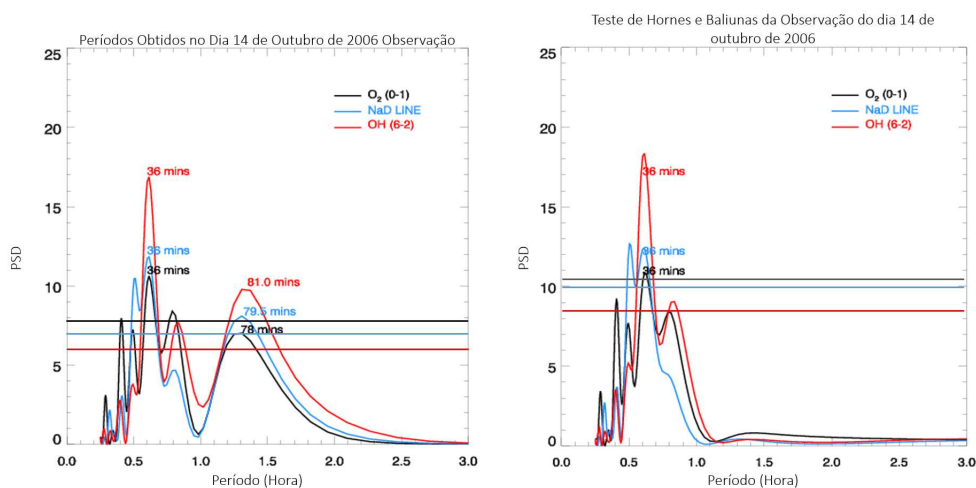


Figura 5.1: (a) O periodograma Lomb-Scargle para as camadas de emissão de O₂ (0-1), a linha NaD e OH (6-2) e (b) é o novo Lomb-Scargle obtido após a realização do teste de Hornes e Baliunas.

Modulação da Onda reconstruída utilizando a amplitude, fase e período observado

Para confirmar o resultado estimado a partir do tempo residual, reconstruímos uma onda artificial utilizando a amplitude, a fase e o período observado. Para ter uma visão geral da onda observada, a onda reconstruída dos dois períodos principais obtidos foi plotada em função da hora local. Em segundo lugar, o

primeiro período apresentado, 0,60 hora (36 minutos) foram então utilizado. A segunda onda monocromática do período 1,325 hora (79.5 minutos) não foi usada porque não havia nenhuma evidência desta onda na imageador para aquela noite. Estas ondas reconstruídas são sobrepostas à onda residual e é ilustrada no diagrama abaixo.

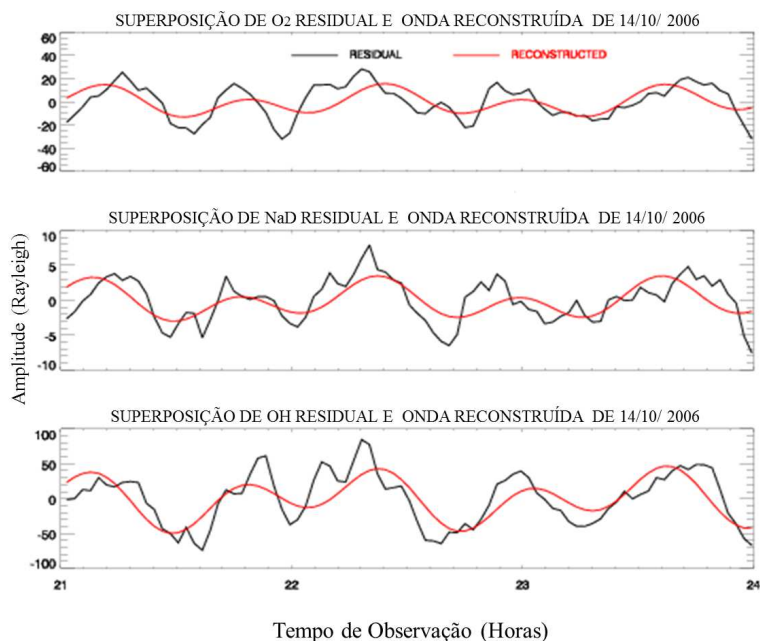


Figura 5.2: A superposição da onda residual e da onda reconstruída com dois harmônicos.

A Figuras 5.2 e 5.3 mostram as ondas superpostas da linha residual (linha preta) e a reconstruída (linha vermelha) do 0,60 hora (36 minutos) e 1,325 hora (79.5 minutos) de onda reconstruída e apenas 0,60 hora (36 minutos) de onda monocromática, respectivamente. A onda reconstruída foi obtida a partir da amplitude e da fase estimada pelo método dos mínimos quadrados e do período observado a partir do períodograma Lomb-Scargle. O resultado da estimativa é apresentado na Tabela 5.1;

Direção de propagação

A partir da Tabela 5.1, observamos que $O_2(0-1)$ conduz a linha NaD em 0,067 hora (4,02 minutos) com uma velocidade de fase vertical (V_z) de 44,776 km/h e

5.2. Observação do dia 14 de outubro de 2006

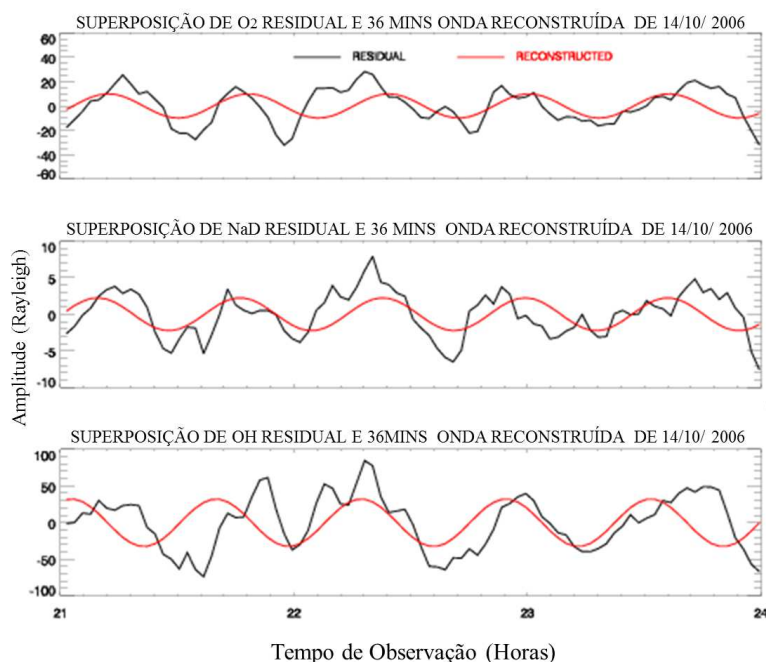


Figura 5.3: A Superposição de onda residual e a onda monocromática de 0,60 hora (36 minutos).

comprimento de onda vertical (λ_z) de 26,866 km enquanto que NaD- Linha OH conduz por 0,078 hora (4,068 minutos) com velocidade de fase vertical (V_z) de 25,641 km/h e comprimento de onda vertical (λ_z) de 15,384 km. Considerando agora as três camadas de emissão, O_2 conduz OH por 0,145 hora (8,70 minutos) com uma velocidade de fase vertical (V_z) de 34,483 km/h e comprimento de onda vertical (λ_z) de 20,690 km. Isto sugere que a onda está se propagando para cima (propagação de fase para baixo) passando pelas camadas de emissão. Levando em conta as duas camadas de emissão de cada vez, assim, $O_2(0-1)$ e NaD, e NaD e $OH(6-2)$, descobrimos, a partir da média da sua soma, que a velocidade e comprimento de onda vertical é 34,483 km/h e 21,126 km, respectivamente. Comparando estes valores com os valores obtidos a partir da estimativa direta das três camadas de emissão, nota-se que há uma ligeira diferença entre eles. Essa diferença pode ser resultado da diferença entre a altitude das duas emissões, a densidade dos constituintes atômicos nessas camadas e do vento de fundo nessa altitude. Estatisticamente, o ajuste linear que foi feito para o gráfico das três camadas de emissão com coeficiente de determinação de 0,962, também é

Period	Propriedades	$O_2(0-1)$	NaD	OH (6-2)
Período	Amplitude (Rayleigh)	9,971	2,254	32,590
0,60h	Fase(hora)	21,194	21,127	21,049
Período	Amplitude (Rayleigh)	6,982	1,573	21,465
1,325h	Fase(hora)	22,441	22,232	22,222

Tabela 5.1: Resumo da amplitude e a Fase da onda observada em 14 de outubro de 2006.

responsável pela diferença. Na verdade, a altitude de emissão mencionada neste trabalho é assumida, portanto, também pode contribuir para essa diferença.

As Figuras 5.4 e 5.5 representam a propagação da fase ascendente da onda observada usando os dois períodos obtidos de Lomb-Scargle (Figura 5.1a).

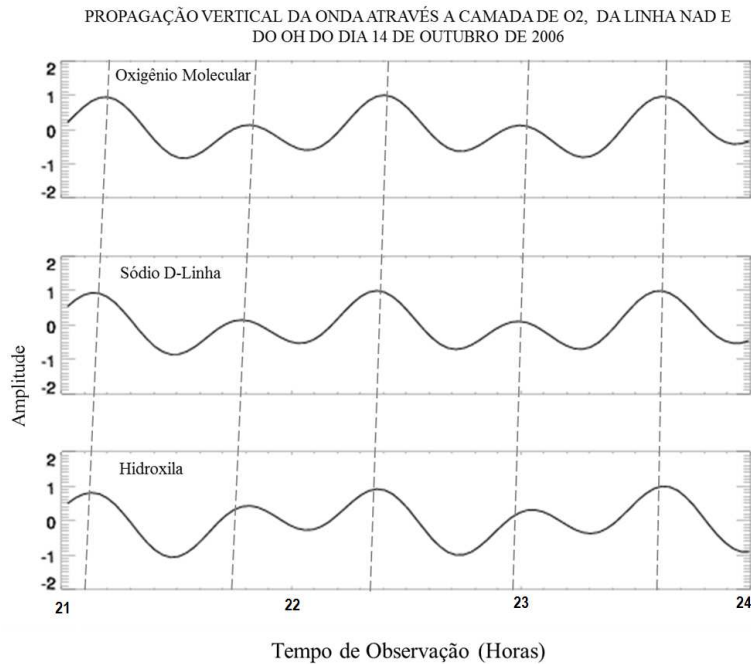


Figura 5.4: Propagação de fase descendente da onda observada de 0,60 hora e 1,325 hora.

A Figura 5.4 foi nece a visão geral da direção vertical de propagação das ondas observadas. As linhas pontilhadas indicam a propagação da fase utilizando o pico de cada amplitude. Observa-se que as linhas de indicação de propagação não passam diretamente pelos picos da altitude de emissão das linhas NaD em vez

5.2. Observação do dia 14 de outubro de 2006

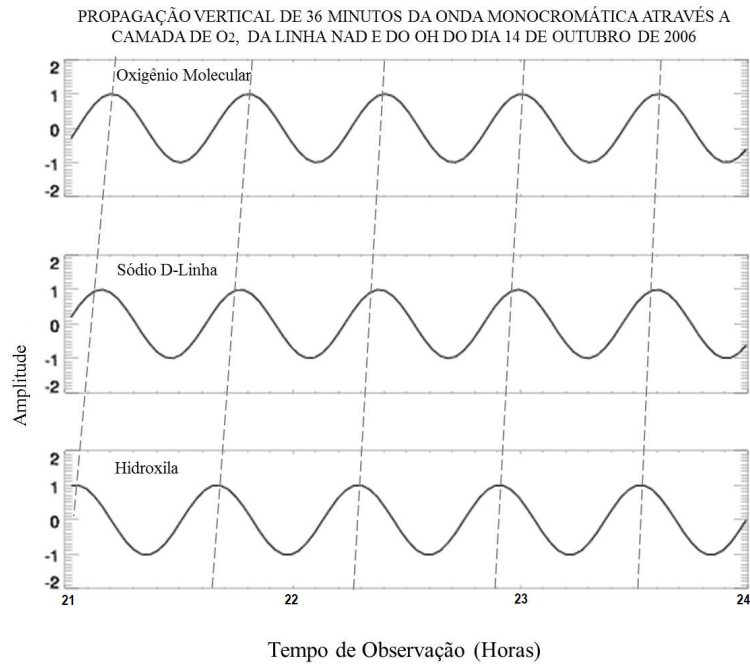


Figura 5.5: Propagação de fase descendente da onda monocromática de 0,60 hora.

dos picos que conduzem as linhas. A possível razão para isso foi explicada. As Figuras 5.4 e 5.5 são a representação gráfica da diferença no comprimento de onda vertical quando se consideram apenas duas camadas de emissão ao mesmo tempo. Para visualizar claramente este efeito, considerou-se uma onda monocromática de período 36 minutos (Figura 5.5). Apesar desta mudança na fase dos picos de emissão da linha NaD de sua amplitude, a propagação da fase descendente não muda.

[Fritts and Alexander \(2003\)](#) explicou que, a propagação para baixo das ondas são ondas secundárias que originaram de quebra de onda.

[Del Genio and Rossow \(1982\)](#) também revelaram que as ondas de gravidade geradas na termosfera com energia suficiente podem se propagar verticalmente para baixo. Estas ondas são excitadas como resultado do aquecimento de Joule, da força de Lorentz e da precipitação da partícula.

5.2.2 Análise de Keograma

A análise de Keograma descrita acima foi utilizada para chegar ao resultado nas figuras 5.6 e 5.7.

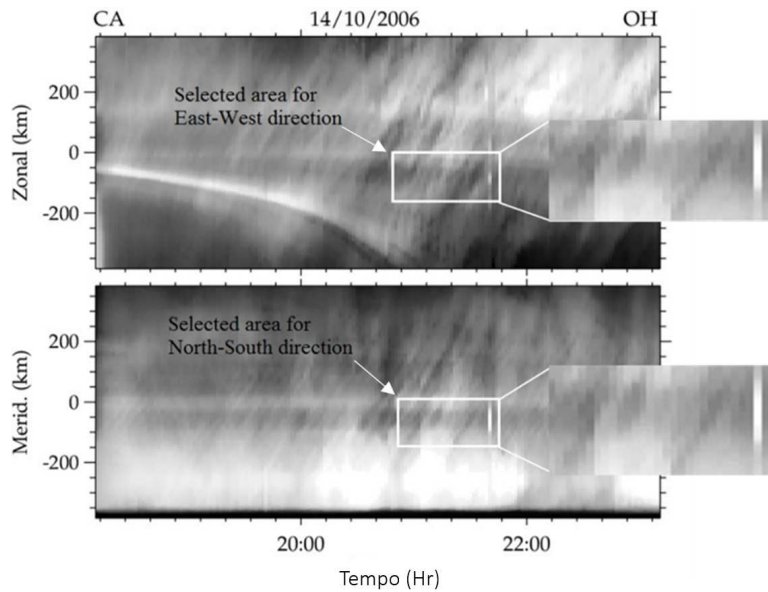


Figura 5.6: A área selecionada para análise a partir do imageador.

A Figura 5.6 é a imagem obtida na noite de 14 de outubro de 2006. A região dentro do retângulo branco é a região em estudo que cai com o período de observação como era nos dados do fotômetro. Analisando geometricamente, ou seja, a análise do Keograma da onda na direção zonal e meridional leva ao gráfico de fase de deslocamento (Figura 4.7). A partir do resultado obtido na Figura 5.7, o período intrínseco da componente horizontal da onda é 33,2 minutos viajando a 88,8m/s tendo um comprimento de onda horizontal de 17,670 km movendo-se a 39,3° a partir do zênite. A metodologia de análise de Keograma é descrita em detalhes no Capítulo 4, seção 4.7.1. Tomamos apenas a imagem do imageador na camada de emissão de hidroxila [OH (6-2)] por dois motivos; (1) a camada OH é a primeira das camadas mais baixa de três camadas observadas a partir do solo e (2) a frequência intrínseca horizontal é assumida como constante através das três camadas, uma vez que não muda significativamente à medida que a onda se propaga para cima.

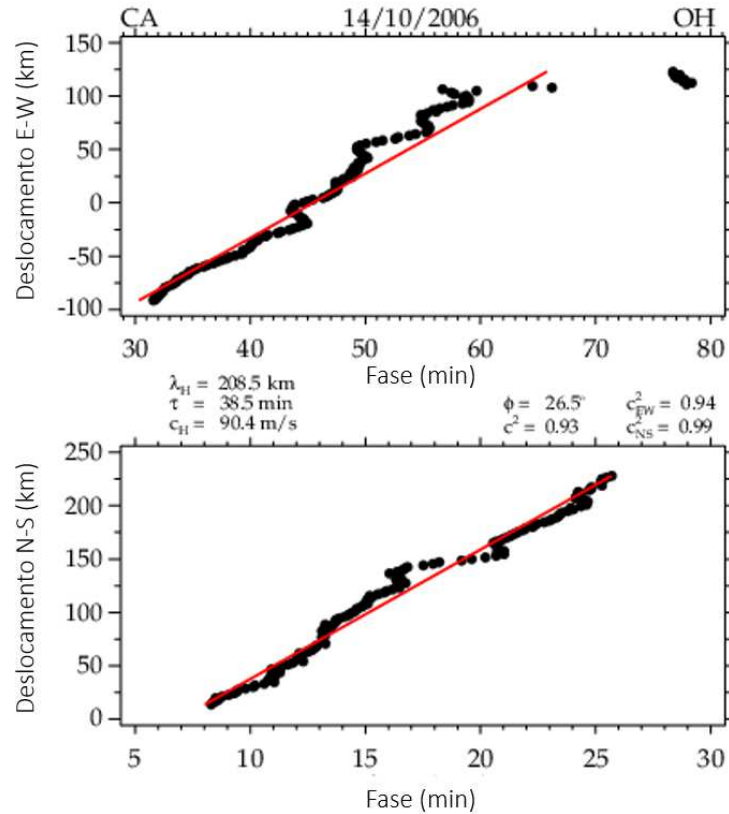


Figura 5.7: Resultados obtidos a partir da análise Keograma do imageador tirado na noite de 14 de outubro de 2006.

5.2.3 Atividade do vento em 14 de outubro de 2006 na altitude de 87km

As velocidades de vento zonal e meridional de 0 às 24 horas (LT) com a altitude de 87 km são mostradas na Figura 5.8. A linha azul representa o vento zonal e o meridional é representado pela linha vermelha.

A partir do imageador e do radar de meteoro, a relação entre a onda e o vento é ilustrada no diagrama de vetores abaixo:

A medição coincidente da componente horizontal da onda usando o imageador e a velocidade do vento de fundo a partir do radar de meteórico dão conjuntamente o comportamento geral da interação da onda com o vento de fundo. Essas atividades são apresentadas em um diagrama vetorial (Figura 5.9). Este diagrama foi construído utilizando os resultados obtidos a partir da análise de

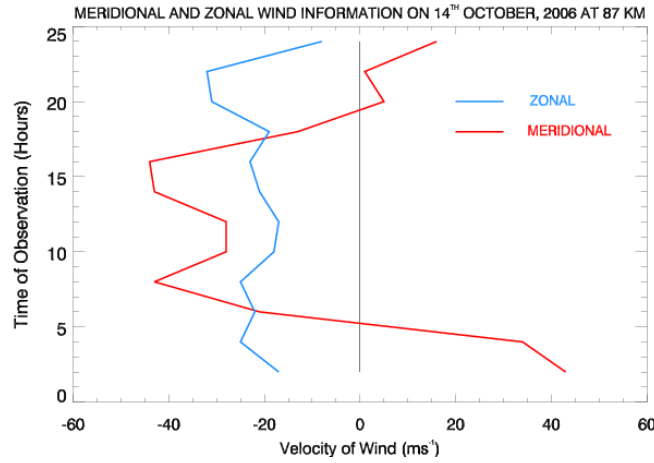


Figura 5.8: Atividades do vento meridional e zonal na noite de 14 de outubro de 2006.

Keograma no período de 21h00-22h00 LT e a medição do vento de fundo, ao mesmo tempo, permitiu a estimativa do número de ondas vertical e horizontal. Usando a velocidade do vento zonal e meridional e aplicando o teorema de Pitágoras, a magnitude e a direção do vento também foram calculadas. Com estes dois parâmetros, o ângulo (β) do vento feito com a onda encontrada foi de 127.50° . Utilizando o método de projeção do produto interno, verificou-se que a frequência intrínseca utilizando a equação 5.8 era $2,18 \times 10^{-3} s^{-1}$ e a frequência observada era de $2,90 \times 10^{-3} s^{-1}$. Este valor foi confirmado pelo método do produto interno, no qual o ângulo ($\alpha = 50,7^\circ$), o respectivo vento e os números de onda foram utilizados nesta estimativa. O método do produto interno também produz o mesmo resultado para a frequência intrínseca. A partir da relação de dispersão para as ondas de gravidade (Equação 4.21), o valor estimado para o comprimento de onda horizontal é 211,83 km. Ainda a Equação 4.21 e utilizando o comprimento de onda horizontal estimado (λ_H), segundo o comprimento de onda vertical intrínseco (λ_z) de 27,88km.

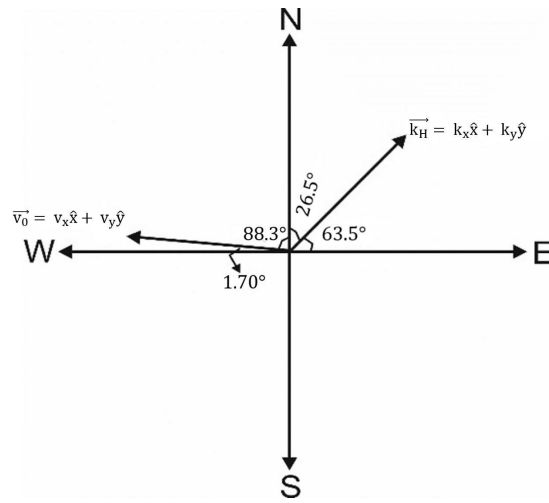


Figura 5.9: Diagrama vetorial da onda horizontal e do vento do fundo.

5.2.4 Síntese dos resultados de 14 de outubro de 2006

A partir dos resultados obtidos do Fotômetro Aeroluminiscência, do imageador e do Radar Meteoro estão resumidos na tabela abaixo;

Propriedades da onda observada de 14/10/06		
Instrumento	Propriedades	Valor
Radar de Meteoro	Velocidades do vento zonal	32,00 m/s
	Velocidade do vento meridional	1,00 m/s
Fotômetro	Periodo observado (τ)	36,00 min
	Velocidade de fase vertical (ν_z)	9,57 m/s
	Comprimento de onda vertical (λ_z)	27,88 km
Estimado usando a Relação de Dispersão	Comprimento de onda horizontal (λ_H)	211,83 km
	Comprimento de onda vertical (λ_z)	19,02 km
Imageador	Frequência intrínseca (ω_I)	41,16 min
	Periodo observado (τ)	38,60 min
	Velocidade horizontal (ν_z)	88,80 m/s
	Comprimento de onda horizontal (λ_H)	208,50 km

Tabela 5.2: Resumo dos resultados da observação do dia 14 de outubro de 2006.

5.3 Observação de 18 de dezembro de 2006

5.3.1 Análise dos dados do fotômetro aeroluminiscência

Determinação das periodicidades

Utilizando o mesmo procedimento, o período de propagação da onda observada na noite de 18 de dezembro de 2006 nas camadas de emissão de aerodinâmica OI5577, $O_2(0-1)$ e OH (6-2) apresentou dois picos principais com o nível de confiança de 95%, o primeiro pico apresentou um período médio de 0,730 hora (43,8 minutos) e 1,329 hora (79,74 minutos) para o segundo pico. As Figuras 5.10 e 5.11 representam o períodograma de Lomb-Scargle das ondas observadas desta noite e as legendas definem a cor correspondente a cada camada de emissão.

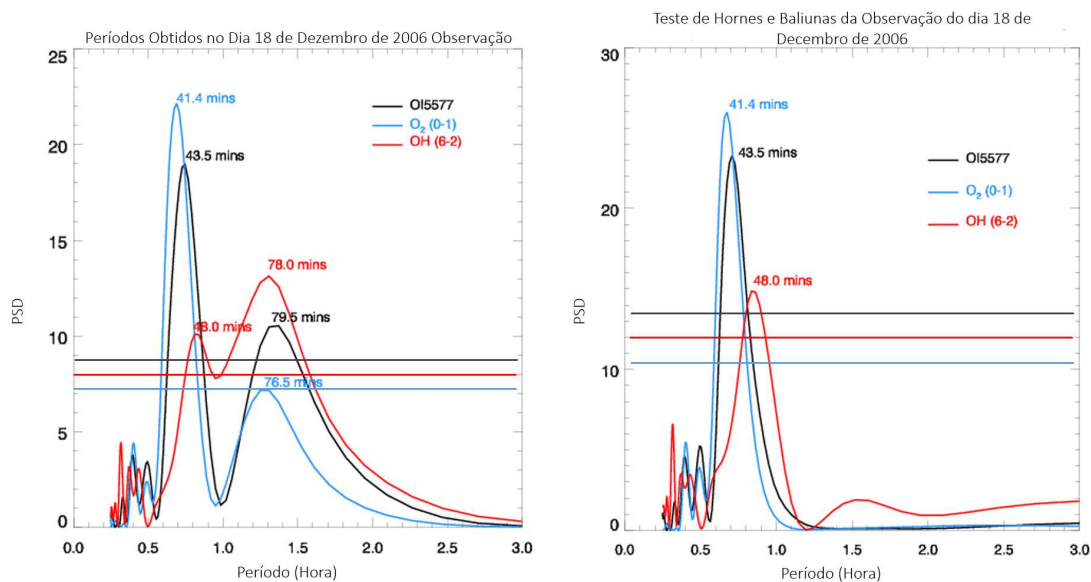


Figura 5.10: (a) períodograma Lomb-Scargle para as camadas de emissão OI 557,7nm, $O_2(0-1)$ e OH (6-2) e (b) é o novo Lomb-Scargle obtido após a realização do teste de Hornes e Baliunas.

Modulação da onda reconstruída usando a amplitude, a fase e o período observado

Para a busca da precisão, o resultado estimado a partir da série temporal residual, uma onda artificial foi reconstruída usando a amplitude, a fase e o período observado. Mais importante ainda, os dois períodos principais obtidos foram usados para ter uma ideia geral da onda observada. Por outro lado, o primeiro período apresentado, 0,730 hora (43,8 minutos) foi então usado para confirmar especificamente os detalhes da onda. A segunda onda monocromática do período 1,329 hora (78 minutos) não foi usada porque não havia nenhuma evidência desta onda nos dados de imageador para essa noite. Estas ondas reconstruídas são sobrepostas à onda residual como ilustrado no diagrama abaixo.

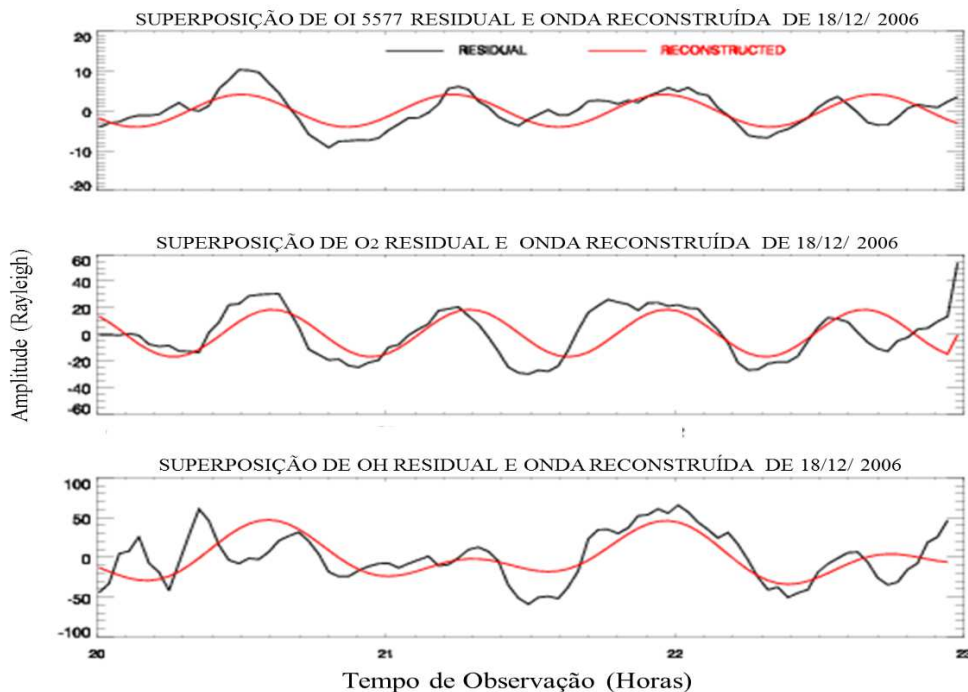


Figura 5.11: A onda de superposição da onda residual e reconstruída do 43.8 minutos e 79.5 minutos harmônicos.

Na Figura 5.11 estão representadas a onda superposta da série temporal residual (linha preta) e a onda reconstruída (linha vermelha). Na Figura 5.12 estão a onda superposta do residual (linha preta) e as série de 43,8 minutos recons-

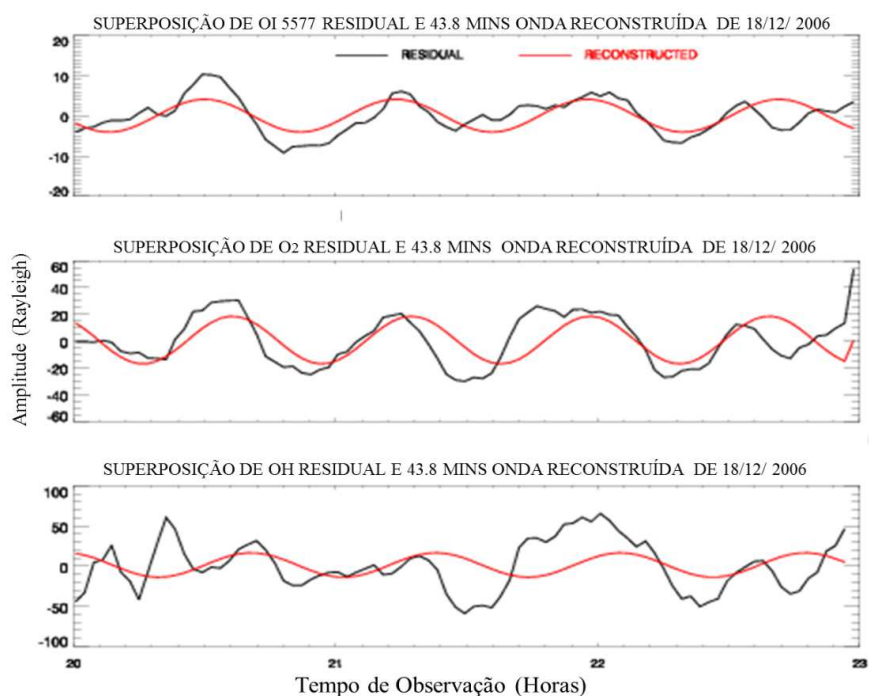


Figura 5.12: Superposição onda de onda monocromática residual e 0,730 hora (43.8 minutos).

truídas (linha vermelha). A onda reconstruída foi obtida a partir da amplitude e da fase estimada pelo método dos mínimos quadrados e do período estimado a partir do períodograma Lomb-Scargle. A Tabela 5.3 o resultado dos parâmetros estimados.

Period	Propriedades	$O_2(0 - 1)$	NaD	OH (6-2)
Período	Amplitude (Rayleigh)	4,100	17,830	15,202
0,73h	Fase(Hora)	20,490	20,560	20,700
Período	Amplitude (Rayleigh)	2,843	9,671	24,648
1,325h	Fase(Hora)	20,423	20,619	20,640

Tabela 5.3: Resumo da amplitude e Fase da onda observada em 18 de dezembro de 2006.

Direção de Propagação

A partir da Tabela 5.3, observamos que OI 557,7nm conduz $O_2(0 - 1)$ por 0,07 hora (4,2 minutos) com uma velocidade de fase vertical (V_z) de 71,4 km/h e comprimento de onda vertical (λ_z) de 52,12 km. Já $O_2(0 - 1)$ está conduzindo OH por 0,14 hora (8,4 minutos) com velocidade de fase vertical (V_z) de 35,71 km/h e comprimento de onda vertical (λ_z) de 26,07 km. Considerando agora as três camadas de emissão, OI 557,7nm leva OH em 0,21 hora com uma velocidade de fase vertical (V_z) de 53,56 km/h e comprimento de onda vertical (λ_z) de 39,10 km. Isto sugere que a onda está se propagando para cima (propagação de fase para baixo) passando pelas camadas de emissão. Considerando as duas camadas de emissão de cada vez, assim, OI 557,7nm $O_2(0 - 1)$ e OH (6-2), descobrimos a partir da média da soma para a velocidade e comprimento de onda vertical é 47,62 km/h e 34,76 km respectivamente. Comparando estes valores com os valores obtidos a partir da estimativa direta das três camadas de emissão, nota-se que há uma ligeira diferença entre eles. Essa diferença pode ser resultado da diferença entre cada altitude de duas emissões, a densidade dos constituintes atômicos nessas camadas e o vento de fundo nessa altitude. Estatisticamente, o ajuste linear das três camadas de emissão tem um coeficiente de determinação de 0,970. Isso também pode ser considerado como um fator que causou essa diferença. A altitude de emissão é aproximada, portanto, pode também explicar essa diferença. As Figuras 5.13 e 5.14 mostram a propagação da fase descendente (onda ascendente) da onda observada usando os dois períodos Figura 5.13. Na Figura 5.14, utilizou-se a onda monocromática com um período de 0,730 hora (43,8 minutos).

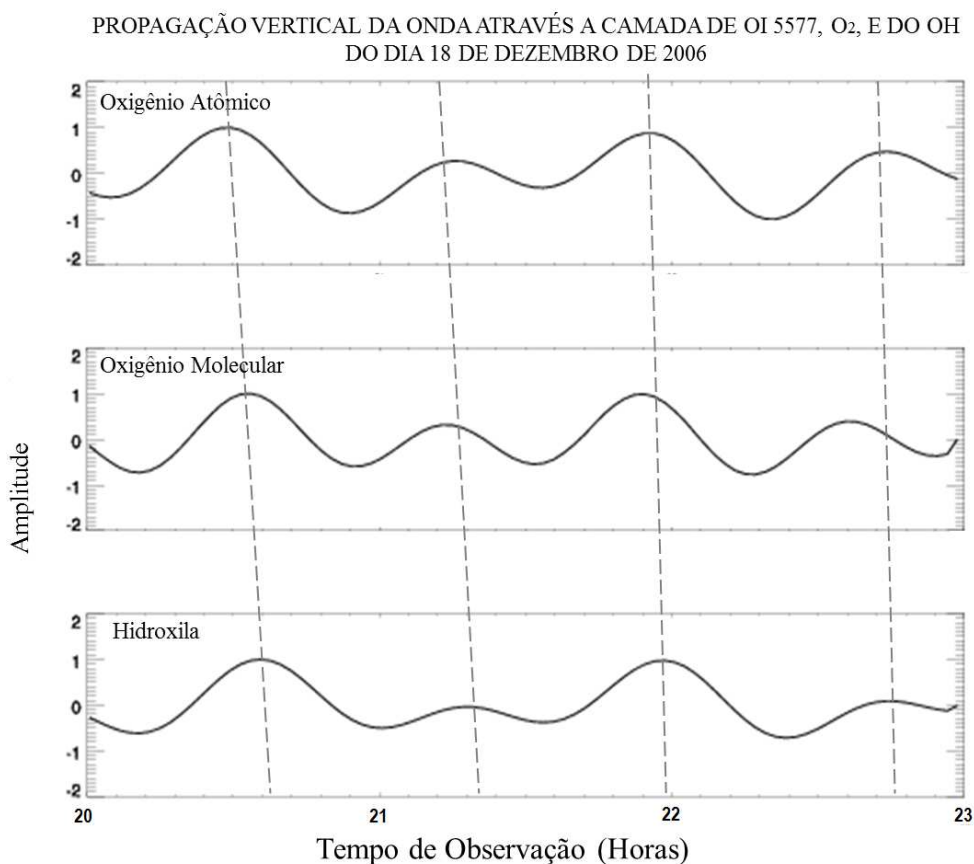


Figura 5.13: Propagação da fase descendente da onda observada de 0,730 hora (43,8 minutos) e 01,325 horas (79,5 minutos).

A Figura 5,13 a visão geral da direção de propagação das ondas observadas. As linhas pontilhadas indicam a propagação da fase descendente utilizando o pico de cada amplitude. As linhas de indicação de propagação trouxeram a nossa observação que a linha não passa diretamente pelo primeiro e último pico da altitude de emissão de $O_2(0-1)$ enquanto que para o terceiro, passa diretamente pelo terceiro pico. O primeiro e o segundo pico levam ligeiramente, mas o último pico fica defasado. A razão possível para isso é o efeito do vento nessa camada dentro do período de observação. As Figuras 5.13 e 5.14 representam graficamente a diferença que os valores estimados do comprimento de onda vertical têm ao considerar apenas duas camadas de emissão em um momento comparado com o da estimativa direta das três camadas. Para observar especificamente esse efeito,

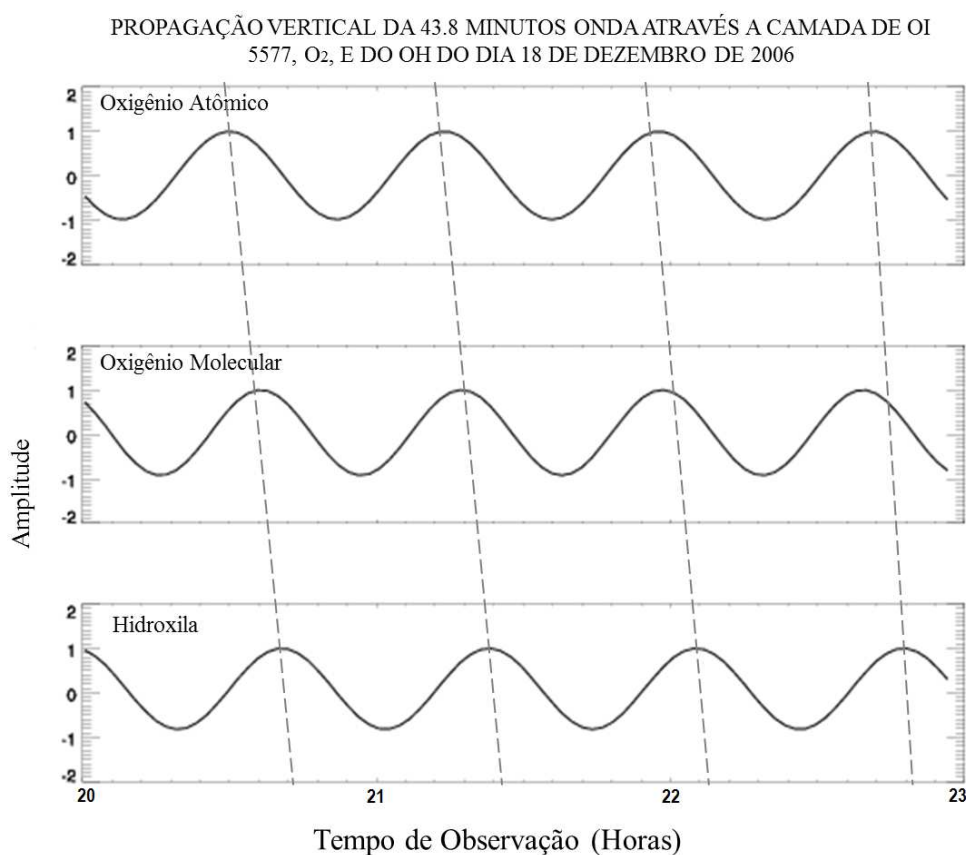


Figura 5.14: Propagação de fase descendente da onda monocromática de 0,730 hora (43,8 minutos).

considerou-se uma onda monocromática de 0,730 hora (43,8 minutos) Figura 5.14. Apesar desta mudança na fase dos picos de emissão de $O_2(0-1)$ de suas amplitudes, a propagação de fase descendente permanece inalterada.

5.3.2 Análise de Keograma

A análise de Keograma descrita acima foi utilizada para chegar ao resultado nas Figuras 5.15 e 5.16.

A Figura 5.15 é a imagem coincidente de imageador obtida na noite de 18 de dezembro de 2006. A região dentro do retângulo branco é a região em estudo que cai com o mesmo período de observação dos dados do fotômetro. A análise geométrica, ou seja, Keogram, a análise da onda na direção zonal e meridional

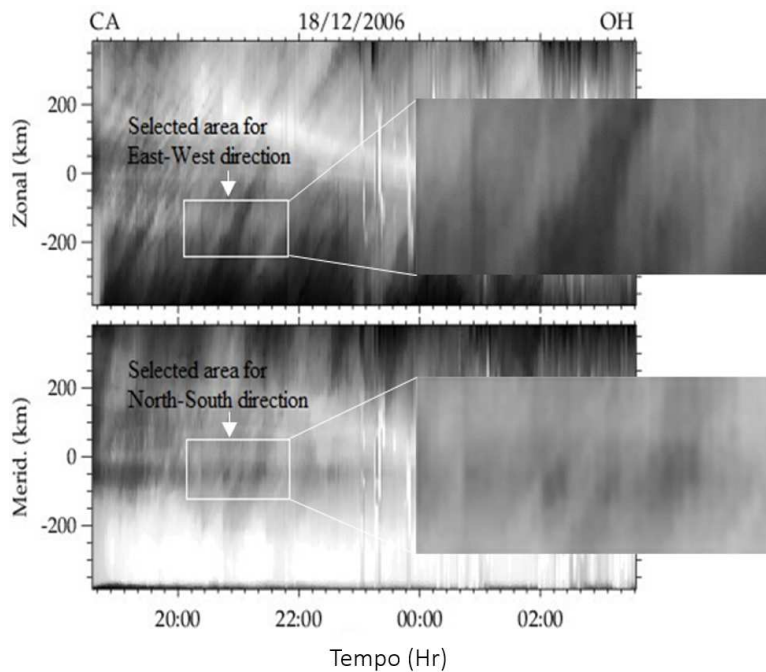


Figura 5.15: A área selecionada pelo imageador para análise.

leva ao gráfico de fase de deslocamento Figura 5.14. A partir do resultado obtido (Figura 5.14), o período intrínseco da componente horizontal da onda é de 0,730 hora (43,8 minutos), viajando a 231,12 km/h, com um comprimento de onda horizontal de 180,20 km, movendo-se a $73,8^\circ$ do azimute. A metodologia de análise de Keograma é descrita em detalhes no Capítulo 4, seção 4.7.1. Tomamos apenas a imagem da emissão do OH(6-2) por dois motivos;

- A camada OH é a primeira e a camada mais baixa de três camadas observadas a partir do solo. Além dessas razões, a emissão de OH tem uma intensidade mais alta e uma razão de sinal ruído.
- Teoricamente, a frequência intrínseca horizontal muda significativamente à medida que a onda se propaga para cima.

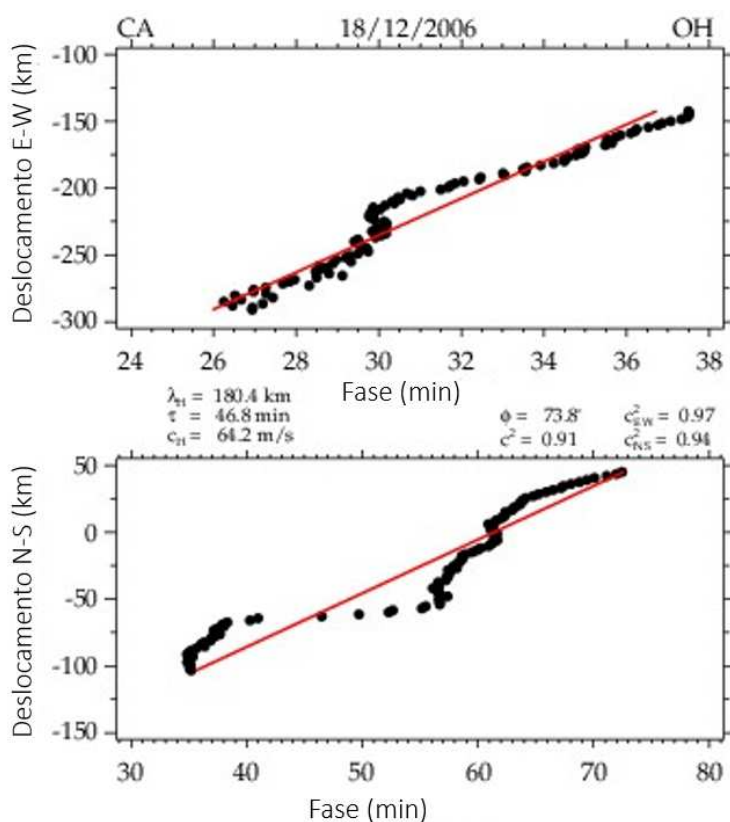


Figura 5.16: Resultados obtidos a partir da análise Keograma do imageador tirado na noite de 14 de outubro de 2006.

5.3.3 Atividade do vento em 18 de dezembro de 2006 na altitude de 87 km

As velocidades de vento zonal e meridional de 0 a 24 horas (LT) na altitude de 87 km são mostradas na Figura 5.17. A linha azul representa o vento zonal e o meridional é representado pela linha vermelha.

A partir do imageador e do radar meteorológico, a relação entre a onda e o vento de fundo é ilustrada no diagrama de vetores abaixo.

A medição coincidente da componente horizontal da onda usando o imageador e a velocidade do vento de fundo a partir do radar de meteoro em conjunto dão o comportamento geral da interação da onda com o vento de fundo. Essas atividades são apresentadas em um diagrama vetorial (Figura 5.18). Este diagrama foi construído utilizando os resultados obtidos a partir do Keograma no

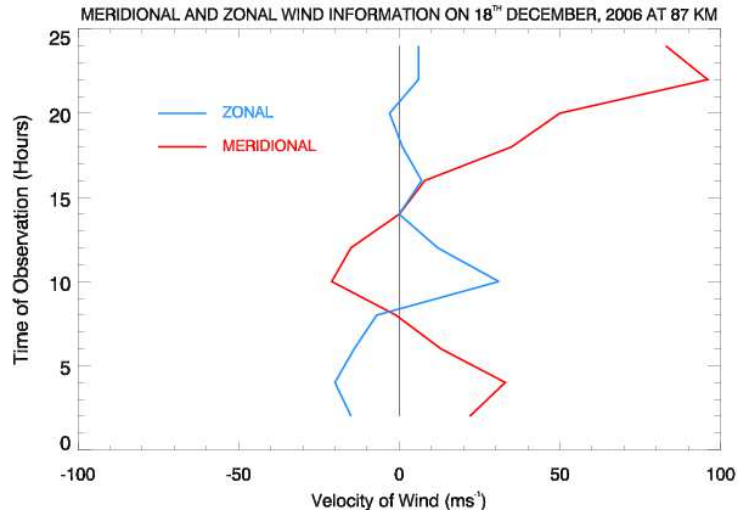


Figura 5.17: As atividades do vento meridional e zonal na noite de 18 de dezembro de 2006.

período de 20h00-21h00 LT e a medição do vento de fundo dentro do mesmo período de observação permitiu a estimativa do número de ondas vertical e horizontal e o ângulo que o vento faz com a horizontal. Usando a velocidade do vento zonal e meridional e aplicando o teorema de Pitágoras, a magnitude e a direção do vento também foram calculadas. Com estes dois parâmetros, o ângulo (β) do vento produzido com a onda foi de $77,23^\circ$. E utilizando o método de projeção, verificou-se que a frequência intrínseca utilizando a Equação 4.8 era de $2,01 \times 10^{-3} s^{-1}$ enquanto a frequência observada era de $2,39 \times 10^{-3} s^{-1}$. Este valor foi confirmado utilizando o método de produto interno, em que o ângulo (α) a que a onda faz com o azimute foi de $16,77^\circ$. O respectivo vento e o número de ondas foram utilizados nesta estimativa. O método do produto interno também produz o mesmo resultado para a frequência intrínseca. A partir da relação de dispersão para ondas de gravidade (Equação 4.21), o valor estimado para o comprimento de onda horizontal é de 216,03 km, e ainda usando a Equação 4.21 e o comprimento de onda horizontal estimado (λ_H), obtemos o comprimento de onda vertical intrínseco como 18,52 km.

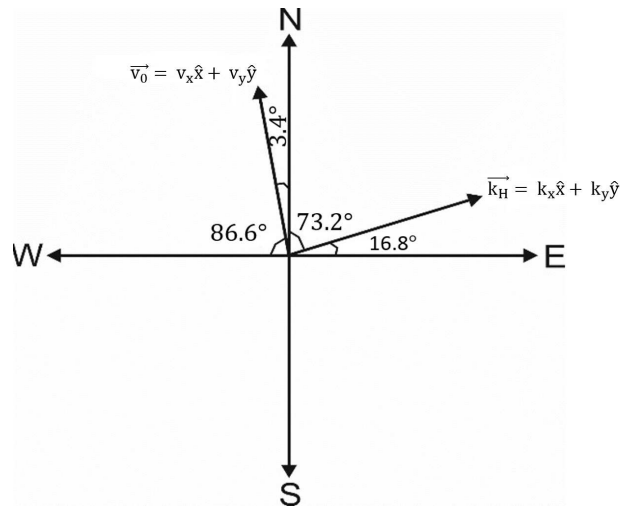


Figura 5.18: Diagrama vetorial da onda horizontal e do vento de fundo.

5.3.4 Síntese dos resultados de 18 de dezembro de 2006

Propriedades da onda observada de 18/12/06		
Instrumento	Propriedades	Valor
Radar de Meteoros	Velocidades do vento zonal	3,00 m/s
	Velocidade do vento meridional	50,00 m/s
Fotômetro	Período Observado (τ)	43,80 min
	Velocidade de fase vertical (ν_z)	12,70 m/s
	Comprimento de onda vertical (λ_z)	16,56 km
Estimado usando a Relação de Dispersão	Comprimento de onda horizontal (λ_H)	216,03 km
	Comprimento de onda vertical (λ_z)	16,79 km
Imageador	Frequência intrínseca (ω_I)	52,20 min
	Período observado (τ)	46,8 min
	Velocidade horizontal (ν_z)	64,20 m/s
	Comprimento de onda horizontal (λ_H)	180,20 km

Tabela 5.4: Resumo dos resultados da observação de 18 de dezembro de 2006.

5.4 A observação de 21 de março de 2007

5.4.1 Análise de Dados de aeroluminiscência obtidos por Fotômetro

Determinação das periodicidades

O período de propagação da onda observada na noite de 21 de março de 2007 nas camadas de emissão de aerodinâmica OI5577, $O_2(0-1)$ e OH (6-2) apresentou apenas um pico principal com um período de 0,95 hora (57 minutos) com uma confiança no nível de 95%. Existe a presença de um segundo pico com um período médio de 1,43 hora (85,8 minutos) com um nível de confiança abaixo de 95%, este período foi ignorado. A cor correspondente a cada camada de emissão é definida na legenda na figura abaixo. Estas ondas reconstruídas são sobrepostas à onda residual e são ilustradas na Figura 5.19.

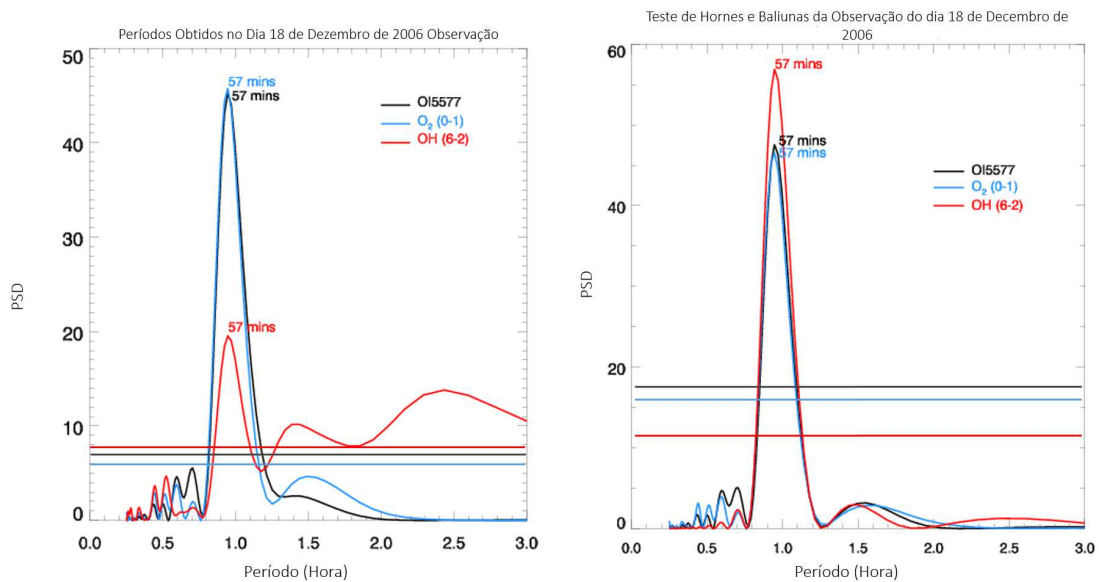


Figura 5.19: Períodograma Lomb-Scargle para as camadas de emissão de $O_2(0-1)$, NaD Line e OH (6-2).

Modulação da onda reconstruída usando a amplitude, a fase e O período observado

Para confirmar o resultado estimado a partir do tempo residual, reconstruímos uma onda artificial utilizando a amplitude, a fase e o período observado. Em primeiro lugar, os dois períodos principais obtidos foram utilizados para ter uma visão geral da onda observada e, em segundo lugar, o primeiro período apresentado, de 0,95 hora foi utilizados. Estas ondas reconstruídas são sobrepostas à onda residual e é ilustrada no diagrama abaixo.

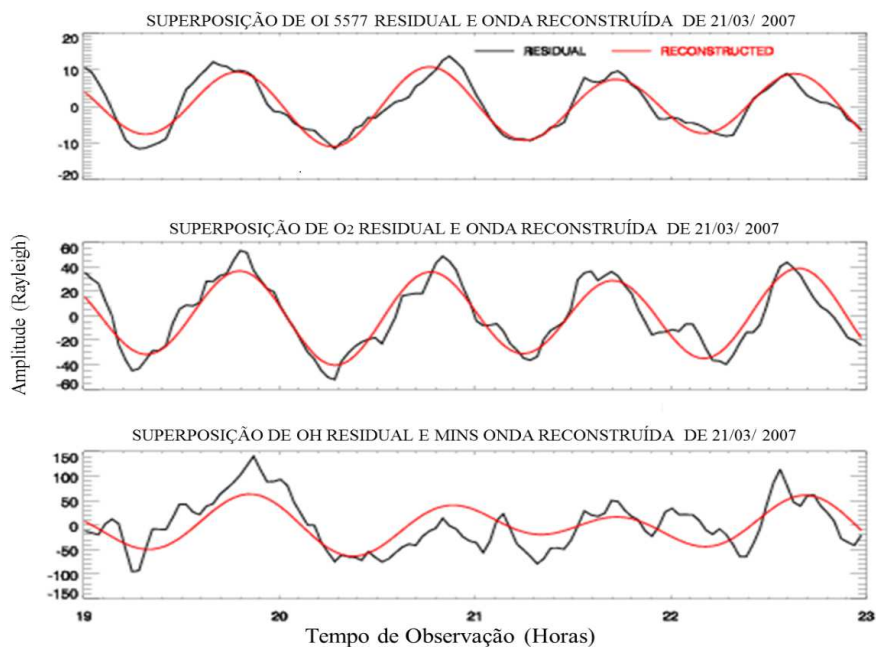


Figura 5.20: A onda superposta da onda residual e reconstruída.

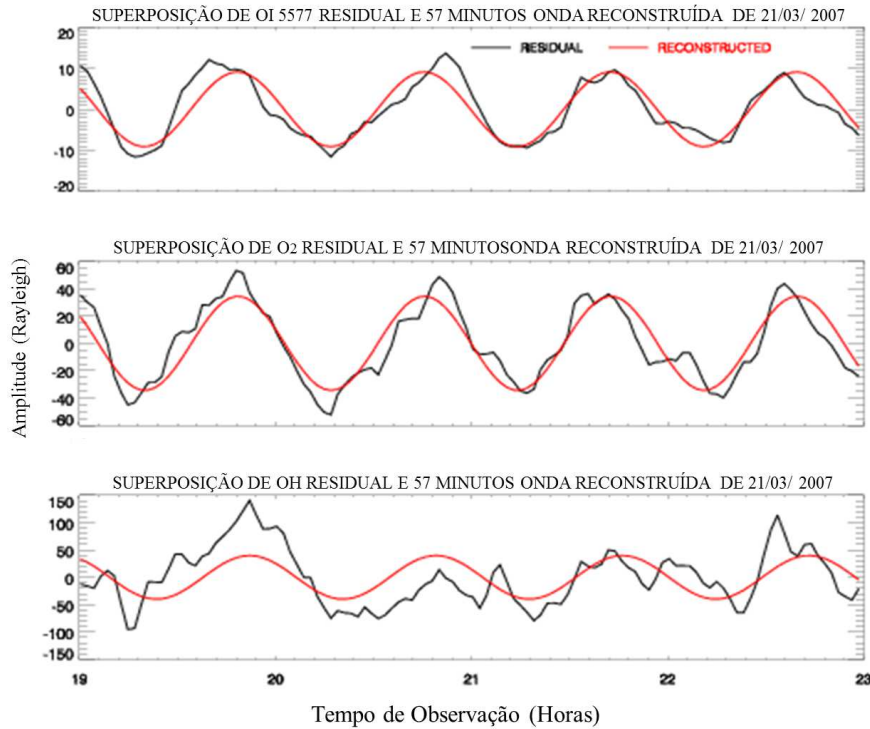


Figura 5.21: Superposição de onda residual e a onda monocromática de 0,95 hora (57 minutos).

A Figura 5.21 é a onda de superposição do residual (linha preta) e a reconstruída (linha vermelha) e a onda de superposição do residual (linha preta) e os 0,95 hora (57 minutos) monocromáticos reconstruídos (linha vermelha). A onda reconstruída foi obtida a partir da amplitude e da fase estimada pelo método dos mínimos quadrados e do período estimado a partir do período-grama Lomb-Scargle. O resultado da estimativa é apresentado na tabela abaixo;

Period	Propriedades	$O_2(0 - 1)$	NaD	OH (6-2)
Período	Amplitude (Rayleigh)	09,119	34,460	39,892
0,73h	Fase(hora)	19,796	19,823	19,871
Período	Amplitude (Rayleigh)	02,033	05,543	26,435
1,325h	Fase(hora)	19,470	19,566	19,786

Tabela 5.5: A síntese da Amplitude e Fase da onda observada em 21 de março de 2007.

Direção da propagação

A partir dos dados da série temporais obtidos a partir do fotômetro de reflexos aerodinâmicos, observamos que OI5577 conduz $O_2(0 - 1)$ por 0,027 hora (1,62 minutos) com uma velocidade de fase vertical (V_z) de 185,19 km/h e comprimento de onda vertical (λ_z) de 175,93 km O_2 . Conduz OH por 0,048 hora (2,88 minutos) com velocidade de fase vertical (V_z) de 104,17 km/h e comprimento de onda vertical (λ_z) de 98,95 km. Considerando agora as três camadas de emissão, OI 557,7 conduz OH por 0,075 hora com uma velocidade de fase vertical (V_z) de 133,33 km/h e comprimento de onda vertical (λ_z) de 127,67 km. Isto sugere que, a onda está se propagando para cima (propagação de fase para baixo) passando pelas camadas de emissão.

As duas figuras abaixo representam a propagação da fase descendente da onda observada usando os dois períodos (Figura 5.22). Na Figura 5.23, utilizamos apenas a onda monocromática com período de 0,95 hora (57 minutos).

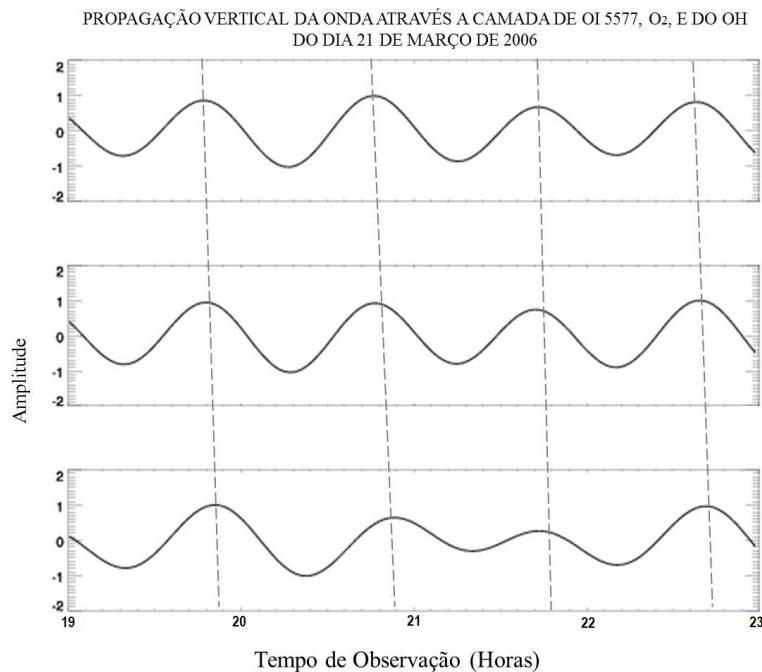


Figura 5.22: A Propagação de fase descendente da onda observada de 0,95 hora (57 minutos) e 01,43 horas (85,8 minutos).

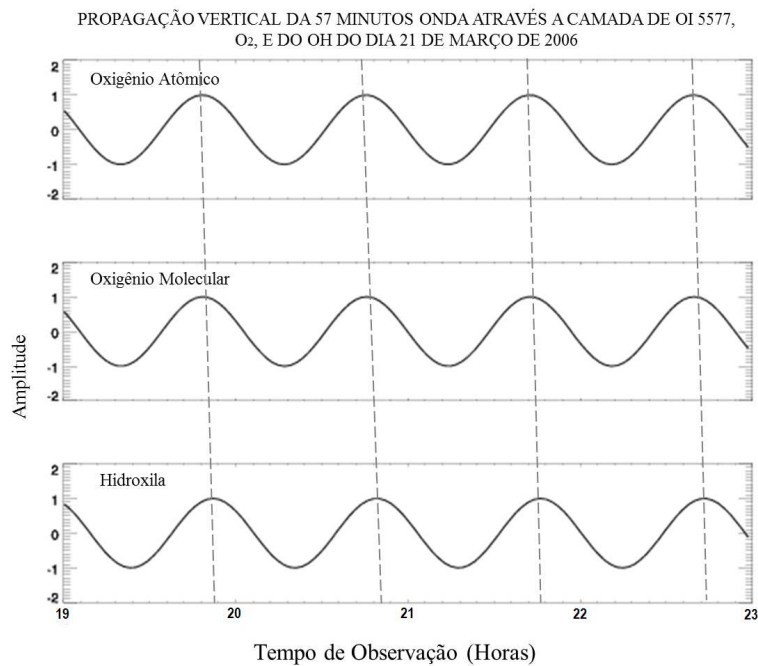


Figura 5.23: A fase de Propagação descendente da onda monocromática de 0,95 hora (57 minutos).

Os resultados obtidos a partir do fotômetro aeroluminescência foi resumido na tabela abaixo;

5.4.2 Síntese dos resultados de 21 de março de 2007

Propriedades da onda observada de 21/03/07		
Instrumento	Propriedades	Valor
	Periodo observado (τ)	57,00 Mins
Fotômetro	Velocidade de fase vertical (v_z)	37,04 m/s
	Comprimento de onda vertical (λ_z)	127,36 km

Tabela 5.6: Resumo dos resultados da observação de 21 de março de 2007.

5.5 Comparando com trabalhos anteriores

Nesta seção deste capítulo iremos nos concentrar em comparar os resultados desta pesquisa com os resultados experimentais disponíveis na literatura.

[Mangogna et al. \(2016\)](#), usaram o Fotômetro Multicanal (MCP) para estimar o período, a amplitude e a fase do fluxo de ar perturbado devido a GWs, que fornece a base para obtenção de comprimentos de onda verticais e direção vertical (ascendente / descendente) de propagação. Os imageadores são usados para deduzir o sentido de propagação, período e horizontal (zonal / meridional). Com o uso da relação de dispersão, ou os ventos de meteoros, a caracterização intrínseca das ondas foi concluída, a partir da qual o fluxo de impulso e o amortecimento de ondas são estudados à medida que as ondas se propagam através das camadas verticalmente estratificadas. Eles utilizaram dados de 2012 a 2014 obtidos com o MCP e o imageador localizado no Cerro Pachón, no Chile, no Observatório LiDAR dos Andes. Sua abordagem é exatamente a mesma que a nossa, exceto que seu parâmetro de interesse é o comprimento de onda vertical, enquanto que o nosso trabalho foi concentrado no comprimento de onda horizontal e vertical. Os valores obtidos de sua estimativa, em alguns dias concordaram razoavelmente com os nossos.

[Suzuki et al. \(2008\)](#), utilizaram um sistema lidar Rayleigh / Mie / Raman (RMR) e um Lidar de Sódio em ALOMAR, além do e o imageador All sky localizado em Tago para caracterizar a perturbação das ondas de gravidade nas camadas de emissão de O_2 , Na e OH dentro dos anos 2010 até 2013. Eles utilizaram a mesma metodologia do nosso trabalho.

Da mesma forma, [Diettrich et al. \(2005\)](#), usando múltiplos instrumentos de observação de base terrestre tais como Fe-Lidar da Universidade de Illinois, Imageador para o OH da Universidade de Utha e radar MF em Rothera. Usando o conjunto de dados de abril de 2003 a julho de 2003 e implantando metodologia semelhante, eles parametrizaram ondas de gravidade dentro da camada de emissão de OH. Em seu trabalho foram usados perfis de densidade de lidar de ressonância de ferro, imagem de intensidade de OH e medição de vento de radar MF para determinar a componente horizontal e vertical de ondas de gravidade atmosférica de alta frequência (<1 hora).

Reid and Woithe (2005), também usaram a informação obtida da observação simultânea de fotômetro de três campos localizado em Adelaide ($138^{\circ}E$, $35^{\circ}S$) e radar MF em Buckland Park para caracterizar onda de gravidade com o OI 5577 e OI 7300 em Adelaide usando dados de 1995 a 2000. Mas em seu trabalho, utilizaram análise espectral cruzada na caracterização das ondas de gravidade observadas. Estruturas de ondas semelhantes são observadas em outros estudos baseados no imageador All sky [ver, por exemplo, Swenson et al. (1999)].

Em resumo, identificamos as assinaturas de ondas de gravidade estatisticamente significativas nos dados qualificados das intensidades de emissão OI 5577, $O_2(0-1)$, NaD - Line e OH (6, 2) investigadas. As assinaturas têm amplitudes e fases com alto nível de confiança. Além disso, observamos as assinaturas de ondas de gravidade coerentes na quantidade recuperada para ser consistente dentro das emissões de aerossóis devido à observação pelo fotômetro multi-filtro.

Capítulo 6

CONCLUSÃO

6.1 Conclusões do presente trabalho

No este capítulo, apresentamos a conclusão deste trabalho de forma sucinta.

Esta dissertação estudou as oscilações presentes nos dados de airglow na mesosfera e baixa termosfera (MLT) especificamente entre de 87 a 97 km de altitude.

As observações da aeroluminescência do OH (6-2) (87 km de altitude), NaD Line (89 km), O₂ (0-1) (92 km) e OI 557,7 nm (97 km) foram feitos com fotômetro Multi-3 instalado no Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba em São João do Cariri. Estas observações foram coincidentemente observadas utilizando Multi-3 e o imageador all sky. Três ondas de gravidade fotômetro foram detectadas, caracterizadas e estudadas neste trabalho. Estas ondas foram modeladas com base na fase e amplitude calculadas para estudar sua propagação vertical na atmosfera. A propagação horizontal de dados coincidentes de duas das três ondas foi detectada durante o estudo.

Além dos parâmetros das ondas, as informações sobre o vento de fundo nessas ondas foram obtidas a partir da superfície camadas de emissão do OH em 87 km. O vento na mesosfera e baixa termosfera (MLT) entre 80-100 km de altitude foi medido pelo radar meteoricos instalado no OLAP.

Foi realizado um estudo sobre as características dessas oscilações (ondas de gravidade). As principais conclusões do presente trabalho são resumidas a segui:

- (i) A observação de período similar nas três camadas de emissão permitiu o

cálculo do comprimento de onda vertical da onda com base na sua fase e a diferença na altitude de emissão. Os presentes resultados demonstram que a onda observada em 14 de outubro de 2006 se propagava para baixo (propagação de fase ascendente) conforme indicado pelas figuras 5.4 e 5.5. Para o dia 18 de dezembro de 2006, a onda encontrada tinha uma propagação de fase descendente (propagação para cima) de acordo com Figura 5.22 e 5.23.

- (ii) Utilizando o número de onda horizontal obtido a partir da análise de Keograma e a velocidade do vento de fundo (zonal e meridional), foi possível calcular a frequência intrínseca da onda. Conhecendo a frequência intrínseca, o comprimento de onda horizontal foi calculado usando a relação de dispersão das ondas de gravidade (Equação 4.11). Os comprimentos de onda horizontais foram estimados para as ondas de 14 de outubro de 2006 e 18 de dezembro de 2006, mas não para o dia 21 de março de 2007 devido à falta de imagem de imageador neste dia.
- (iii) Considerando os casos de 14 de outubro de 2006 e 18 de dezembro de 2006, observou-se parâmetros de onda, e acredita-se que a mesma onda presente nos dados do fotômetro também observada pelo imageador. Esta observação foi feita com base no período de propagação similar em ambos os conjuntos de dados e também os parâmetros verticais e horizontais obtidos (análise de Keograma e Relação de Dispersão) também são semelhantes.
- (iv) Para estabelecer e afirmar os resultados obtidos a partir da análise realizada neste trabalho, modelou-se a série temporal do fotômetro utilizando a fase e as amplitudes estimadas pelo método de mínimos quadrados. As ondas modeladas (reconstruídas) foram sobrepostas na série temporal residual. Observou-se que na maioria dos casos elas concordam, mas para os casos em que temos um ligeiro desvio, pode ser resultado de;
 - Uma velocidade do vento nessa altitude
 - Fuga espectral devido a sinais de alta frequência. Futuros trabalhos

6.2 Trabalhos futuros

O futuro plano deste trabalho é parametrizar ainda mais estas ondas investigando a quantidade de energia e momentum que está sendo transportada e também descobrir a influência dessas oscilações nas regiões Termosférico-Ionosféricas pelo uso de outros instrumentos para ajudar a melhorar os estudos anteriores (Paulino et al. (2012)).

Além disso, concluímos que, se as ondas de gravidade são capazes de escapar do nível crítico (onde ocorre a absorção de ondas de gravidade), sobrevivendo aos processos de filtragem, potencialmente se propaga para altas altitudes na termosfera - Ionosfera. As ondas gravitacionais "sobrevividas" são consideradas por muitos outros autores como responsáveis pela formação de bolhas de plasma equatoriais. Em teoria (Richmond (1978), Anderson (1982), Huang et al. (1993), Huang and Kelley (1996), Sultan (1996), Tsunoda (2007), Keskinen and Vadas (2009), Kherani et al. (2009) e observational (Kelley et al. (1981), Sobral et al. (1981); Sobral et al. (2001), Hysell et al. (1990), McClure et al. (1998), Vadas and Nicolls (2008), Takahashi et al. (2011)) explicaram significativamente o processo por trás deste processo de formação.

Referências Bibliográficas

- Anderson, R. Y. (1982). A long geoclimatic record from the permian. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C9):7285–7294.
- Bageston, J., Wrasse, C., Gobbi, D., Takahashi, H., and Souza, P. (2009). Observation of mesospheric gravity waves at comandante ferraz antarctica station (62° s). *Ann. Geophys*, 27(6):2593–2598.
- Bageston, J. V., Gobbi, D., Takahashi, H., and Wrasse, C. M. (2007). Development of airglow oh temperature imager for mesospheric study. *Revista Brasileira de Geofísica*, 25:27–34.
- Barth, C. A., Hildebrandt, A. F., and Patapoff, M. (1962). Atomic oxygen and nitrogen density measurements with epr. *Discussions of the Faraday Society*, 33:162–172.
- Beer, T. (1974). Atmospheric waves. *New York, Halsted Press; London, Adam Hilger, Ltd., 1974. 315 p.*
- Brenton, J. G. and Silverman, S. M. (1970). A study of the diurnal variations of the 5577 Å [oi] airglow emission at selected igy stations. *Planetary and Space Science*, 18(5):641–653.
- Buriti, R. (1997). Estudo de parâmetros de ondas de gravidade por medidas simultâneas de radar mu e fotômetro em shigaraki (35 n, 136 l), japão. *São José dos Campos. 176p.(INPE-6647-TDI. 624). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial)–Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.*

- Chapman, S. (1931). Bakerian lecture. some phenomena of the upper atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 132(820):353–374.
- Del Genio, A. D. and Rossow, W. B. (1982). Temporal variability of ultraviolet cloud features in the venus stratosphere. *Icarus*, 51(2):391–415.
- Diettrich, J., Nott, G., Espy, P., Swenson, G., Chu, X., Taylor, M., Riggins, D., and Fritts, D. (2005). High frequency atmospheric gravity-wave properties using fe-lidar and oh-imager observations. *Geophysical research letters*, 32(9).
- Eather, R. and Reasoner, D. (1969). Spectrophotometry of faint light sources with a tilting-filter photometer. *Applied optics*, 8(2):227–242.
- Fritts, D. C. and Alexander, M. J. (2003). Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Reviews of geophysics*, 41(1).
- Gobbi, D. (1993). Estudo de ondas de gravidade na alta atmosfera através de observações de luminescência atmosférica da hidroxila oh (9-4) e oxigênio o 2 (0-1). *Estudo de ondas de gravidade na alta atmosfera através de observações de luminescência atmosférica da hidroxila OH (9-4) e Oxigênio O2 (0-1)*.
- Gossard, E. E. and Hooke, W. H. (1975). Waves in the atmosphere: atmospheric infrasound and gravity waves-their generation and propagation. *Atmospheric Science*, 2.
- Heppner, J. and Meredith, L. (1958). Nightglow emission altitudes from rocket measurements. *Journal of Geophysical Research*, 63(1):51–65.
- Hines, C. (1972). Gravity waves in the atmosphere. *Nature*, 239:73–78.
- Hines, C. O. (1960). Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. *Canadian Journal of Physics*, 38(11):1441–1481.
- Horne, J. H. and Baliunas, S. L. (1986). A prescription for period analysis of unevenly sampled time series. *The Astrophysical Journal*, 302:757–763.

Referências Bibliográficas

- Huang, C.-S., Kelley, M., and Hysell, D. (1993). Nonlinear rayleigh-taylor instabilities, atmospheric gravity waves and equatorial spread f. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 98(A9):15631–15642.
- Huang, C.-S. and Kelley, M. C. (1996). Nonlinear evolution of equatorial spread f: 2. gravity wave seeding of rayleigh-taylor instability. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 101(A1):293–302.
- Hysell, D., Kelley, M., Swartz, W., and Woodman, R. (1990). Seeding and layering of equatorial spread f by gravity waves. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 95(A10):17253–17260.
- Kelley, M., Larsen, M., LaHoz, C., and McClure, J. (1981). Gravity wave initiation of equatorial spread f: A case study. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 86(A11):9087–9100.
- Keskinen, M. and Vadas, S. L. (2009). Three-dimensional nonlinear evolution of equatorial ionospheric bubbles with gravity wave seeding and tidal wind effects. *Geophysical Research Letters*, 36(12).
- Kherani, E. A., Abdu, M., De Paula, E., Fritts, D., Sobral, J., and de Meneses Jr, F. (2009). The impact of gravity waves rising from convection in the lower atmosphere on the generation and nonlinear evolution of equatorial bubble. *Ann. Geophys*, 27:1657–1668.
- Lima, L. (2004). Observações de ondas planetárias na região da mesopausa equatorial e de baixas latitudes do hemisfério sul.
- Lomb, N. R. (1976). Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophysics and space science*, 39(2):447–462.
- López-González, M., García-Comas, M., Rodríguez, E., López-Puertas, M., Shepherd, M., Shepherd, G., Sargoytchev, S., Aushev, V., Smith, S., Mlynczak, M., et al. (2007). Ground-based mesospheric temperatures at mid-latitude derived from o 2 and oh airglow sat data: Comparison with saber measurements. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69(17):2379–2390.

- Mangogna, A., Swenson, G., Vargas, F., and Liu, A. (2016). A mesospheric airglow multichannel photometer and an optical method to measure mesospheric airglow intrinsic parameters. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 142:108–119.
- McClure, J., Singh, S., Bamgboye, D., Johnson, F., and Kil, H. (1998). Occurrence of equatorial f region irregularities: Evidence for tropospheric seeding. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 103(A12):29119–29135.
- McKinley, D. W. R. (1961). Meteor science and engineering. *New York, McGraw-Hill, 1961.*, 1.
- Medeiros, A., Takahashi, H., Batista, P., Gobbi, D., and Taylor, M. (2004). Observations of atmospheric gravity waves using airglow all-sky ccd imager at cachoeira paulista, brazil (23 s, 45 w). *Geofísica Internacional*, 43(1):29–39.
- Medeiros, A., Takahashi, H., Buriti, R., Fachine, J., Wrasse, C., and Gobbi, D. (2007). Mlt gravity wave climatology in the south america equatorial region observed by airglow imager. In *Annales Geophysicae*, volume 25, pages 399–406.
- Medeiros, A., Taylor, M. J., Takahashi, H., Batista, P., and Gobbi, D. (2001). An unusual airglow wave event observed at cachoeira paulista 23 s. *Advances in Space Research*, 27(10):1749–1754.
- Melo, S., Gobbi, D., Takahashi, H., Teixeira, N., and Lobo, R. (1993). O fotômetro multi-2: Experiência de calibração-1992. *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos/SP.*
- Meriwether, J. W. (1989). A review of the photochemistry of selected nightglow emissions from the mesopause. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D12):14629–14646.
- Nappo, C. J. (2013). *An introduction to atmospheric gravity waves.* Academic Press.

- Paulino, A., Batista, P., and Clemesha, R. (2012). Lunar tides in the mesosphere and lower thermosphere over cachoeira paulista (22.7° s; 45.0° w). *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 78:31–36.
- Pekeris, C. L. (1937). Atmospheric oscillations. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 158(895):650–671.
- Reid, I. and Woithe, J. (2005). Three-field photometer observations of short-period gravity wave intrinsic parameters in the 80 to 100 km height region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D21).
- Richmond, A. (1978). The nature of gravity wave ducting in the thermosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 83(A4):1385–1389.
- Scargle, J. D. (1982). Studies in astronomical time series analysis. ii-statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal*, 263:835–853.
- Sobral, J., Abdu, M., Batista, I., and Zamlutti, C. (1981). Wave disturbances in the low latitude ionosphere and equatorial ionospheric plasma depletions. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 86(A3):1374–1378.
- Sobral, J., Takahashi, H., Abdu, M., Taylor, M. J., Sawant, H., Santana, D. C., Gobbi, D., de Medeiros, A., Zamlutti, C., Schuch, N., et al. (2001). Thermospheric f-region travelling disturbances detected at low latitude by an oi 630 nm digital imager system. *Advances in Space Research*, 27(6-7):1201–1206.
- Sultan, P. (1996). Linear theory and modeling of the rayleigh-taylor instability leading to the occurrence of equatorial spread f. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 101(A12):26875–26891.
- Suzuki, H., Shiokawa, K., Tsutsumi, M., Nakamura, T., and Taguchi, M. (2008). Atmospheric gravity waves identified by ground-based observations of the intensity and rotational temperature of oh airglow. *Polar Science*, 2(1):1–8.
- Swenson, G., Haque, R., Yang, W., and Gardner, C. (1999). Momentum and energy fluxes of monochromatic gravity waves observed by an oh imager at star-

- fire optical range, new mexico. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D6):6067–6080.
- Takahashi, H., Buriti, R., Gobbi, D., and Batista, P. (2002). Equatorial planetary wave signatures observed in mesospheric airglow emissions. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, 64(8):1263–1272.
- Takahashi, H., Gobbi, D., Batista, P. P., Melo, S., Teixeira, N. R., and Buriti, R. (1998). Dynamical influence on the equatorial airglow observed from the south american sector. *Advances in Space Research*, 21(6):817–825.
- Takahashi, H., Vadas, S. L., Wrasse, C., Taylor, M. J., Pautet, P.-D., Medeiros, A., Buriti, R., de Paula, E. R., Abdu, M. A., Batista, I. S., et al. (2011). Mesosphere–ionosphere coupling processes observed in the f layer bottom-side oscillation. In *Aeronomy of the Earth’s Atmosphere and Ionosphere*, pages 163–175. Springer.
- Taylor, G. (1936). The oscillations of the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 156(888):318–326.
- Taylor, M. J., Pendleton, W., Clark, S., Takahashi, H., Gobbi, D., and Goldberg, R. (1997). Image measurements of short-period gravity waves at equatorial latitudes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D22):26283–26299.
- Tsunoda, R. T. (2007). Seeding of equatorial plasma bubbles with electric fields from an es-layer instability. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 112(A6).
- Vadas, S. L. (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).
- Vadas, S. L. and Nicolls, M. J. (2008). Using pfir measurements and gravity wave dissipative theory to determine the neutral, background thermospheric winds. *Geophysical Research Letters*, 35(2).

Referências Bibliográficas

- Walterscheid, R., Schubert, G., and Straus, J. (1987). A dynamical-chemical model of wave-driven fluctuations in the oh nightglow. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 92(A2):1241–1254.
- Wiens, R. and Weill, G. (1973). Diurnal, annual and solar cycle variations of hydroxyl and sodium nightglow intensities in the europe-africa sector. *Planetary and Space Science*, 21(6):1011–1027.
- Wrasse, C., Nakamura, T., Takahashi, H., Medeiros, A., Taylor, M. J., Gobbi, D., Denardini, C., Fehine, J., Buriti, R., Salatun, A., et al. (2006). Mesospheric gravity waves observed near equatorial and low? middle latitude stations: wave characteristics and reverse ray tracing results. In *Annales Geophysicae*, volume 24, pages 3229–3240.
- Wrasse, C. M. (2000). Observação da temperatura rotacional da hidroxila através da aeroluminescência na região da mesosfera terrestre. *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais–INPE-8003-TDI/751*.
- 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., Takahashi, H., and Rettori, G. G. (1999). Construção de um espectro-fotômetro para monitoramento da temperatura da mesopausa na região polar antártica. In *6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*.
- Yntema, L. (1909). On the brightness of the sky and total amount of starlight. *Publications of the Kapteyn Astronomical Laboratory Groningen*, 22:1–55.