



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

**DETERMINAÇÃO DO VENTO HORIZONTAL A PARTIR DE OBSERVAÇÕES DE
ONDAS DE GRAVIDADE**

FRANK SIMBARASHE CHINGARANDI

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Programa de Pós-Graduação em
Física da Universidade
Federal de Campina Grande, como requisito parcial
para obtenção do título de Mestre
em Física na área de concentração de Alta Atmosfera.

Campina Grande, PB - 2018

C539d Chingarandi, Frank Simbarashe.
Determinação do vento horizontal a partir de observações de ondas de gravidade / Frank Simbarashe Chingarandi. – Campina Grande, 2019. 75 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Física) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2019.
"Orientação: Prof. Dr. Igo Paulino da Silva, Prof. Dr. Amauri Fragoso de Medeiros".
Referências.

1. Ondas de Gravidade. 2. Vento Horizontal. 3. Aeroluminescência.
I. Silva, Igo Paulino da. II. Medeiros, Amauri Fragoso de. III. Título.

CDU 551.511.31(043)

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

*“Todos os nossos esforços na pesquisa científica devem ser voltados para a melhoria da
humanidade”*

Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer ao Criador pelo dom da vida. Gostaria de agradecer aos meus professores, ao meu supervisor acadêmico, Prof Dr. Igo Paulino, por todo o apoio inabalável e encorajador que ele me deu ao longo dos 2 anos do meu mestrado aqui no Brasil. Agradeço também a todos os meus professores do departamento de Física, com especial destaque para o professor Dr. João Rafael Lucio dos Santos por sua dedicação e apoio, e pelo esforço para ajudar. Aos membros do corpo docente do Grupo de Física da alta Atmosfera, aos Professores Dr. Ricardo Arlen Buriti, Dr. Amauri Fragoso e Dra. Ana Roberta e, por último, mas não menos importante, a todos os meus colegas e amigos que estiveram comigo nesta jornada.

Abstract

Nightglow images of an all-sky imager from all over the sky installed in São João do Cariri (7.4° S, 36.5° W), from January to December 2005, were used to study almost orthogonal gravitational waves. These are gravity waves that occur simultaneously, propagating with phase fronts that are almost perpendicular to each other. During this period, 135 nights were investigated and 9 events were observed for the year 2005. The waves were observed in two emission lines, the OH meinel band and the green line OI 5577 emission line. The observed parameters of these wave waves (horizontal and vertical wavelength, direction of propagation and observed period) were studied to estimate the background wind in the direction of the waves using the Doppler shift at the observed frequency to find the wind. The intrinsic frequency was evaluated using an inelastic Taylor-Goldstein dispersion relation for gravity waves. The observed waves had a period between 4 and 23 minutes and a horizontal wavelength between 15 and 30 km. The observed wavelength was between 14 and 17 km, while the phase speed varied from 20 to 45 m/s. The majority of gravitational waves were observed after 2000 hours UT and the direction of propagation was predominantly east and southeast, originating from the northwest. The estimated wind velocity showed good agreement with the real wind velocity detected by the meteor radar also located at São João do Cariri. It has been shown that it is possible to estimate, with a fair degree of accuracy, the background wind velocity in the direction of the gravity waves using coincident data from three different instruments simultaneously.

Resumo

Imagens de Aeroluminescência de um imageador solar implantado em São João do Cariri (7.4° S, 36.5° W), de janeiro a dezembro de 2005, foram utilizadas para estudar as ondas de gravidade quase ortogonais nas emissões de OH e OI 5557. Essas ondas de gravidade ocorreram simultaneamente, propagando-se com frentes de fase quase perpendiculares entre si. Nesse período, 135 noites foram investigadas e 9 desses eventos foram observados para o ano de 2005 nos espectros de emissão de OH. O objetivo da pesquisa é estimar o vento horizontal calculando os parâmetros dessas ondas gravitacionais (comprimento de onda horizontal e vertical, direção de propagação e período observado) e usando a relação de dispersão de Taylor-Goldstein para as ondas gravidade. Até agora, isso foi alcançado estimando a diferença de fase de um perfil de onda observado entre duas camadas de emissão. Os perfis podem ser vistos como coerentes e em fase um com o outro. O perfil OH da onda observado na camada de emissão de OH parece liderar a camada de emissão do OI 557. Isso indica uma mudança de fase horizontal na fase à medida que a onda se propaga para cima através da atmosfera. É por isso que foi importante observar a onda gravidade em várias camadas de emissão. Até agora, foi descoberto que o vento de fundo tem um efeito significativo na propagação de ondas de gravidade, perturbando alguns parâmetros. Os ventos horizontais de fundo também filtram as ondas de gravidade, permitindo a propagação apenas em certas direções. As leituras de temperatura também permitirão a investigação do aquecimento atmosférico, especialmente na ionosfera, à medida que as ondas gravitacionais dissipam energia. Esses dados nos permitirão descobrir como a energia está sendo dissipada em função da altura. Além disso, a comparação com dados de vento de radar de meteoros será feita para verificar a eficiência do método.

Palavras chave: Ondas de gravidade, vento horizontal, aeroluminescência

Lista de Figuras

Figura 1 : Ondas de gravidade que foram observadas em São João do Cariri, (7.4 °S, 36.5° W) on 1 March 2005 at 18.56 UT	21
Figura 2 : A configuração do Skyimet Radar com uma antena e 4 receptores, Hocking et al, 1997	28
Figura 3: Ilustração da região de observação TIMED na atmosfera da Terra, (JHU/APL)	30
Figura 4: Desenho isométrico da nave espacial TIMED implantada (crédito de imagem: JHU/APL)	31
Figura 5: Mapa delineando a metodologia seguida para estimar o vento	32
Figura 6 : Evento de Onda Ortogonal observado na primeira noite as duas setas mostram a respectiva direção de propagação para cada onda	34
Figura 7: Evento de onda ortogonal observado na segunda noite as duas setas mostram a respectiva direção de propagação para cada onda	34
Figura 8 : Ondas “quase ortogonais” observadas na primeira noite, a imagem à esquerda mostra a onda depois de desdobrar enquanto na gravação a imagem foi filtrada de alta passagem	36
Figura 9: Os passos seguidos na análise espectral de imagens	38
Figura 10: O espectro de potência de amplitude para a primeira noite mostrando um gráfico do número de onda Meridional (eixo y) contra o número de onda Zonal (eixo x).....	40
Figura 11: O espectro de potência de amplitude para a segunda noite mostrando um gráfico do número de onda Meridional (eixo y) contra o número de onda Zonal (eixo x).....	41

Figure 12 : Fase observada para cada uma das ondas gravitacionais observadas em ambas as noites mostrando o número da onda Meridional em relação ao número da onda zonal. Topo; espectro de amplitude de fase para cada uma das duas ondas observadas na primeira noite, Bottom, espectro de amplitude de fase para a segunda noite de observação.....	43
Figura 13: Gerando um perfil da onda observada, A e B são escolhidos como pontos finais de uma linha perpendicular à propagação de onda.....	45
Figura 14: A onda gravitacional observada obtida da análise espectral, (b) mostra a mesma imagem com os dois pontos correspondentes à linha à esquerda. A linha é paralela à direção da propagação de ondas.....	50
Figura 15: Amplitude versus distância vertical percorrida por cada uma das ondas na primeira noite de observação.....	51
Figura 16: Amplitude contra deslocamento vertical a) Onda de gravidade “1”, (b) Onda de gravidade “2” ortogonal a “1”.....	52
Figura 17: A projeção do vetor de vento de fundo na direção do vetor de onda de gravidade	54
Figura 18: Variação do vento, meridional e zonal na noite do primeiro evento das 20:00 UT às 21: 00UT	56
Figura 19: Variação de vento, meridional e zonal na noite do segundo evento, das 22:00 UT às 23:00UT	57

Lista de Tabela

Tabela 1: Os parâmetros observados das ondas gravidade nas duas noites são a observação.....	61
Tabela 2: Comprimento de onda vertical calculado para a primeira noite de observação	64
Tabela 3 : Comprimento de Onda Vertical Calculado para a segunda noite de observação	65
Tabela 4 : Frequências intrínsecas calculada, bem Como número de onda horizontal.	66
Tabela 5: Vento estimado em comparação com medições de vento de radar de meteoro (vento real em azul).....	68

Lista de abreviações

ASI	– Imageador All-Sky
CCD	– Charge Coupled Device
FFT	– Transformação rápida de Fourier
IDL	– Interactive Data Language
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ISR	– Incoherent Scatter Radar
LT	– Local Time
LTE	– Equilíbrio termodinâmico local
MLT	– Mesosphere and Lower Thermosphere (Mesosphere and Lower Thermosphere)
SABER	– Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry
TIMED	– Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics
UFMG	– Universidade Federal de Campina Grande

Lista de símbolos

c	– velocidade da luz no vácuo
c_o	– velocidade de fase observada
C_p	– capacidade de calor específica pressão constante
g	– Aceleração gravitacional
k_H	– componente horizontal do número de onda
k_x	– número de onda zonal
k_y	– número de onda meridional
N	– frequência de flutuação
p_0	– pressão atmosférica na superfície da Terra
R_a	– Molar gás Constant
T	– temperatura atmosférica.
T_o	– período observado
u_H	– o vento de fundo horizontal
\hat{x}	– vetor unitário na direção do vento zonal
\hat{y}	– vetor unitário na direção do vento meridional
z	– altitude

α	– o ângulo entre o vento e a onda
θ	– ângulo azimutal
$\Delta\phi$	– Diferença de fase
λ	– Comprimento de onda
λ_H	– comprimento de onda horizontal é dado por
ω	– frequência angular
ω_o	– período observado
ω_i	– frequência intrínseca

SUMÁRIO

Agradecimentos	4
Abstract.....	5
Resumo	6
Lista de Figuras	7
Lista de Tabela.....	9
Lista de abreviações.....	10
Lista de símbolos.....	11
SUMÁRIO	13
1. INTRODUÇÃO	15
1.1. Objetivos.....	17
2. REVISÃO DA LITERATURA	18
2. TEORIA.....	19
2.1. Airglow.....	19
2.2. Ondas de Gravidade.....	20
3. INSTRUMENTAÇÃO	25
3.1. All-Sky Imager	25
3.2. Radar Meteor Interferométrico Skyimet.....	27
3.3. Saber	29
4. METODOLOGIA	32
	13

4.1.	Imagens Airglow	33
4.1.1.	Desempacotamento de Imagens	35
4.1.2.	Análise Spectral Cruzada.....	36
4.1.3.	Geração de perfis verticais para as ondas de gravidade observadas.....	44
4.2.	Estimativa do vento na direção da onda	45
4.3.	Determinação do comprimento de onda horizontal.....	46
4.4.	Determinação da Frequência Intrínseca	47
4.5.	Determinação do número de onda vertical e comprimento de onda	49
4.6.	Cálculo da diferença de fase.....	50
4.7.	Cálculo do vento na direção da onda.....	53
4.7.1.	Projeção do vento na direção da onda	54
4.7.2.	Interpolação de Medições do Vento Real.....	55
4.7.3.	Gráficos de contorno das medições de vento interpoladas.....	58
5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	60
5.1.	Parâmetros dos Eventos Observados.....	60
5.1.1.	Primeira noite	60
5.1.2.	Segunda noite	62
5.2.	Frequência intrínseca calculada.....	66
5.3.	Velocidade estimada do vento.....	67
6.	Conclusões.....	69
6.1.	Sugestões	70
	REFERÊNCIAS.....	71

1. INTRODUÇÃO

O vento de fundo é um dos fatores importantes estudando climatologia atmosférica. Sabe-se que os ventos neutros influenciam fortemente o movimento do plasma ao longo das linhas do campo geomagnético e também causam perturbação na densidade eletrônica local. Isso é importante porque os ventos de fundo podem alterar drasticamente as características observadas das ondas de gravidade, de forma que diferem dos parâmetros intrínsecos. Eles fazem isso mudando radialmente as ondas à medida que elas se propagam pelo espaço, modulando a direção de propagação. Os ventos também podem causar canalização da onda, onde uma onda gravidade fica presa dentro de um duto e sua dissipação é mínima. Isso ocorre quando uma onda gravidade é imprensada entre regiões de evanescência (Medeiros, 2001; Ataíde, 2007). A canalização também pode ocorrer devida os gradientes de temperatura, conhecidos como “Dutos térmicos”. É importante estudar os ventos, pois eles acabam tendo um impacto na atmosfera de fundo, afetando a dinâmica. Ventos de fundo têm efeito sobre a propagação de ondas através da atmosfera. Isso faz com que a velocidade e a frequência de fase observadas tenham uma diferença marcante entre elas. Variação de ventos também pode causar dutos (Hines, 1964) onde uma onda é aprisionada dentro de um duto e se propaga com dissipação mínima. Ventos de

fundo horizontais têm um efeito drástico sobre a interação das ondas de gravidade através da reflexão. Uma variação de vento com altura complica ainda mais a relação de dispersão e isso deve ser considerado quando o valor do número da onda vertical é aumentado. Os ventos também afetam a direção da propagação, restringindo o movimento a certas direções, chamadas de filtragem. Os ventos agem como um seletor para as ondas de gravidade em certas regiões. A relação de dispersão inelástica para ondas gravidade acústicas é muito importante na determinação do estudo das características intrínsecas das ondas gravidade. Ele nos permite estimar a frequência de empuxo, bem como a frequência intrínseca das ondas. Ondas gravidade ortogonais foram estudadas para estimar as condições de vento.

1.1. Objetivos

- a) No Capítulo 2; a literatura referente à estimativa do vento e o trabalho feito até o momento no estudo das ondas gravidade é apresentado.
- b) No capítulo 3; a teoria das ondas de gravidade é apresentada.
- c) No capítulo 4; descrevemos os instrumentos que foram utilizados durante a pesquisa. Neste estudo, foram utilizados três instrumentos. O principal instrumento é o All-sky Imager, localizado em São João do Cariri. O instrumento captura imagens de luminescência airglow a partir de 87 km acima da superfície da Terra. O satélite TIMED e o Saber é o segundo instrumento utilizado para determinar o número de ondas verticais e a frequência de empuxo das ondas gravidade. Por último, o Radar Meteorológico que foi usado para comparar o vento de fundo que foi calculado a partir das imagens airglow.
- d) O capítulo 5; contém a metodologia que foi seguida na estimativa do vento. Finalmente, os valores estimados foram comparados com o radar de meteoros.
- e) No capítulo 6; apresentamos os Resultados e Discussões para a Pesquisa.
- f) As conclusões e sugestões para trabalhos futuros são apresentadas no Capítulo 7.

2. REVISÃO DA LITERATURA

Esforços foram feitos para estimar o vento neutro, analisando as condições na atmosfera. Isso foi necessário devido à indisponibilidade de medições de vento neutro em alguns locais e altitudes. Por exemplo, (Datta-Barua et al, 2009) utilizou a densidade de elétrons 4D ao desenvolver um modelo que incorpora temperatura e densidade neutra, inserindo os parâmetros para estimar o vento neutro. Heinselman et al, 2008 também estimaram os ventos neutros na região e usando a forma de modelo linear bayesiano, tomando dados das medições do radar de dispersão incoerente (ISR).. Isto foi feito medindo a linha de velocidades de visão em múltiplas direções simultaneamente. Isso é mais preciso do que a varredura do céu, porque mudanças muito repentinas na velocidade podem ser detectadas, embora possam não ser detectadas se o período da varredura for maior que a variação na velocidade do vento. Newnham et al, 2016 usaram um radiômetro para estimar o vento no “gap do radar” a uma altitude de 20 a 75 km. O radiômetro também foi usado para realizar um espectro atmosférico simulado que foi então traduzido em perfis de vento. É importante ter outros métodos para medir com precisão o vento, porque até agora o único método de medir os componentes zonais e meridionais da termosfera é através da medição do desvio Doppler dentro das imagens airglow isso é feito com interferômetros na velocidade de medição do vento no solo.

2. TEORIA

2.1. Airglow

É um fenômeno que a luz de diferentes comprimentos de onda, como vermelho, verde, é emitida no crepúsculo ou depois do pôr do sol. As causas do airglow são reações fotoquímicas de constituintes neutros e ionizados da atmosfera, notadamente a produção de átomos excitados por reações de recombinação dissociativa, bombardeamento de partículas. Como tal, a maioria das observações sobre o airglow foi feita a partir de instrumentos terrestres, à noite ou no crepúsculo. A maior parte da energia do fluxo de ar, especialmente no infravermelho, está contida nos espectros de banda de hidroxila, OH. Há também espectros de banda fraca de oxigênio atômico e alguma radiação contínua fraca; linhas de hidrogênio; e características metálicas, como as linhas de sódio D, 5890/5896 Å. As radiações airglow se originam em torno de 70 a 100 km de altitude e são excitadas por processos fotoquímicos. Durante o dia, átomos de oxigênio excitados são produzidos por foto dissociação, onde uma molécula absorve a radiação do sol e transita para um estado intermediário excitado antes de perder um elétron. A insolação noturna deve-se quase exclusivamente aos processos quimioluminescentes utilizando energia armazenada nos estados excitados criados durante o dia pela radiação solar. O ciclo solar, portanto, também tem um efeito sobre a intensidade da emissão airglow.

2.2. Ondas de Gravidade

Ondas de gravidade são estruturas de ondas periódicas que ocorrem dentro da atmosfera. Eles podem ser detectados através de vários instrumentos, como radar, fotômetro, interferômetro Fabry-Perot, GPS e imagens ASI de todo o céu. Essas ondas periódicas causam perturbações na composição de íons locais que, por sua vez, modulam as emissões de aeroluminescência. Airglow ocorre durante a noite na atmosfera com várias emissões no OH, perto de emissão IR, O₂ atmosférico (0,1) banda, OH Meinel (6,2), OI (557,7 nm) e Na (589,2 nm) hidroxila (OH) e o OI (630,0 nm) emissão de linha vermelha termosfera. A maioria das ondas de gravidade geralmente se origina da mesosfera, com algumas sendo formadas na troposfera. Ondas de gravidade se propagam vertical e horizontalmente pela atmosfera. Sua amplitude aumenta com a latitude devido à redução na densidade da atmosfera (Fritz et al, 2003). As ondas gravidade são geradas de muitas maneiras diferentes, inclusive pelo fluxo de ar sobre as montanhas e pela atividade convectiva na troposfera e por tsunamis (Artru et al, 2005). Ondas gravidade mostraram ter preferência pela direção de propagação, conforme detalhado por (Medeiros, 2007). Ondas com dutos se propagam por distâncias maiores (Paulino et al, 2018) porque a perda de energia é muito pequena, de modo que a amplitude da onda decai durante um longo período. O airglow é causado por reações fotoquímicas em que átomos / moléculas são descomprimidos em seus estados fundamentais, liberando fótons noturnos. A excitação inicial ocorre durante reações fotoquímicas iniciadas pela energia solar. A maioria das ondas de gravidade geralmente se origina da mesosfera, com algumas sendo formadas na troposfera. As diferentes linhas de

emissão, no entanto, normalmente se originam de diferentes altitudes, por exemplo, a emissão OH é geralmente formada na mesosfera superior a uma altura aproximada de 87 km, enquanto o calor termosférico 630.0 nm é um pouco largo em torno de 250 km de latitude. Ondas de gravidade se propagam vertical e horizontalmente pela atmosfera. Sua amplitude aumenta com a latitude devido à redução na densidade da atmosfera (Fritz et al, 2003). As ondas gravidade são geradas de muitas maneiras diferentes, inclusive pelo fluxo de ar sobre as montanhas e pela atividade convectiva na troposfera e por tsunamis (Artru et al, 2005). As ondas produzidas pelas montanhas são chamadas de inercial

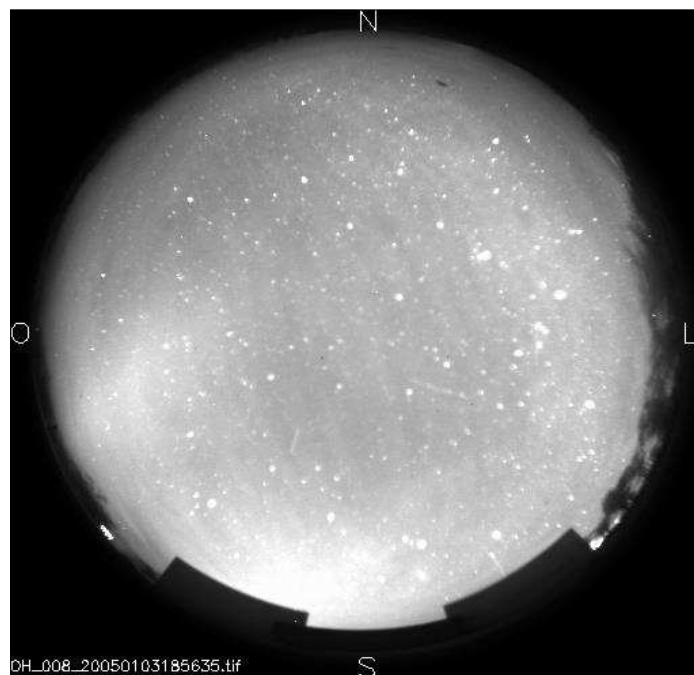


Figura 1 : Ondas de gravidade que foram observadas em São João do Cariri, (7.4 °S, 36.5° W) on 1 March 2005 at 18.56 UT

Os parâmetros da onda gravitacional, como período, direção de propagação, comprimento de onda horizontal e velocidade de fase, variam sazonalmente em um local específico. Esses parâmetros também variam com a latitude tendo maior velocidade de fase em latitudes mais baixas, enquanto em latitudes mais altas, por exemplo, em São João do Cariri (7,4 ° S, 36,5 ° W), as ondas gravidade têm maior velocidade de fase. Deve-se notar que as ondas de gravidade observadas perto do equador também têm um período mais curto e são observadas em latitudes médias baixas. A fonte de ondas de gravidade na atmosfera também exibe variações sazonais dependendo da localização (Buriti et al, 2006). Taori et al também descobriram que as ondas de gravidade sobre a Índia mostraram uma clara preferência pela direção de propagação para o norte. Existem dois tipos de ondas gravidade e elas podem ser classificadas em duas categorias: ondulações e bandas. As bandas são duradouras e têm comprimentos de onda maiores na ordem de centenas de quilômetros. Eles se estendem por uma distância maior e geralmente cobrem toda a imagem airglow. Eles tendem a atravessar toda a imagem cobrindo todo o céu. (Taylor et al., 1987). Ondulações, no entanto, têm um período menor e um comprimento de onda muito menor. São ondas gravidade de curto período com período menor que uma hora (Taylor et al, 1995). As ondulações são localizadas porque cobrem apenas uma determinada área da imagem, portanto, acredita-se que elas sejam geradas em uma faixa limitada, principalmente devido à dinâmica de pequena escala. São padrões de pequena escala, enquanto as ondulações são padrões de grande escala. Ondulações foram relatadas na Estação do Polo Sul na emissão de Sódio por Suzuki et

al., (2011). Neste trabalho eles também investigaram os parâmetros das ondas de gravidade, velocidade de fase, comprimento de onda horizontal e período. Ondas gravidade mostraram ter preferência pela direção de propagação. Ondas de gravidade também têm sido usadas para estudar distúrbios sísmicos, especialmente após grandes terremotos. Esses terremotos foram vistos causando distúrbios que são transferidos para a atmosfera através do acoplamento dinâmico na superfície do oceano. Estes, então, ressoam para a ionosfera, causando perturbações no Conteúdo Total de Elétrons, que podem então ser observados em dados airglow. Isto foi proposto como um método para o sistema de alerta de terremotos. Ondas de gravidade podem ser livremente propagadas ou canalizadas. Ondas com dutos se propagam por distâncias maiores (Paulino et al, 2018) porque a perda de energia é muito pequena, de modo que a amplitude da onda decai durante um longo período. O duto ocorre quando a onda está se propagando em uma área onde o quadrado do número de onda vertical acima é positivo e abaixo é negativo. Assim, ocorre quando o valor de frequência de flutuação é mínimo. Nesse caso, a onda é capturada ou canalizada e isso só ocorre sobre certas condições. Eles são pensados para serem causados por convecção em larga escala. As ondas de gravidade também desempenham um papel importante na química da atmosfera na medida em que transportam uma espécie de uma área para outra (Shepherd, 2007, 2008). Sobre certas condições, as ondas de gravidade podem se dissipar, perdendo energia enquanto se propagam. Isso tem o efeito de transportar energia térmica, bem como o impulso horizontal. Isso tem um impacto na circulação, estrutura e composição do MLT. Altitudes atmosféricas, suas amplitudes crescem exponencialmente até se tornarem

convectivamente instáveis. Em última análise, eles quebram e dissipam o momento e a energia para a atmosfera de fundo (Hines, 1960). Existem condições para instabilidades atmosféricas que determinam as condições de dissipação. Foi visto que quando a atmosfera tem instabilidade, as ondas gravitacionais dissipam energia e isso coincide com uma camada de inversão (Gardner et al, 2002). Nesta região o quadrado da frequência de empuxo, uma medida da estabilidade estática ou convectiva é negativa. É dado por,

$$N^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right), \quad (2.1)$$

onde N é a frequência de empuxo, g é a aceleração devido à gravidade;

T é a temperatura atmosférica e capacidade de calor específica é a capacidade específica de calor a pressão constante. Quando $N^2 < 0$, a atmosfera é estaticamente instável e leva a soluções exponenciais. Isso faz com que o pacote de ar se mova com velocidade crescente.

3. INSTRUMENTAÇÃO

Três instrumentos foram utilizados para estudar os eventos de onda. O principal instrumento é o All Sky Imager, que foi usado para detectar as ondas nas emissões do airglow. O segundo sensor foi o radar Skyimet, que fornece leituras da velocidade real do vento e do satélite TIMED Saber para medições de temperatura.

3.1. All-Sky Imager

O All Sky Imager é um instrumento usado para coletar dados capturando imagens airglow. Tem um campo de visão de 180° e, portanto, o termo “todo o céu”. O gerador de imagens fornece mapas monocromáticos de emissões airglow em diferentes comprimentos de onda para cada linha de emissão. O gerador de imagens All-sky consiste em uma cúpula, uma lente olho de peixe, lentes e um sensor de dispositivo acoplado (CCD). O objetivo da cúpula é proteger a lente de elementos, incluindo umidade. Depois que a luz é coletada pela lente, ela passa pela combinação da lente telecêntrica. Há uma disposição de vários filtros usando a roda de filtro. Sua finalidade é permitir que uma imagem fosse capturada para cada linha de emissão, portanto, as imagens são monocromáticas, como OH, OI 5577 e Oxigênio Atômico. O feixe colimado cai normal no sensor CCD, que produz um sinal elétrico. O sensor CCD em São João do

Cariri, por exemplo, consiste em uma matriz retroiluminada de grande área ($6,45 \text{ cm}^2$), alta resolução, 1024×1024 . A câmera usa um sistema de lente telecêntrico rápido ($f / 4$) para obter uma imagem de alta relação sinal-ruído, com um tempo de integração de tipicamente 15 s para a emissão OH no infravermelho próximo (faixa de passagem de 715–930 nm) e 90 s para o OI, O2 e OI (630,0 nm) emissões (Medeiros et al, 2007). O sensor no imager de São João do Cariri é mantido a 17° C para minimizar o ruído dos elétrons que são produzidos pelo efeito termoelétrico. Medeiros et al, 2007 também reportaram sobre o uso de um imageador de todo o céu na determinação dos parâmetros da onda de gravidade.

3.2. Radar Meteor Interferométrico Skyimet

O radar é usado para detectar meteoros na mesosfera. É operado a uma altitude de 70-120 km (CLEMESHIA et al., 2001; HOCKING et al., PAULINO, 2010). O sistema de antenas deste radar é composto por uma antena transmissora Yagi de três elementos e cinco antenas receptoras dispostas em forma de cruz assimétrica. Este arranjo é estabelecido de modo a minimizar a ambigüidade no sinal recebido pelo desacoplamento das antenas. A distância entre os dois pares de antenas nas extremidades e a antena central mede 2,0 e 2,5 comprimentos de onda, respectivamente. O transmissor opera em modo pulsado com uma frequência de 32,5 MHz e em uma taxa de repetição de pulso de 1 666 Hz. A densidade do meteoro tem que estar dentro de uma faixa aceitável, portanto, um meteoro sub-denso; um meteoro com densidade abaixo do valor aceito (Jones, 1975). O eco desse tipo de meteoro é descartado. O mesmo também se aplica aos meteoros superdensos que têm densidade acima do mínimo. A taxa de mudança de diferenças de fase entre as antenas fornece a velocidade radial da trilha de meteoros. Quando um meteoro entra na atmosfera da Terra, ele é soprado radialmente pelo vento neutro. A quantidade de deriva do meteoro é uma representação da velocidade do vento e sua direção de propagação. Os componentes zonais e meridionais do vento podem ser obtidos resolvendo-se ao longo do eixo x e do eixo y. A figura abaixo mostra a configuração das antenas, bem como a separação

entre elas em termos de múltiplos inteiros de comprimento de onda.

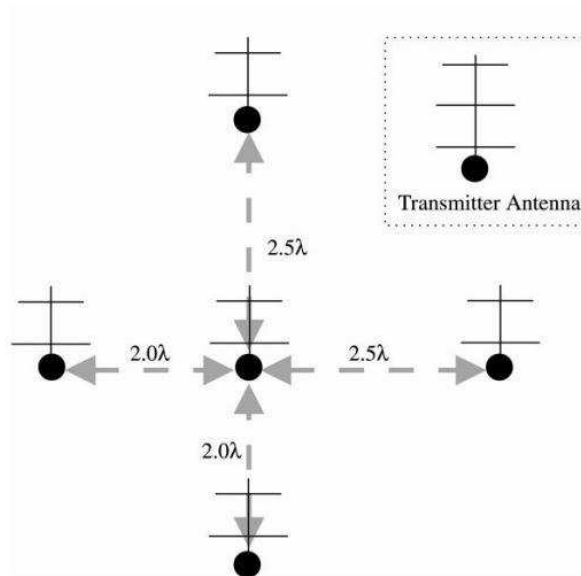


Figura 2 : A configuração do Skyimet Radar com uma antena e 4 receptores, Hocking et al, 1997

Amplitude e polarização fornecem informações sobre propriedades de dispersão e estrutura devido à geometria do objeto de dispersão. A diversidade de frequências nos permite aprender mais sobre o tamanho da trilha de meteoros. O alcance do meteoro é calculado medindo a ida e volta a distância do eco;

$$s = \frac{c}{2t}, \quad (3.1)$$

Onde $c = 2,998 \times 10^8 \text{ m/s}$.

3.3. Saber

É um instrumento de radiometria de emissão de banda larga que foi implantado há 16 anos pela NASA a bordo da Termosfera, ionosfera, mesosfera, dinâmica e energia, (TIMED), satélite, a fim de estudar, entre outros, a dinâmica da atmosfera superior, portanto, o acrônimo, SABRE; “Som da Atmosfera usando Radiometria de Emissão de Banda Larga”. O experimento SABRE é muito importante para as descobertas energéticas, químicas, dinâmicas e de transporte na região MLT da atmosfera. Isto é conseguido através de sensoriamento remoto usando um espectro de medição do radiômetro dentro da faixa de 1,27 μm a 17 μm . O sensor fornece leituras da temperatura cinética, pressão, densidade, estrutura de o vento solar, taxas de mistura de volume para as espécies de rastreamento e taxas de emissão de volume. É também um instrumento fundamental na investigação das variações sazonais e latitudinais relativas ao comportamento do ciclo solar. O SABER ofereceu uma grande visão sobre a região do MLT, uma área da atmosfera que até então era pouco compreendida. As informações podem ser obtidas na forma de um arquivo NCIT que pode ser prontamente convertido em um arquivo Binário IDL usando um conversor de arquivos também acessível no site. A figura abaixo mostra a altitude do satélite TIMED que hospeda o instrumento SABRE em relação à atmosfera.

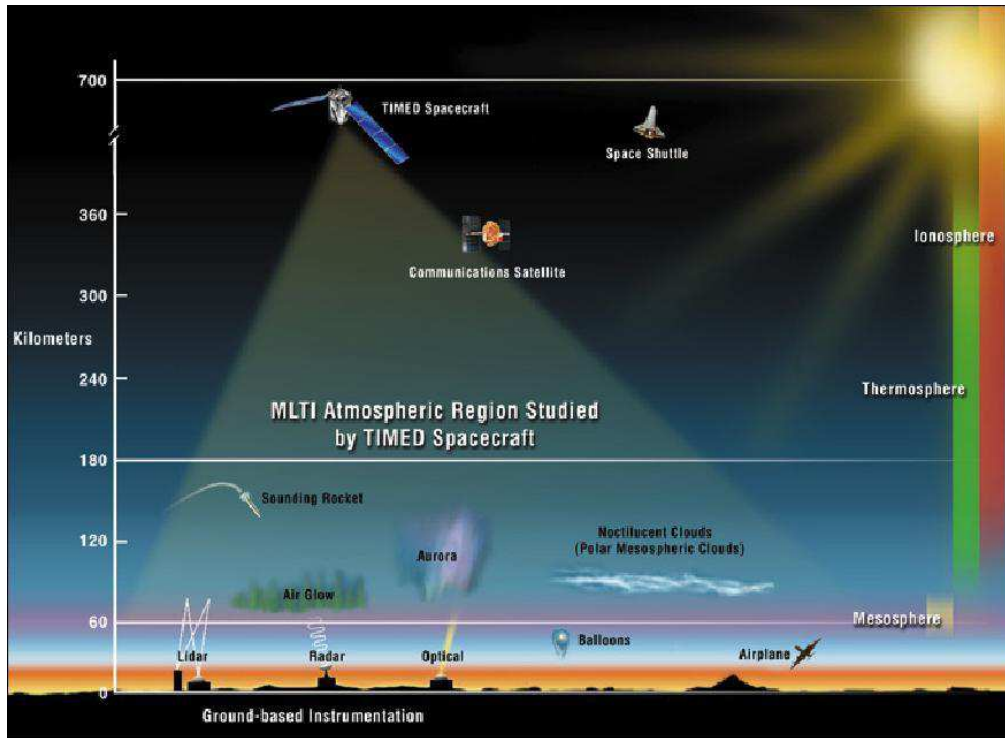


Figura 3: Ilustração da região de observação TIMED na atmosfera da Terra, (JHU/APL)

O sensor Sabre está estrategicamente localizado ao lado do corpo do satélite. O satélite também aloja outros sensores, como o Global Ultraviolet Imager (GUVI), para medir a temperatura termométrica diurna, O, N₂, O₂ e o índice de densidade da coluna O / N₂; perfis de densidade de elétrons noturnos de baixa latitude, o Experimento Solar EUV, SEE, o Experimento Solar EUV para medir raios X moles solares, EUV e irradiância FUV de 0,1 a 195 nm.

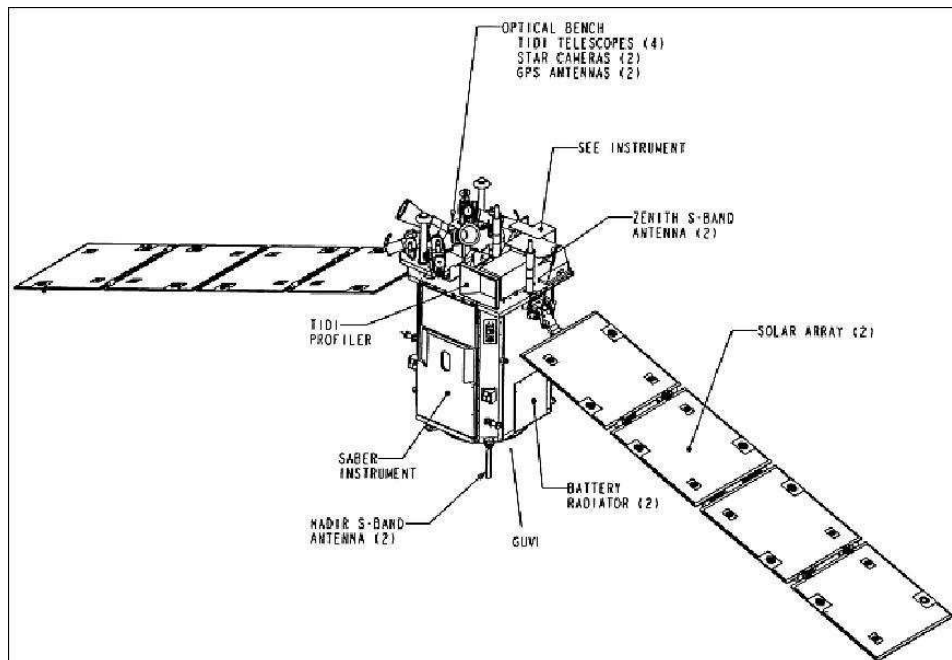


Figura 4: Desenho isométrico da nave espacial TIMED implantada (crédito de imagem: JHU/APL)

4. METODOLOGIA

Neste capítulo apresentamos a metodologia que foi seguida para calcular o fundo observando duas ondas de gravidade. Isso foi feito usando dados do imagedor do céu e um radar de meteoros, ambos localizados em São João do Cariri, bem como o satélite Sabre para medição de temperatura. Isto foi feito através da análise de espectro cruzado das imagens airglow, a fim de determinar os parâmetros das ondas de gravidade. Usamos as medições reais da velocidade do vento do radar de meteoros no mesmo local para verificar a precisão das leituras estimadas.

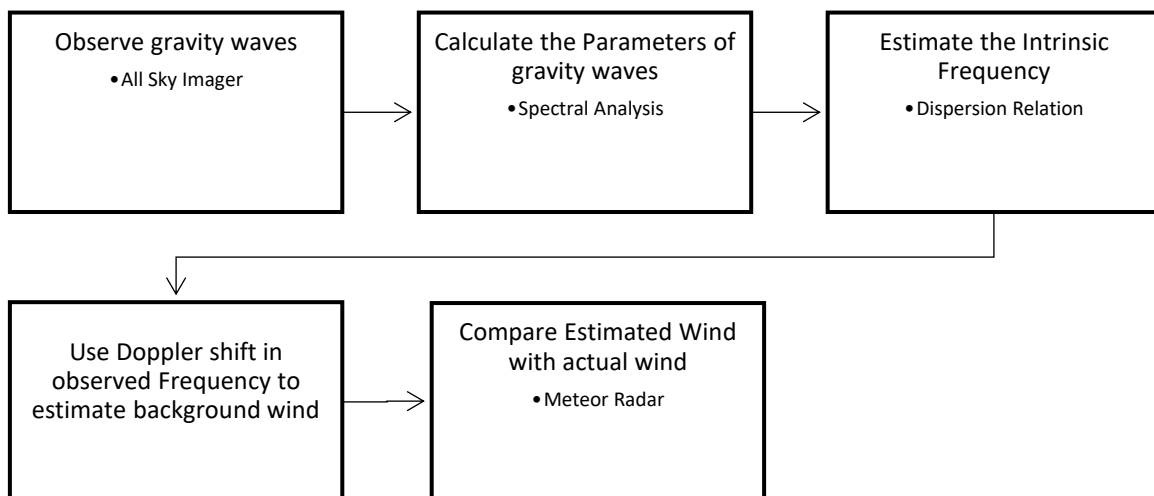


Figura 5: Mapa delineando a metodologia seguida para estimar o vento

4.1. Imagens Airglow

O primeiro passo foi identificar as imagens que continham pelo menos 2 ondas gravitacionais propagando-se dentro da mesma região simultaneamente. Para fazer isso, todas as imagens de airglow para o ano de 2005 foram analisadas manualmente e selecionadas até que apenas aquelas noites com ondas de gravidade quase ortogonais foram anotadas. A principal linha de emissão que foi usada é o OH, que tem sua amplitude de pico a aproximadamente 87 km de altitude. Ondas de gravidade quase ortogonais foram observadas em linhas de emissão múltiplas, como OI 5577 nm e emissão de O₂. Estas são ondas de gravidade que se propagam em direções que estão aproximadamente a 90 graus umas das outras. Era importante observar as ondas em múltiplas emissões para distinguir das bolhas de plasma. A figura abaixo mostra os eventos observados em ambas às noites de observação na linha de emissão OH.

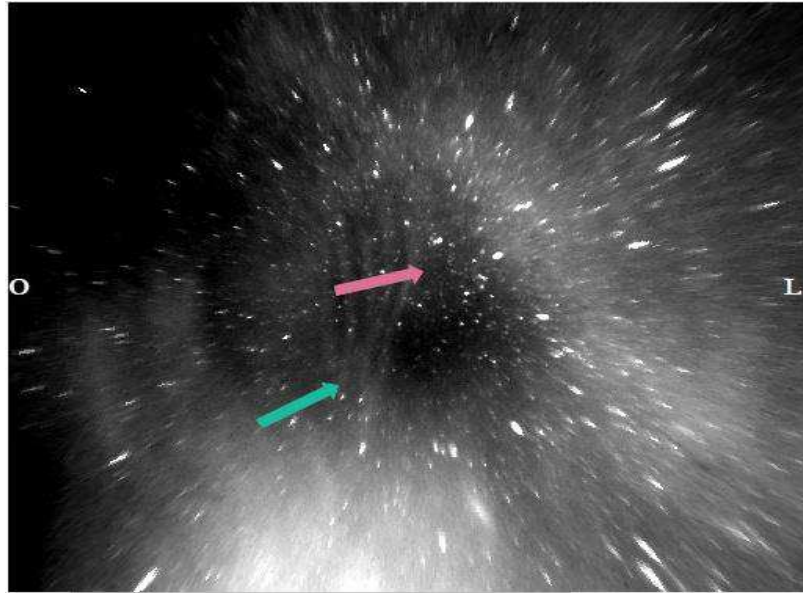


Figura 6 : Evento de Onda Ortogonal observado na primeira noite as duas setas mostram a respectiva direção de propagação para cada onda

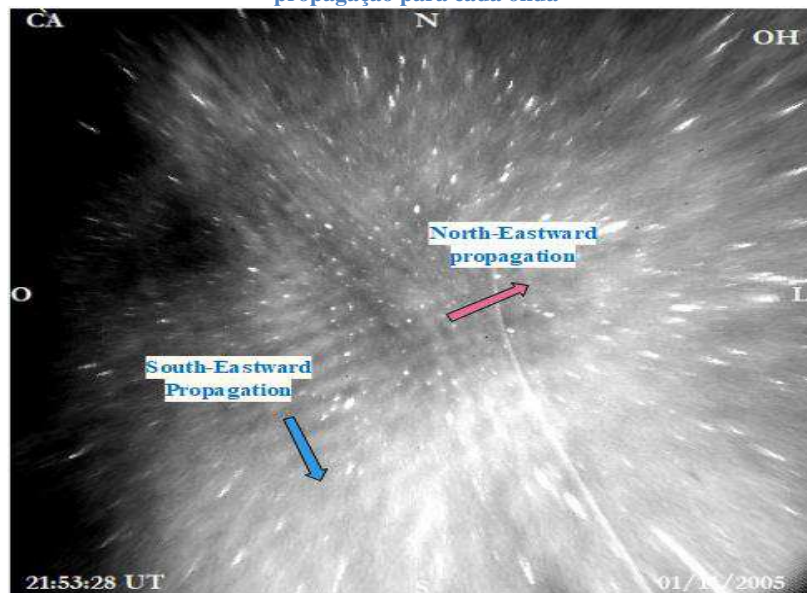


Figura 7: Evento de onda ortogonal observado na segunda noite as duas setas mostram a respectiva direção de propagação para cada onda

4.1.1. Desempacotamento de Imagens

O primeiro passo importante no sistema de processamento de imagens foi a calibração espacial total do céu. A calibração espacial foi feita com a finalidade de converter imagens de todo o céu de seu sistema de coordenadas padrão para um sistema de coordenadas geográficas mais apropriado. Isso ocorre porque a lente produz uma imagem curva que não é linear. A imagem então tem que ser desenrolada para achatá-la para que os cálculos dos parâmetros das ondas possam ser feitos. O alinhamento é feito alinhando cada pixel com a posição da estrela para determinar o ângulo do azimute. A figura abaixo mostra uma imagem depois de ter sido desdobrada e alinhada ao sistema de coordenadas geográficas 2D.

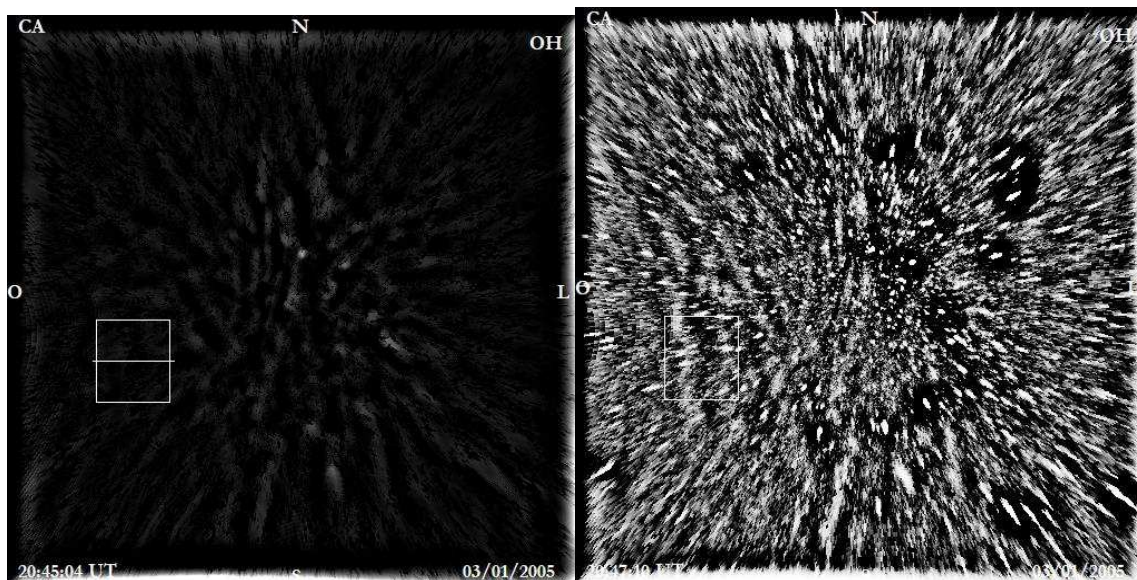


Figura 8 : Ondas “quase ortogonais” observadas na primeira noite, a imagem à esquerda mostra a onda depois de desdobrar enquanto na gravação a imagem foi filtrada de alta passagem

4.1.2. Análise Spectral Cruzada

Uma análise das imagens foi feita a fim de extrair informações valiosas das imagens, particularmente as propriedades das ondas, como o período, comprimento de onda e velocidade de fase, entre outros. O método de espectro cruzado foi preferido para a análise de Keogram, porque as ondas em questão são ondas gravitacionais de pequena escala. Primeiro, as ondas de gravidade quase ortogonais foram observadas na camada de emissão de OH. A presença das ondas teve que ser verificada pela verificação do mesmo evento em outras camadas de emissão, a fim de verificar se elas são de fato ondas de gravidade e não bolhas de plasma, que são irregularidades que podem aparecer como

ondas também. Ao selecionar uma pequena área da imagem, podemos focar a análise apenas na área desejada exatamente onde a onda foi observada. A análise produz um espectro gráfico de energia para a amplitude, bem como a fase da onda. Também fornece um gráfico da amplitude contra o deslocamento da onda. O gráfico abaixo mostra os passos que foram seguidos para obter amplitude de potência e espectro de fase para cada imagem.

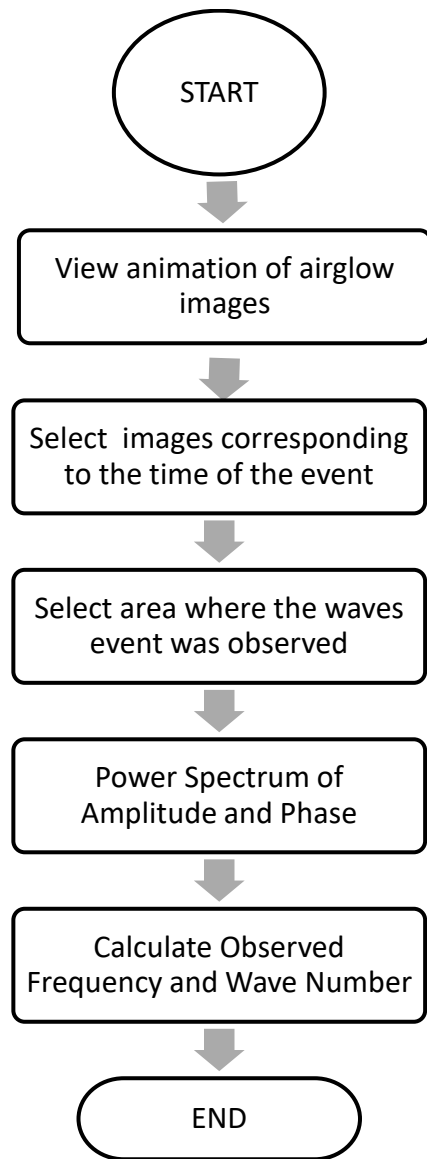


Figura 9: Os passos seguidos na análise espectral de imagens

A onda é mostrada como um ponto vermelho que representa a intensidade e direção de propagação da onda. A imagem ideal é um espectro focado em um ponto como uma bolha relativamente pequena e circular. Isto significava que a análise deveria ser feita repetidamente se tal imagem fosse produzida, mudando o tamanho da caixa, sua posição na imagem bem como as próprias imagens selecionadas até que o resultado mais próximo do ideal fosse obtido. A onda observada no canto inferior esquerdo tinha uma estrutura bem definida, daí a maior qualidade dos gráficos.

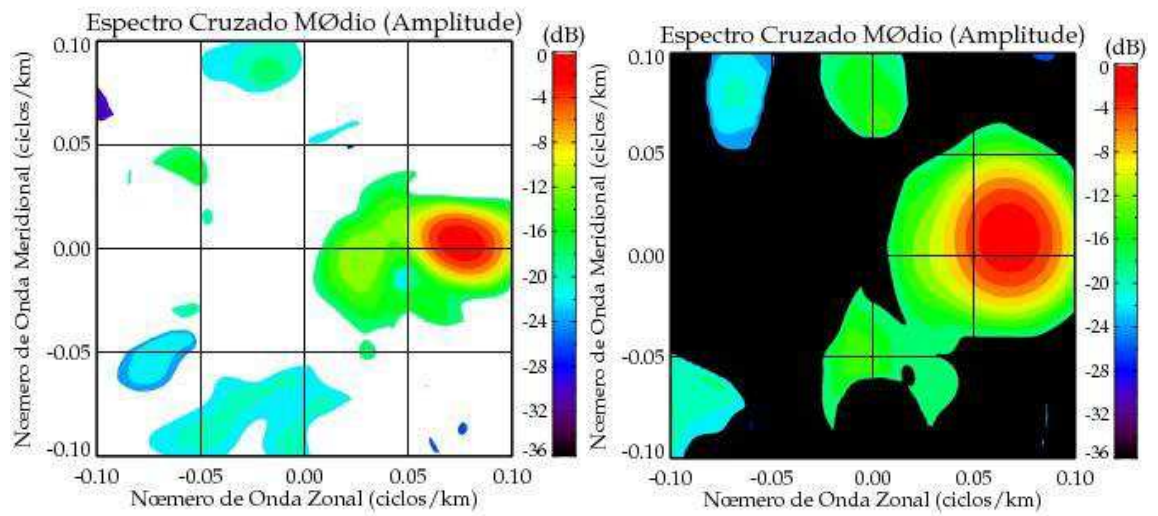


Figura 10: O espectro de potência de amplitude para a primeira noite mostrando um gráfico do número de onda Meridional (eixo y) contra o número de onda Zonal (eixo x)

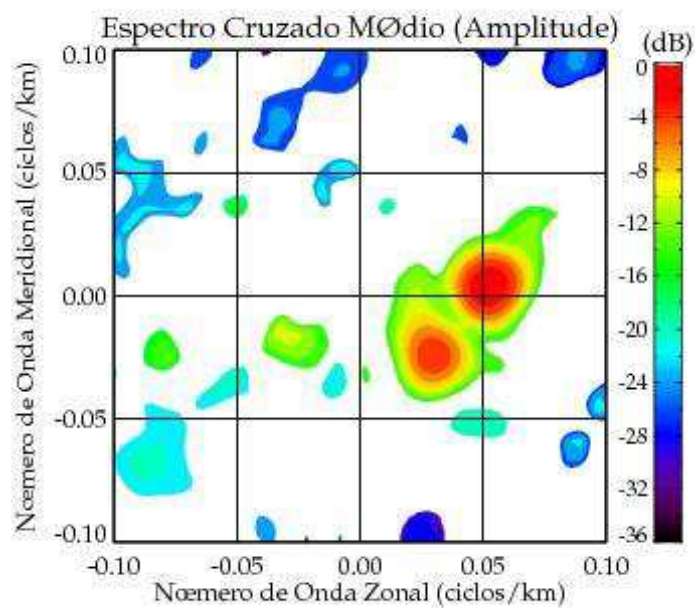
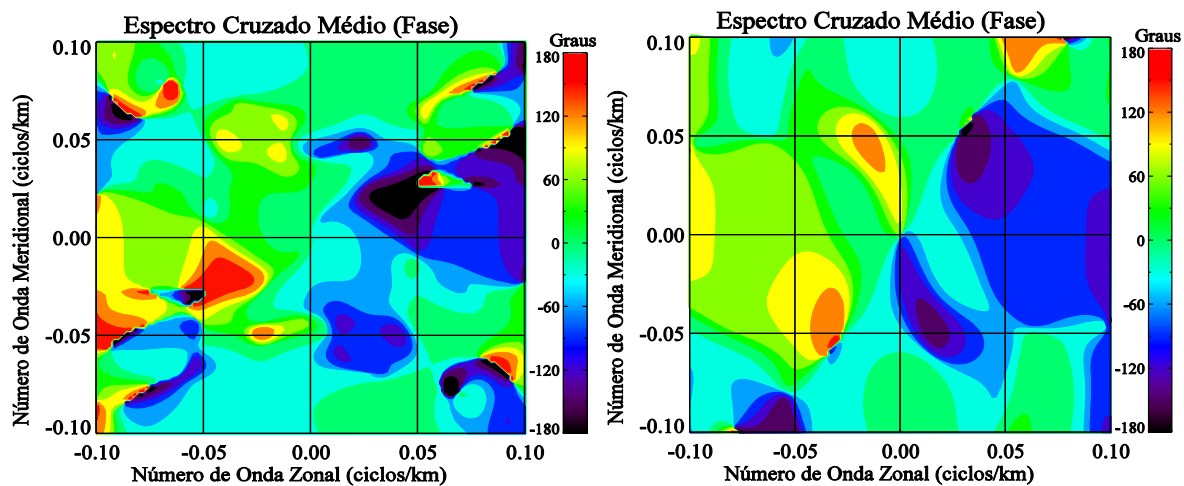


Figura 11: O espectro de potência de amplitude para a segunda noite mostrando um gráfico do número de onda Meridional (eixo y) contra o número de onda Zonal (eixo x)

Um perfil de onda foi criado para cada imagem, analisando os pixels em cada imagem e comparando com a intensidade mediana. Esses perfis são relativamente semelhantes em período e amplitude. A figura abaixo mostra o perfil de onda para cada quadro do evento. O perfil mostra amplitude contra deslocamento. Da mesma forma, o espectro para a fase foi obtido como um resultado gráfico. Isso foi feito para as duas noites em questão, aonde a cada imagem corresponde a cada uma das duas ondas ortogonais observadas. A imagem nos mostra a fase de cada onda que determina a direção da propagação. A escala na gravação mostra a intensidade da cor; com as cores mais frias significam os valores negativos da fase.



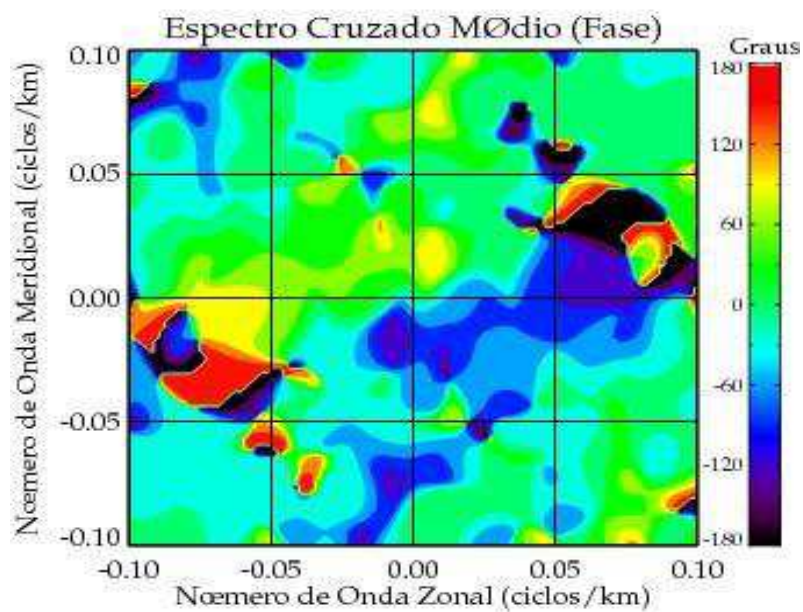


Figure 12 : Fase observada para cada uma das ondas gravitacionais observadas em ambas as noites mostrando o número da onda Meridional em relação ao número da onda zonal. Topo; espectro de amplitude de fase para cada uma das duas ondas observadas na primeira noite, Bottom, espectro de amplitude de fase para a segunda noite de observação

4.1.3. Geração de perfis verticais para as ondas de gravidade observadas

A fim de estabelecer a frequência intrínseca a partir da qual o vento de fundo deveria ser calculado, a diferença de fase entre os perfis para a onda obtida de duas camadas de emissão deveria ser plotada. Isso foi feito usando as seguintes etapas;

1. Selecionando a melhor imagem da série de imagens observadas da onda de gravidade
2. Selecionar apenas a área / onda observada, escolhendo os pontos que correspondem à direção de propagação da onda na imagem, como mostrado na figura abaixo.
3. Identificar os picos correspondentes (pontos em fase) entre as camadas de emissão e subtrair a distância percorrida para calcular a diferença de fase.

Os resultados calculados também foram obtidos. Apenas resultados com desvio padrão menor que 0,15 foram utilizados. O desvio padrão foi obtido calculando, por exemplo, o período para cada uma das imagens para chegar a um valor. Para calcular a frequência angular observada;

$$\omega_o = \frac{2\pi}{T_o}, \quad (4.1)$$

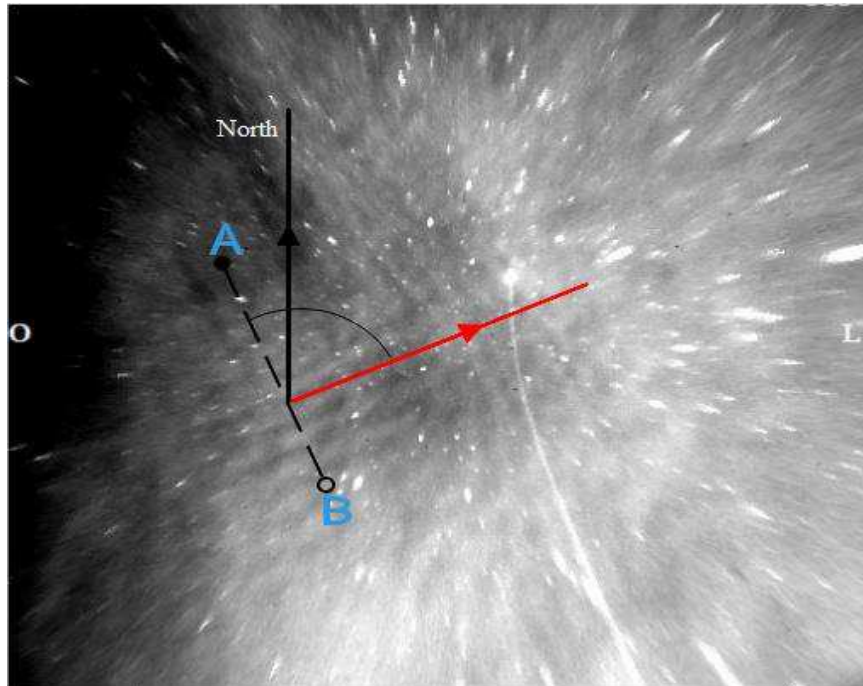


Figura 13: Gerando um perfil da onda observada, A e B são escolhidos como pontos finais de uma linha perpendicular à propagação de onda

4.2. Estimativa do vento na direção da onda

Este é o objetivo principal do trabalho. Procuramos estimar o vento de fundo na direção da onda. É dado pelo produto escalar do vento de fundo e pelo número de onda horizontal. Este resultado nos permite determinar o vento na direção da onda. Apenas o componente horizontal do vento neutro atmosférico foi considerado porque o componente vertical é insignificante em comparação com o componente horizontal do vento.

Daí semana para encontrar apenas os vetores;

$$u_H \cdot k_H = |u_H| |k_H| \cos \alpha, \quad (4.2)$$

aonde α é o ângulo entre o vento e a onda, u Seu vento de fundo horizontal dado pelos componentes zonal e meridional na direção dos vetores unitários.

$$u_H = u_x \hat{x} + u_y \hat{y} \quad (4.3)$$

4.3. Determinação do comprimento de onda horizontal

Primeiro, precisamos obter a diferença de fase entre imagens sucessivas $\Delta\phi$ e a velocidade de fase observada é dada por;

$$c_o = \frac{\Delta\phi}{360} \cdot \frac{1}{\sqrt{k^2 + l^2}} \cdot \frac{1}{\Delta t} \quad (4.4)$$

, Aonde k e l são os números de onda meridional e zonal respectivamente. O número de onda horizontal expresso em termos de seus componentes dado por,

$$k_H = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}, \quad (4.5)$$

O θ é o ângulo entre o componente zonal e meridional do número da onda. O vetor,

$$\overline{k^2} = k_x^2 + k_y^2 + k_z^2 \quad (4.6)$$

O comprimento de onda horizontal é dado por,

$$\lambda_H = \frac{2\pi}{k_H} \quad (4.7)$$

O período observado é dado por,

$$T_o = \frac{\lambda_H}{c_o} \quad (4.8)$$

4.4.Determinação da Frequência Intrínseca

A frequência intrínseca é a frequência da onda, conforme observado por um observador que se move na mesma direção que o vento de fundo, (Talaiei, 2016) Relação de Dispersão Inelástica para ondas gravitacionais é dada por,

$$\omega_i^2 = \frac{k^2 H N^2}{k^2 + \frac{1}{4H^2}} \quad (4.9)$$

Onde N é a frequência de Brunt-Vaisala e Sua a altura da escala. Esta é a relação de dispersão para latitudes mais baixas, onde a dissipação é insignificante e, portanto, os termos de viscosidade molecular e difusividade térmica são negligenciados. Uma frequência intrínseca complexa e uma onda a relação de dispersão supondo que amplitude de ondas decai exponencialmente com tempo. O vetor de vento é projetado na mesma direção que o vetor de onda de gravidade. Isto significa que a frequência intrínseca pode ser escrita como a soma de uma parte real e uma parte imaginária,

$$\omega_i = \omega_{iR} + i\omega_{iI}, \quad (4.10)$$

, onde ω_{iR} é real e relaciona a frequência intrínseca com a estrutura da onda e $i\omega_{iI}$ expressa o inverso do decaimento da amplitude de da onda com o tempo devido à cinemática da viscosidade e à difusividade térmica. Quando o valor da frequência intrínseca é negativo, isso implica que a onda foi absorvida na atmosfera. Isso ocorre quando o componente imaginário é maior em magnitude do que a parte real. Neste caso, o termo dissipativo é muito maior que o termo que descreve a propagação de ondas.

4.5. Determinação do número de onda vertical e comprimento de onda

Para calcular o comprimento de onda vertical, os gráficos de amplitude contra deslocamento foram plotados para criar perfis de onda. Estes foram construídos tomando as imagens de fluxo e analisando as estruturas de onda em detalhe. Cada evento de ondas ortogonais foi observado pela primeira vez na linha de emissão de OH e, em seguida, salvo. A imagem correspondente na camada de emissão OI 5577, ou qualquer outra camada na qual o evento idêntico foi observado, foi escolhida, ao mesmo tempo em que a onda foi detectada na linha de emissão OH para construir simultaneamente um perfil do evento. nas 2 camadas. O resultado foi dois gráficos com uma diferença de fase entre cada uma das duas noites de observação. Isso foi feito para calcular a diferença de fase da mesma onda, mas nas duas camadas diferentes. O comprimento de onda horizontal é proporcional ao número de onda vertical;

$$\lambda_z = k\lambda_H, \quad (4.10) \text{ (a)}$$

$$\lambda_z = \frac{H_1 - H_2}{d_1 - d_2} \lambda_H \quad (4.10) \text{ (b)}$$

Onde H_1 é a altura do pico da linha de emissão para o primeiro perfil e H_2 é a distância percorrida pela onda na primeira camada de emissão d_1 e d_2 correspondentemente. A diferença de fase foi calculada usando a rotina IDL. Isto foi feito construindo um perfil para cada onda, de modo que fosse obtido um gráfico de amplitude contra a distância. Isso foi feito selecionando os

pontos no lado direito que correspondem aos pontos finais na imagem à esquerda para reproduzir a mesma linha mostrada na Figura 6.4 abaixo. Foram selecionadas imagens da emissão OH e OI 5577 que continham os eventos de onda gravitacionais quase ortogonais.

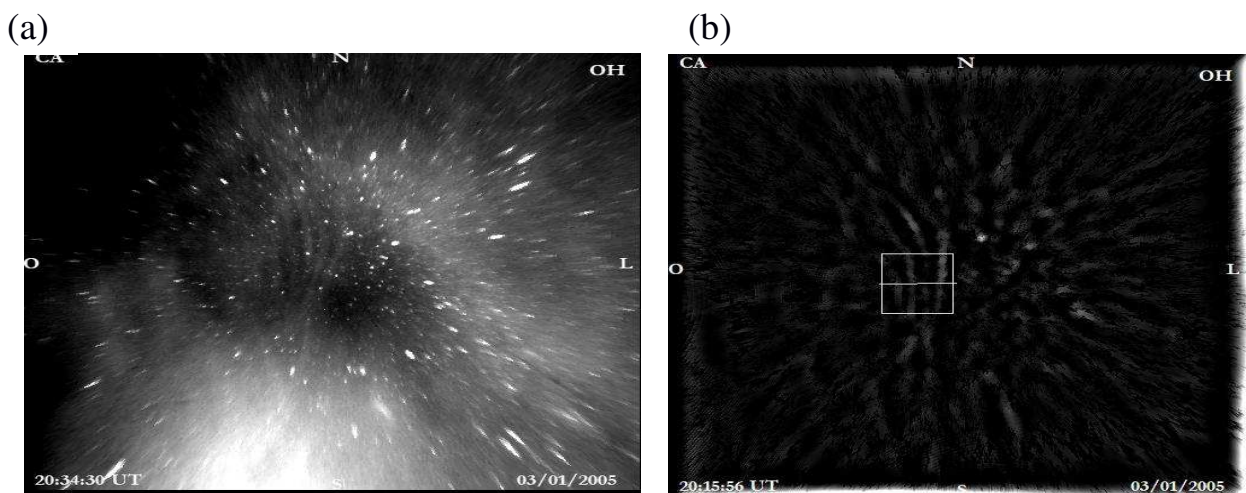


Figura 14: A onda gravitacional observada obtida da análise espectral, (b) mostra a mesma imagem com os dois pontos correspondentes à linha à esquerda. A linha é paralela à direção da propagação de ondas.

4.6. Cálculo da diferença de fase

Os perfis gerados iniciais foram caracterizados por muito ruído do fundo da imagem. Isso torna a forma de onda muito difícil de analisar, a fim de estabelecer a diferença nos picos reais. Portanto, um filtro de Butterworth foi adicionado ao programa para filtrar frequências indesejadas para que as imagens ficassem mais claras. Isso foi feito tomando a transformada de Fourier dos dados e transformando-os em um domínio de frequência. As imagens filtradas para as duas noites de observação são mostradas na figura abaixo;

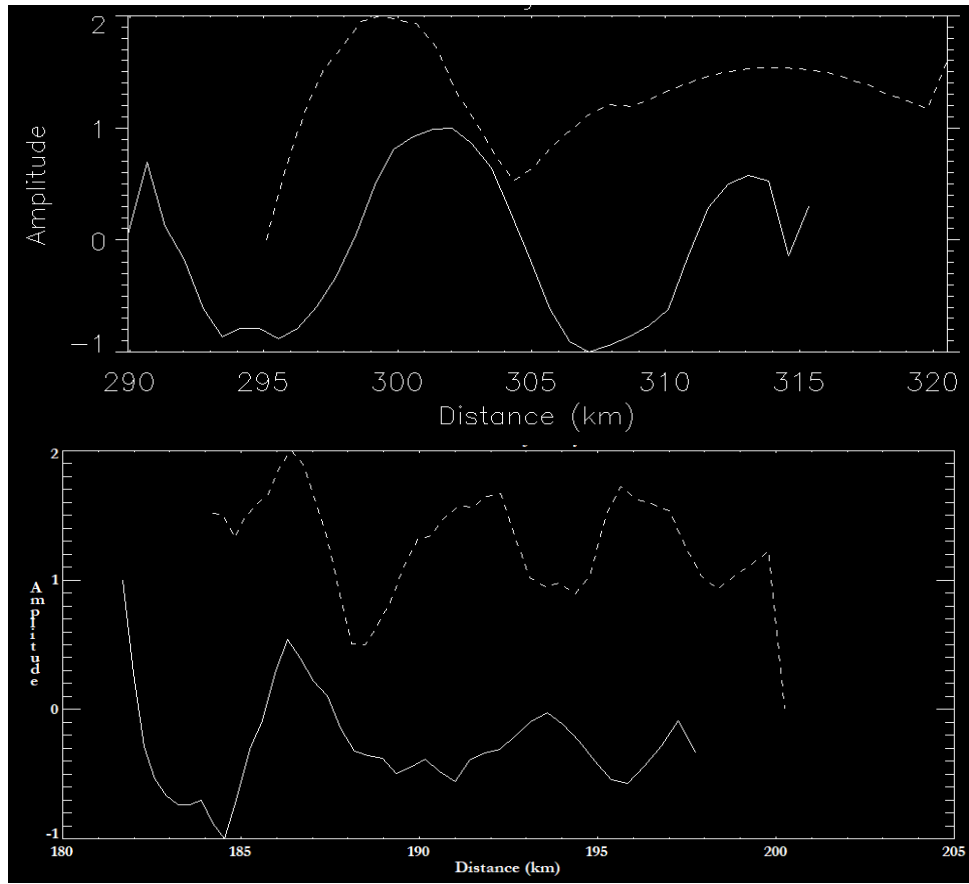
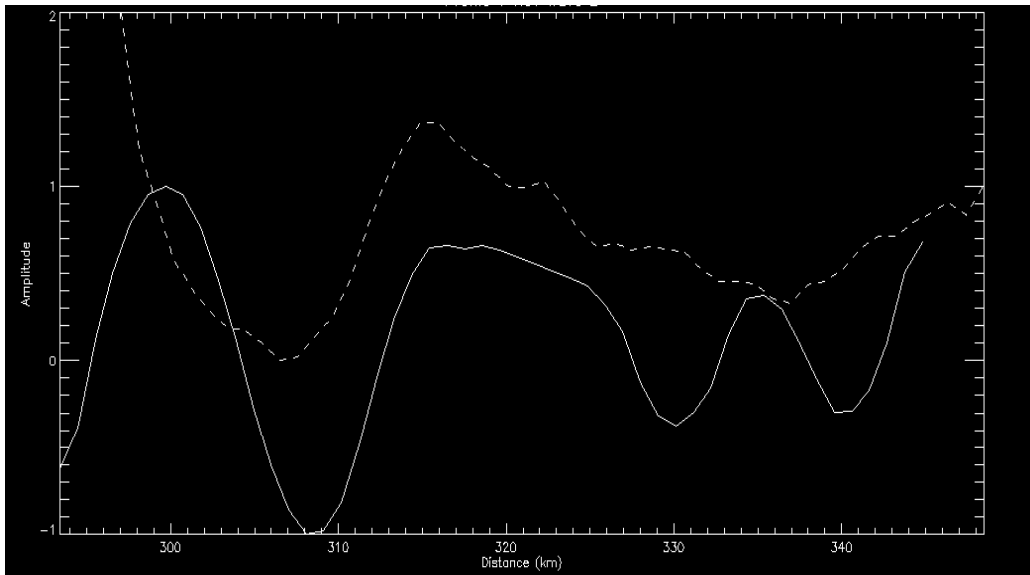


Figura 15: Amplitude versus distância vertical percorrida por cada uma das ondas na primeira noite de observação

(a)



(b)

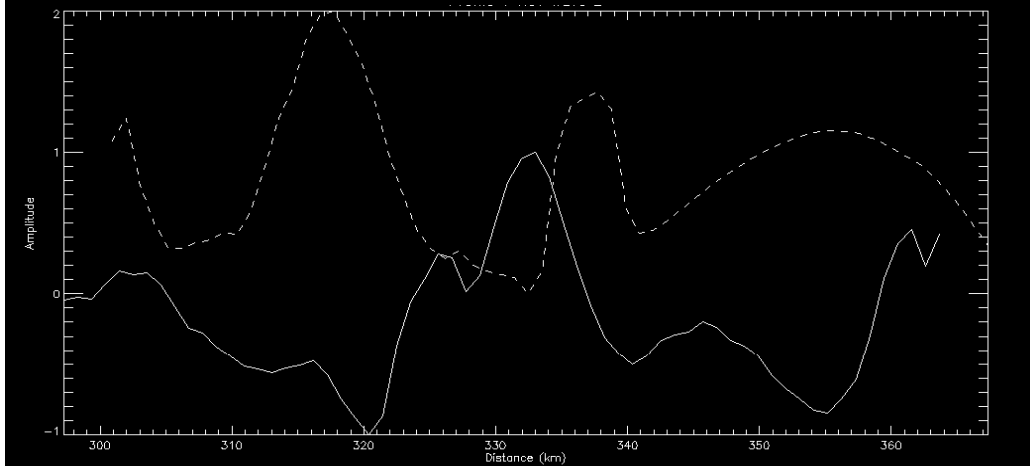


Figura 16: Amplitude contra deslocamento vertical a) Onda de gravidade “1”, (b) Onda de gravidade “2” ortogonal a “1”

O número da onda vertical é dado por;

$$m^2 = \frac{k^2_H N^2}{\omega_i^2} - k^2_H - \frac{1}{4H^2}, \quad (4.11)$$

O comprimento de onda vertical está relacionado ao número de onda vertical pela relação;

$$\lambda_z = \frac{2\pi}{m} \quad (4.12)$$

4.7. Cálculo do vento na direção da onda

O vento foi estimado utilizando o desvio Doppler na frequência observada. Essa mudança é diretamente proporcional à velocidade do vento. Assim, à medida que a velocidade do vento aumenta, a magnitude da frequência observada também muda. Isso é dado pela relação;

$$\omega_i = \omega_o - k_H \cdot u, \quad (4.13) \text{ (a)}$$

$$\omega_i = \omega_o - k_x \cdot u_x - k_y \cdot u_y, \quad (4.13) \text{ (b)}$$

, onde u_x é o componente zonal do vento e u_y é o componente meridional do vento. Os componentes do número de onda horizontal são dados por k_x e k_y . Sendo que as duas ou mais ondas são observadas ao mesmo tempo dentro de uma região comum, podemos supor que o vento de fundo para ambas as ondas é razoavelmente invariante, isto é, o vento tem o mesmo efeito sobre as ondas. Com essa suposição, podemos então formular um sistema de equações lineares, cada uma correspondendo a cada onda observada como tal;

$$\omega_{in} = \omega_{on} - k_{xn} \cdot u_{xn} - k_{yn} \cdot u_{yn} \quad (4.14)$$

No nosso caso, duas ondas foram observadas simultaneamente, portanto, para $n = 2$, temos;

$$\omega_{i1} = \omega_{o1} - k_{x1} \cdot u_{x1} - k_{y1} \cdot u_{y1} \quad (4.15) \text{ (a)}$$

$$\omega_{i2} = \omega_{o2} - k_{x2} \cdot u_{x2} - k_{y2} \cdot u_{y2} \quad (4.15) \text{ (b)}$$

As duas equações formuladas nos permitem resolver os componentes zonais e meridionais do vento, u_{xn} e u_{yn} . Este sistema de equação foi resolvido usando a decomposição LU de uma matriz através de uma rotina IDL.

4.7.1. Projeção do vento na direção da onda

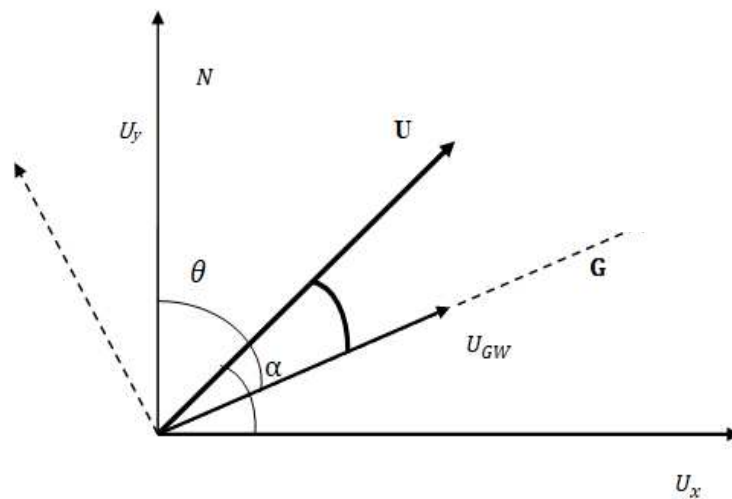


Figura 17: A projeção do vetor de vento de fundo na direção do vetor de onda de gravidade

O vento é constituído pelos componentes meridionais e zonais relacionados pelo teorema de Pitágoras,

$$u^2 = u_x^2 + u_y^2 \quad (4.16)$$

O vento real na direção do vento foi projetado na direção de cada uma das ondas. O ângulo de azimute é o ângulo entre o vetor na direção da onda e o norte no sentido horário, ou seja, o ângulo da onda do norte é dado por θ . Comparação do Vento Estimado com o Radar Meteoro

Depois de calcular o vento de fundo usando a relação de dispersão inelástica para as ondas de gravidade, os resultados foram verificados comparando com os dados do radar de meteoros. O radar de meteoro fornece medições horárias de vento em 7 camadas de altitude a partir de 80 km. A velocidade do vento no momento da observação das duas ondas foi interpolada para ter uma aproximação mais próxima do vento real. Isso ocorre porque as leituras são feitas em intervalos de hora em hora.

4.7.2. Interpolação de Medições do Vento Real

As leituras do vento foram interpoladas para substituir os dados perdidos que são exibidos como “NaN”, “Not-a-Number” nos dados. Isso geralmente acontece quando o valor detectado é muito grande ou se aproxima do infinito e, portanto, é tratado como um valor “NaN”. É necessário interpolar os dados ausentes porque esses dados devem ser úteis na análise das condições de segundo plano para cada evento. O radar de meteoros na época dava leituras de velocidade do vento com uma resolução de uma hora. Esta foi a segunda razão para a interpolação, que foi obter o valor aproximado do vento no momento exato dos eventos de onda ortogonais. Os valores interpolados das velocidades de vento Zonal e Meridional foram plotados contra a

altitude para o tempo em que as ondas gravitacionais foram observadas como mostrado abaixo;

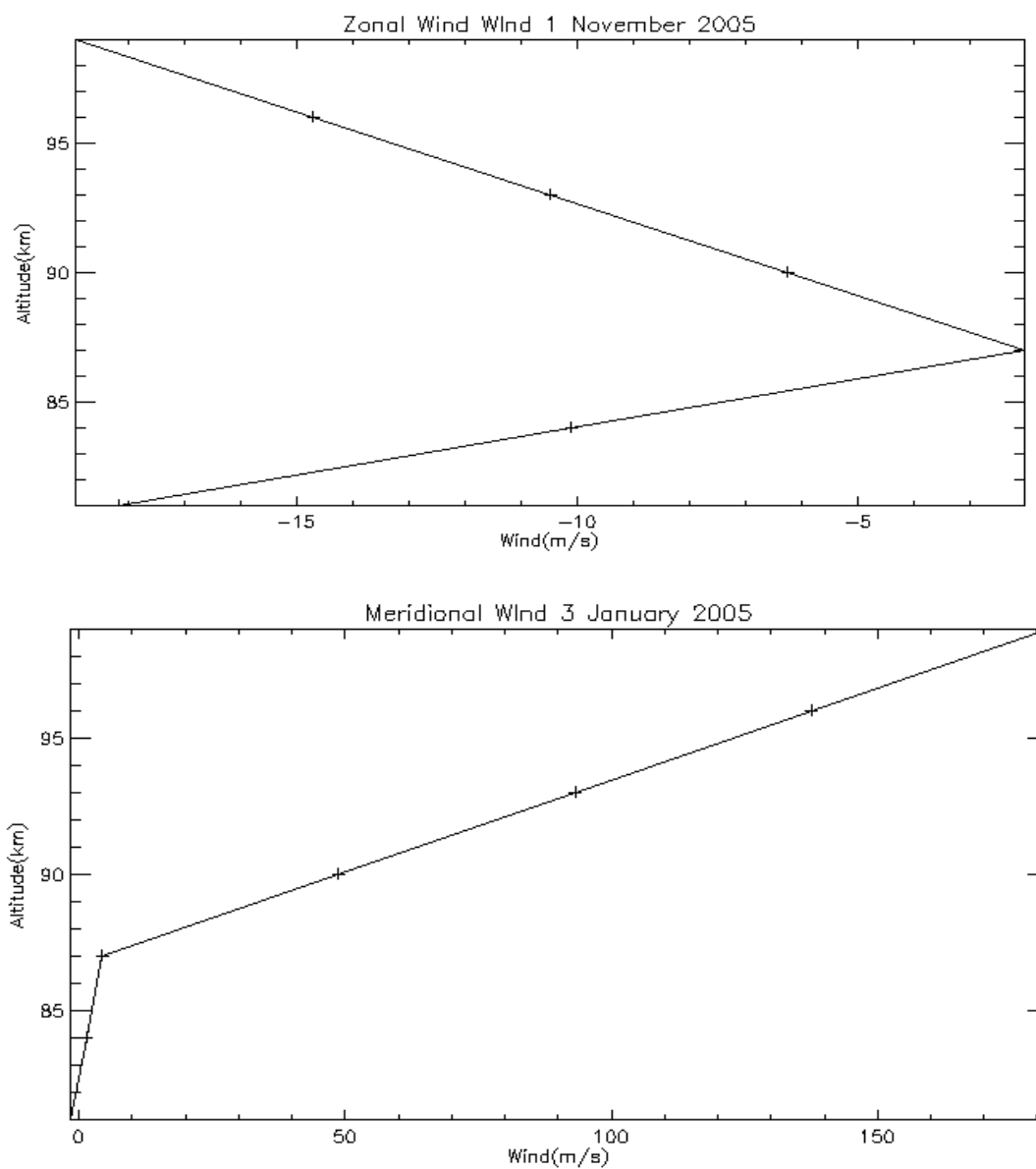


Figura 18: Variação do vento, meridional e zonal na noite do primeiro evento das 20:00 UT às 21:00UT

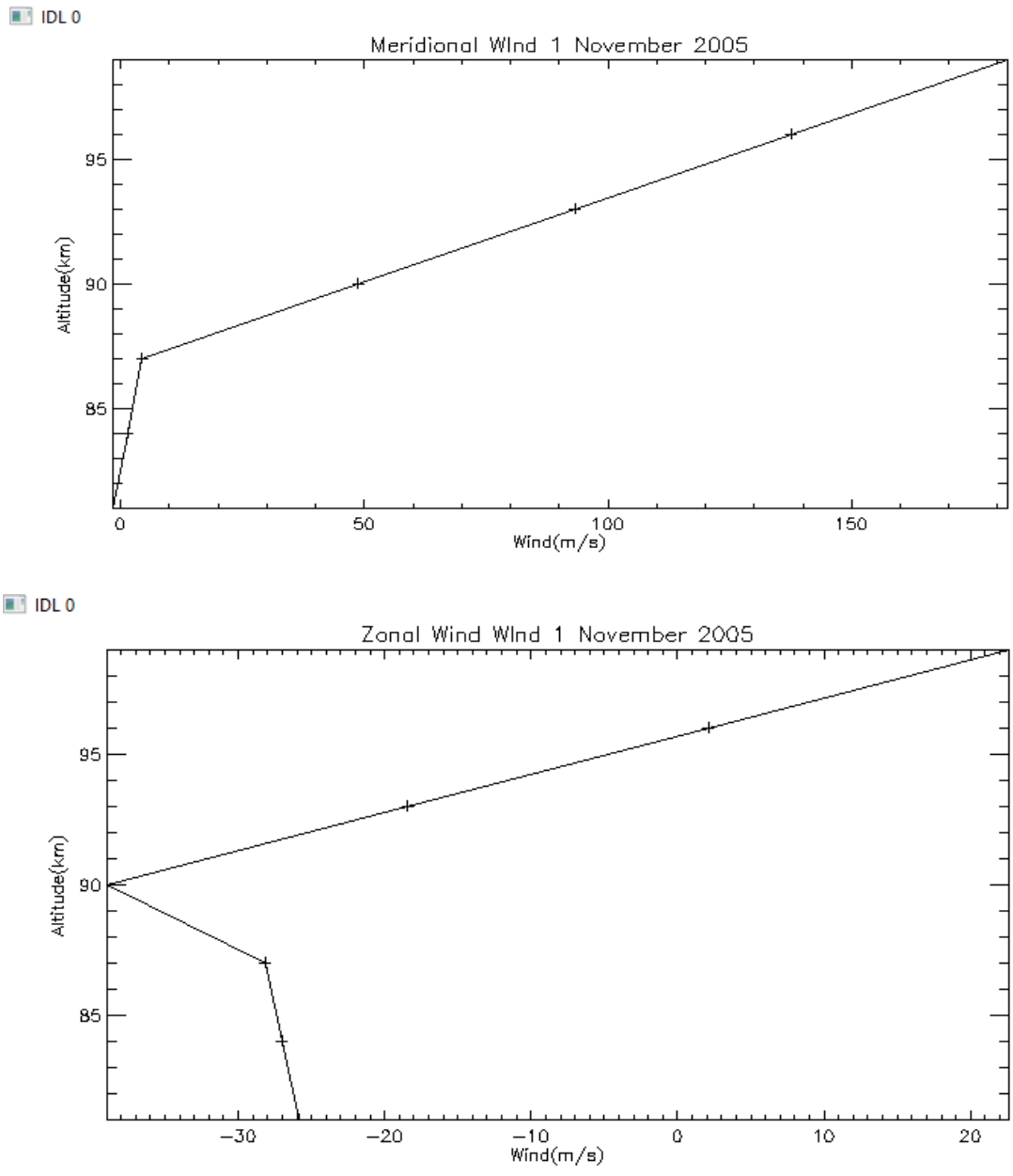


Figura 19: Variação de vento, meridional e zonal na noite do segundo evento, das 22:00 UT às 23:00UT

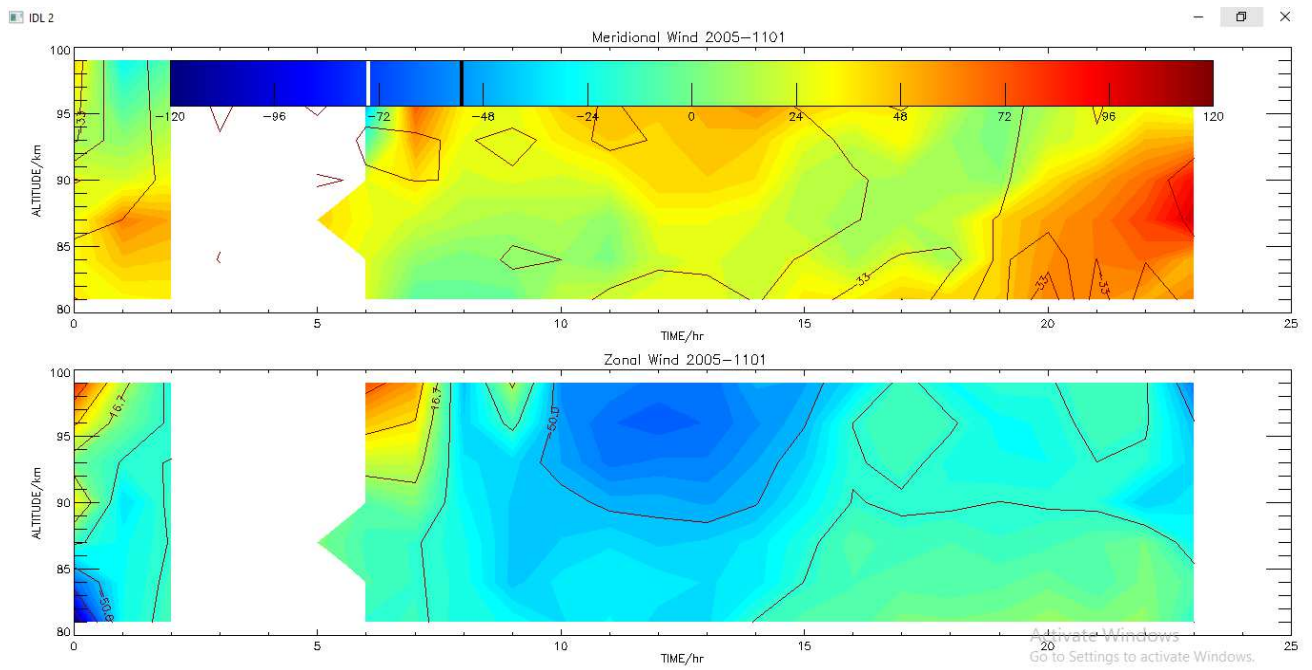


Figura 21: Os gráficos de contorno do vento meridional e zonal na noite do segundo evento, o vento foi plotado para mostrar a variação temporal e espacial do vento entre 22: 00UT e 23: 00 UT.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Parâmetros dos Eventos Observados

Neste trabalho as imagens da emissão de airglow na região da faixa espectral Meinel OH e a linha OI557 no ano de 2005 em São Paulo.

João do Cariri-PB (7,4 ° S, 36,5°W), foram analisados para estimar o vento observando as ondas gravidade quase-ortogonais. Um total de 9 desses eventos foram observados, mas apenas 2 puderam ser analisados devido à indisponibilidade dos dados correspondentes do radar de meteoros, bem como às leituras de temperatura do satélite TIMED Saber. As duas noites foram analisadas rigorosamente e o vento foi medido. Os eventos observados tiveram um período entre 4 e 23 minutos e comprimento de onda horizontal variando de 15 a 30 km. A maioria desses eventos foi observada após 22h00 h, hora local, até a meia-noite. A direção de propagação era predominantemente leste / nordeste oriundo do leste, com os eventos quase ortogonais se propagando para o sudeste a partir do noroeste. . As imagens da emissão OI 5577 também foram muito menores do que as da linha de emissão OH.

5.1.1. Primeira noite

Os parâmetros das ondas observados através da análise espectral são apresentados na tabela abaixo. Cada onda foi analisada separadamente, duas para cada evento, ao mesmo tempo em que

as ondas ocorreram. No primeiro evento, observou-se que as ondas gravitacionais estavam se propagando no Nordeste, enquanto a segunda se propagou em direção ao leste. O comprimento de onda observado foi entre 14 e 17 km, enquanto o período teve um mínimo de 10 km e um máximo de 11,1 km. A velocidade da fase variou de 20 a 25 m / s. Ambas as estruturas de onda tinham parâmetros semelhantes e parecem originar-se do mesmo local. A velocidade máxima da fase foi maior na primeira noite do que na segunda noite.

Tabela 1: Os parâmetros observados das ondas gravidade nas duas noites são a observação

Data	$\lambda_{h1}(km)$	$\lambda_{h2}(km)$	$m \in T_1$	$T_2(min)$	$v_{p1}(ms^{-1})$	$v_{p2}(ms^{-1})$	θ_1	θ_2
3/01/05	16.7	14.2	11.1	10.9	25.0	21.6	71.0	86.8
1/11/05	17.9	18.9	22.2	7.0	22.6	45	155.2	85.8

5.1.2. Segunda noite

A segunda noite de análise foi no dia 11 de novembro de 2005. Por volta de 2000 UT, ondas de gravidade quase-ortogonais foram observadas em imagens airglow. A direção de propagação foi Nordeste e Sudeste respectivamente. As ondas ocorreram em uma escala maior que a da primeira noite, cobrindo uma área maior e sendo observadas por um período maior de tempo também. A estrutura das ondas era muito mais claramente definida do que na primeira noite.

Duas ondas ortogonais foram observadas, aqui referidas como “Onda Gravidade Norte-Leste”, Para a onda que viaja em direção ao Nordeste e “Onda de Gravidade Easterly” para a onda se propagando em direção ao sudeste. As ondas observadas na segunda noite também foram nomeadas da mesma maneira. O comprimento de onda vertical foi calculado usando a diferença de fase no deslocamento da onda. Isso foi feito medindo-se a distância percorrida em duas camadas de emissão diferentes, tomando a média dessas leituras. Os valores obtidos nos picos de onda foram diferentes daqueles calculados a partir dos vales. O deslocamento mínimo calculado foi de 186,3 km enquanto o deslocamento máximo calculado a partir do perfil de onda foi de 307,2 km. O comprimento de onda vertical calculado foi entre 14 e 19 km. As ondas tinham comprimento de onda vertical semelhante, com uma diferença de menos de 3 km na primeira noite e uma diferença de 1 km na segunda noite. A diferença de fase foi calculada calculando a diferença entre picos e vales correspondentes e, em seguida, a média foi calculada para minimizar o erro na leitura para pode permitiu estimar o número de ondas verticais de cada uma das ondas de gravidade. Pode ser observado a partir dos gráficos que as ondas gravidade estavam

se propagando para cima porque a linha de emissão OI 557 lidera a camada da emissão OH que está abaixo dela em altitude, implicando uma mudança de fase ascendente, como visto em Paulino, 2010. A tabela abaixo mostra a resultados da diferença de fase média, comprimento de onda vertical calculado e número de onda vertical calculado para a primeira noite de observação.

Tabela 2: Comprimento de onda vertical calculado para a primeira noite de observação

	$H_1(km)$	$\frac{km}{H_2}$	$\Delta\varphi(km)$	$\Delta\dot{\varphi}(km)$	$\lambda_z(km)$	$k(km)$	$\lambda_h(km)$	$k_z^2(m^{-2})$	$\omega(rad/s)$
North-Easterly	301.0	301.5	1.5	2.2	3.32	1.89	14.2	11.0244	5.66×10^{-4}
	304.3	306.1	1.8						
	299.3	301.8	2.5						
	307.2	304.2	3.0						
Easterly	186.3	185.4	0.9	1.37	2.55	2.46	16.7		5.76×10^{-4}
	193.5	192.0	1.5						
	197.0	195.3	1.7						

O comprimento de onda vertical também foi calculado para a segunda noite de observação. O comprimento de onda entre as duas ondas foi observado simultaneamente porque a onda curta tinha um comprimento de onda de 3,3 km, enquanto a onda nordeste tinha 14,28 km. Isso era visível nas imagens airglow, onde a onda do nordeste tinha claramente estruturas maiores do que a onda do Sudeste. No entanto, isto é diferente do comprimento de onda horizontal que foi bastante semelhante na segunda noite. O deslocamento vertical mínimo foi de 240 km, enquanto

o deslocamento máximo calculado foi de 360 km. Os resultados obtidos são mostrados na tabela abaixo;

Tabela 3 : Comprimento de Onda Vertical Calculado para a segunda noite de observação

	$H_1(km)$	$H_2(km)$	$\Delta\phi(km)$	$\Delta\dot{\phi}(km)$	$\lambda_z(km)$	$k(km)$	$\lambda_h(km)$	$k_z^2(m^{-2})$	$\omega_0(rad/s)$
North-Easterly	280.1	281	0.9	1.4	3.3	1.88	17.9	3.5	4.8×10^{-3}
	250	252	2.0						
	293	294	1.0						
	239	241	2.0						
South-Easterly	324	319	5	6.8	14.28	0.44	18.9	0.19	0.015
	320	311	9						
	320	329	9						
	326	333	7						
	358	362	4						

5.2.Frequência intrínseca calculada

A frequência intrínseca foi calculada introduzindo-se a frequência de empuxo, o componente horizontal do número de onda e o número de onda tridimensional na relação de dispersão inelástica para as ondas gravidade. Uma altura de escala de 7 km foi usada observou-se que o comprimento de onda horizontal bem como o número de ondas dos eventos variou ligeiramente e não se desviou muito entre os dois. Os parâmetros observados das ondas gravidade foram semelhantes em magnitude. A tabela abaixo mostra as frequências intrínsecas calculadas

Tabela 4 : Frequências intrínsecas calculada, bem Como número de onda horizontal.

Day	$k_h(m^{-1})$	$k_z(m^{-1})$	$k_h^2(m^{-1})$	$k_z^2(m^{-2})$	$K^2(m^{-2})$	$\omega_i^2(rad^2se$
3/01/05	4.47×10^{-4}	1.89×10^{-3}	1.957×10^{-7}	3.58×10^{-6}	3.78×10^{-6}	1.03×10^{-5}
	3.77×10^{-4}	2.451×10^{-3}	1.42×10^{-7}	6.07×10^{-6}	6.32×10^{-6}	4.64×10^{-6}
1/11/05	3.51×10^{-4}	1.88×10^{-3}	1.23×10^{-7}	3.53×10^{-6}	3.65×10^{-6}	1.64×10^{-4}
	3.32×10^{-4}	4.42×10^{-4}	1.11×10^{-7}	1.96×10^{-7}	3.07×10^{-7}	1.70×10^{-3}

5.3. Velocidade estimada do vento

O vento foi estimado utilizando a frequência intrínseca calculada e a frequência observada. A maioria das velocidades estimadas do vento mostrou boa concordância com as leituras reais do radar de meteoro. As leituras para comparação foram interpoladas no exato momento em que os eventos foram detectados. A margem de erro foi um pouco acima de 5 m / s. Houve uma exceção, no entanto, na noite do segundo evento, onde o erro no vento zonal foi mais de 20m / s. Os valores negativos no perfil de velocidade indicam que o vento de fundo está se movendo de forma oposta à direção de propagação da onda. Isso sugere que, na primeira noite de observação, o vento zonal estava se propagando em oposição à onda, enquanto na segunda noite, os componentes de vento meridional e zonal estavam na mesma direção da onda observada. O vento estimado, bem como os valores reais da velocidade do vento, (em azul), são mostrados na tabela abaixo;

Tabela 5: Vento estimado em comparação com medições de vento de radar de meteoro (vento real em azul).

	k_{x1} (m^{-1})	k_{y1} (m^{-1})	k_{x2} (m^{-1})	k_{y2} (m^{-1})	ω_{i1} ($rads^{-1}$)	ω_{i2} ($rads^{-1}$)	ω_{o1} ($rads^{-1}$)	ω_{o2} ($rads^{-1}$)	u_x (ms^{-1})	u_y (ms^{-1})
3/01/05	4.23x 10^{-4}	1.46x 10^{-4}	3.75 x 10^{-4}	2.10 x 10^{-4}	3.21x 10^{-3}	2.11x 10^{-3}	5.66 x 10^{-4}	5.76 x 10^{-4}	- 9.50 -4.51	9.44 9.86
1/11/05	1.47x 10^{-4}	-3.19x 10^{-4}	2.43x 10^{-4}	2.43x 10^{-5}	2.63 x 10^{-3}	8.41 x 10^{-3}	4.8 x 10^{-3}	0.015	26.58 26.02	5.42 26.41

6. Conclusões

O vento neutro foi estimado pela observação de ondas gravidade quase ortogonais e utilizando a relação de dispersão inelástica para estimar primeiro a frequência intrínseca das ondas gravidade. Observando as ondas ortogonais, foi possível estimar o vento resolvendo-se duas equações simultâneas que incorporam a relação entre frequência observada e intrínseca. Esta relação mostra que o vento de fundo pode fazer com que a frequência intrínseca diminua se estiver na mesma direção que a onda. O vento estimado mostrou boa concordância com as leituras reais, com um erro de ± 5 m / s. As ondas observadas nas duas noites em questão tinham parâmetros semelhantes em termos da magnitude do comprimento de onda e período. Isso pode significar que as ondas ortogonais têm características semelhantes e, portanto, podem ser geradas pelo mesmo processo na atmosfera. As ondas gravitacionais mostraram preferência pela propagação do leste e do sudeste na maioria dos eventos observados. É interessante notar que as leituras do vento podem ser estimadas usando uma combinação de instrumentos e não do radar de meteoros. Isso pode levar a um aumento da incerteza, pois o erro na estimativa final é proporcional ao número de incógnitas. Por exemplo, o comprimento de onda vertical tinha que ser calculado usando o gráfico para cada uma das ondas para as duas noites de observação. Neste processo, fatores como erro de parâmetros da leitura e erro de arredondamento podem resultar da média dos valores. Ao calcular os parâmetros das ondas de gravidade, uma onda bem definida teve que ser usada. Isto foi um desafio, uma vez que algumas das ondas de gravidade não estavam bem

definidas na observação temporal e, portanto, a análise teve de ser repetida várias vezes até se obter um espectro forte. Houve um desafio também porque uma quantidade considerável de dados estava faltando tinha que ser interpolada. Por exemplo, as leituras de dados de vento zonal para o dia 1º de novembro não estavam disponíveis das 18:00 h às 21:00 h no horário local. As leituras foram obtidas de um local mais distante do ponto de observação, embora os valores mais próximos tenham sido escolhidos. A estimativa pode ser muito útil no estudo do clima atmosférico, fornecendo medições de vento onde, de outro modo, seria impossível implantar o radar de meteoro.

6.1.Sugestões

Pode-se sugerir que resultados mais precisos podem ser obtidos se um instrumento LIDAR for empregado em um local mais próximo do evento observado. O LIDAR fornece leituras de temperatura muito precisas e de alta resolução e seria preferível à radiometria usada pelo instrumento Saber. A resolução temporal dos dados também pode ser aumentada significativamente, a fim de ter uma estimativa mais precisa do vento e também para a comparação dos resultados. Isto dá melhor flexibilidade do que as leituras horárias disponíveis do vento.

REFERÊNCIAS

Artru, J. Ducic, V., Artru, J., Ducic, V., Kanamori, H., Lognonné, P., Murakami, M., Kanamori, H., Lognonné, P., Murakami, M. : Ionospheric detection of gravity waves induced by tsunamis Geophysical Journal International, Volume 160, Issue 3, 1 March 2005, Pages 840–848, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02552.x> ,2005

Baron P., D. P. Murtagh , J. Urban, H. Sagawa , S. Ochiai, Y. Kasai,, K. Kikuchi1 , F. Khosrawi , H. Kornich , S. Mizobuchi , K. Sagi , and M. Yasui, Observation of horizontal winds in the middle-atmosphere between 30° S and 55° N during the northern winter 2009–2010 June 2013.

Cepplecha, Z.; Borovicka, J.; Elford, W. G.; revelle, P. O.; Hawkes, R. L.; Porubcan, V.; Simek, M. Meteor phenomena and bodies. Space Science Reviews, v. 84, n. 3-4, p. 327–471, 1998. 51

Chester S., Gardner A., Zhao, Y.: Atmospheric Stability and Gravity Wave Dissipation in the Mesopause Region, 1995

Gossard, E. E., Hooke, W., Hines, O., Waves in the atmosphere : atmospheric infrasound and gravity waves : their generation and propagation. Amsterdam: Elsevier scientific ., 1975

Harris, T. J. and Vincent, R. A.: The quasi-2-day wave observed in the equatorial middle atmosphere, J. Geophys. Res., 98, 10 481– 10 490, 1993.

Heinselman, C.J, Nicolls, M.J.: A Bayesian approach to electric field and E-region neutral wind estimation with the Poker Flat Advanced Modular Incoherent Scatter Radar, 2008

Hines, O.: Atmospheric Gravity Waves: A New Toy for the Wave Theorist c., 1964

Hocking, W. K.: A new approach to momentum flux determinations using SKiYMET meteor radars. Ann. Geophys, 23, 2433–2439, 2005

John S. R., Kumar K.K, Subrahmanyam, K. V., Ma G., Wu Q.: Meteor radar measurements of MLT winds near the equatorial electro jet region over Thumba (8.5° N, 77° E): comparison with TIDI observations, 2011.

Mani, S., Paulino, I., Taori, A and Niranjan, Kandula.: Mesospheric gravity wave characteristics and identification of their sources around spring equinox over Indian low latitudes. *Atmospheric Measurement Techniques*. 9. 93-102. 10.5194/amt-9-93-2016, (2016).

Medeiros, A. F., Buriti, R. A., Machado, E. A., Takahashi, H., Batista, P. P., Gobbi, D., and Taylor, M. J. :Comparison of gravity wave activity observed by airglow imaging at two different latitudes in Brazil, *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, 66(6–9), 647–654, 2004.

Medeiros, A & Takahashi, Hisao & Buriti, R & Fehine, J & Wrasse, C & Gobbi, D. (2007). MLT gravity wave climatology in the South America equatorial region observed by airglow imager. *Annales Geophysicae*. 25. 10.5194/angeo-25-399-2007.

Morgan , J ., Estimation of atmospheric winds by satellite: Status, potential and outlook EUMETSAT, Am Elfengrund 45, D-6100 Darmstadt-Eberstadt, F.R.G., 2002.

Nade, D.P., Sharma, A.K., Nikte, S.S., Patil, P.T., Ghodpage, R.N. , Vhatkar, R.S. , Rokade, M.V. , Chavan, G.A. and S. Gurubaran⁴. Raghava Reddi, C., Geetha, A., and Lekshmi, K. R.: Quasi-2-day wave in the middle atmosphere over Trivandrum, *Ann. Geophys.*, 6, 231–238, 1988.

Oberpfaffenhofen, D.L.R., Münchener StrOberpfaffenhofen.: On the Interpretation of Gravity Wave Measurements by Ground-Based Lidars Andreas Dörnbrack *, Sonja Gisinger and Bernd Kaifler, Institute of Atmospheric Physics. 20, 82234, 20

Pancheva D., Mitchell N. J., and Younger P. T.: Meteor radar observations of atmospheric waves in the equatorial mesosphere/lower thermosphere over Ascension Island., 2004

Parihar, A., Taori P., Kamalakar. V., Krishnan, K. S., Gadanki .: A Case Study of Mesospheric Wave Periods and Horizontal Structures over a Low Latitude Station, Allahabad , 2012.

Reddi,R., Geetha, C., A., Lekshmi, K. R.: Quasi-2-day wave in the middle atmosphere over Trivandrum, Ann. Geophys., 6, 231–238, 1988. Reed, R. J.: Some features of the annual temperature regime in the tropical stratosphere, Mon. Wea. Rev., 90, 211–215, 1962.

Reed, R. J.: Some features of the annual temperature regime in the tropical stratosphere. Wea. Rev., 90, 211–215, 1962.

Taylor M.J., Taylor, V.: All-sky measurements of short period waves imaged in the OI (557.7 nm), Na (559.2 nm) and near infrared OH and Oz (0, 1) nightglow emissions during the ALOHA-93 campaign, J. Geophys. Res., 22 Pages: 2681-2884, 1995

Tsuda, T., Murayama, Y., Yamamoto, M., Kato, S. and Fukao, S.: Seasonal variation of momentum flux in the mesosphere observed with the MU radar, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 725–728, 1990.

Vallée, M., Ampuero, J., Juhel, K., Bernard, P., Montagner, J., Barsuglia, M.: Observations and modeling of the elastogravity signals preceding direct seismic waves. *Science*. 358. 1164-1168. [10.1126/science.aao0746](https://doi.org/10.1126/science.aao0746), 2017

Waves in the Atmosphere: Atmospheric Infrasound and Gravity Waves, Their Generation and Propagation (Developments in Atmospheric Science), 1975

Wrasse, C. M., Nakamura, T., Takahashi, H., Medeiros, A. F., Taylor, M. J., Gobbi, D., M. Denardini, C., Fechin, J., Buriti, R. A., Salatun, A., Suratno, Achmad, E. Admiranto, A. G.: Mesospheric gravity waves observed near equatorial and low–middle latitude stations: wave characteristics and Reverse Ray-tracing results, 2006