



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM FÍSICA
UNIDADE ACADÊMICA DE FÍSICA

Emerson Eduardo da Silva Barbosa

**Observações da onda de 10 dias nos ventos da
mesosfera tropical austral e em média latitude
boreal**

Campina Grande, Paraíba, Brasil

12 de outubro de 2021

Emerson Eduardo da Silva Barbosa

**Observações da onda de 10 dias nos ventos da mesosfera
tropical austral e em média latitude boreal**

Dissertação realizada sob orientação do Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima, apresentada à Unidade Acadêmica de Física em complementação aos requisitos para obtenção do título de Mestre em Física.

Orientador: Professor Dr. Lourivaldo Mota Lima

Campina Grande, Paraíba, Brasil

12 de outubro de 2021

B238o Barbosa, Emerson Eduardo da Silva.
 Observações da onda de 10 dias nos ventos da mesosfera
 tropical austral e em média latitude boreal / Emerson Eduardo da
 Silva Barbosa. – Campina Grande, 2021.
 84 f.: il. : color.

 Dissertação (Mestrado em Física) – Universidade Federal de
 Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2021.
 "Orientação: Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima".
 Referências.

 1. Ondas Planetárias. 2. Mesosfera. 3. Radar de Meteoros. I.
 Lima, Lourivaldo Mota. II. Título.

CDU 551.513.11(043)

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECÁRIA MARIA ANTONIA DE SOUSA CRB 15/398



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
POS-GRADUACAO EM FISICA
Rua Aprigio Veloso, 882, - Bairro Universitario, Campina Grande/PB, CEP 58429-900

FOLHA DE ASSINATURA PARA TESES E DISSERTAÇÕES

EMERSON EDUARDO DA SILVA BARBOSA

Observações da onda de 10 dias nos ventos da mesosfera tropical austral e em média latitude boreal

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física como pré-requisito para obtenção do título de Mestre em Física.

Aprovada em: 26/08/2021

Lourivaldo Mota Lima
Presidente da Comissão e Orientador

Eugênio Bastos Maciel
Examinador Interno

Amélia Naomi Onohara
Examinadora Externa



Documento assinado eletronicamente por **Lourivaldo Mota Lima, Usuário Externo**, em 26/08/2021, às 11:26, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **Amelia Naomi Onohara, Usuário Externo**, em 26/08/2021, às 11:30, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **Eugênio Bastos Maciel, Usuário Externo**, em 30/08/2021, às 15:27, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.ufcg.edu.br/autenticidade>, informando o código verificador **1688004** e o código CRC **56DC728C**.

A toda minha família e amigos.

Agradecimentos

- Agradeço principalmente ao meu orientador (professor - amigo) Dr. Lourivaldo Mota Lima, Professor e Pesquisador do Departamento de Física/CCT da UEPB, pela oportunidade gratificante de ter apresentado a área de Física da Atmosfera, pelos trabalhos desenvolvidos desde a iniciação científica (PIBIC), as inúmeras discussões e ensinamentos importantíssimos sobre física e a vida. À sua paciência, pela atenção dedicada no decorrer deste trabalho.
- A todos os professores desta Unidade Acadêmica que contribuíram com a minha formação.
- Agradeço imensamente a todos meus familiares e amigos, que de algum modo contribuíram para a conclusão deste mestrado. Em especial, à meu pai Eduardo Caitano Barbosa da Silva e minha mãe Edimilda Gomes da Silva Barbosa, que juntos não mediram esforços para me motivar e incentivar ao longo do curso. Aos amigos que a graduação me trouxe, e me motivam até hoje, Luiz Phillip, Wellington Benevenuto e Wesley Balbino, pelos momentos desbravadores dentro do CCT, pelas conversas e debates construtivos sobre a física, bem como à seus incentivos diários.
- Aos demais colegas de pós-graduação e funcionários da Unidade Acadêmica de Física pela grata convivência durante a minha permanência nesta Unidade.
- À CAPES pelo suporte financeiro.
- A todos que direta ou indiretamente possibilitaram a conclusão deste trabalho.

*Por mais difícil que tenha sido esta luta diária,
uma nova batalha, maior e mais elegante estar por vir...*

Resumo

Este trabalho apresenta um estudo de onda planetária com período de quase 10 dias identificadas em medidas de vento neutro da região da alta mesosfera e baixa termosfera (conhecida como região MLT, compreendida entre as altitudes de 80 e 100 km). Para estudar a variabilidade interanual e as características da onda de 10 dias, foram utilizadas medidas de ventos obtidas por radares meteorológicos localizados em latitudes tropicais do hemisfério sul e em média latitude do hemisfério norte, ou seja, em Cachoeira Paulista (22,7°S; 45,0°O) e São João do Cariri (7,4°S; 36,5°O), e em Collm (51°N; 13°L), Alemanha. As séries temporais analisadas possuem dados de quase duas décadas para Cachoeira Paulista (1999 a 2008 e 2012 a 2019) e quase uma década para São João do Cariri (2004 a 2009 e 2018 a 2019) e Collm (2004 a 2015). Foram analisados a variabilidade interanual e o caráter sazonal de oscilações de quase 10 dias, a partir da estrutura vertical das amplitudes estimadas com emprego da análise harmônica, com ajuste de mínimos quadrados. Foram observadas assinaturas de ondas de quase 10 dias durante o inverno austral (entre julho e setembro) na componente zonal em ambas as localidades (Cachoeira Paulista e São João do Cariri). Durante o inverno boreal (entre janeiro e fevereiro), na localidade de Collm, as amplitudes foram observadas em ambas as componentes dos ventos, e estas foram superiores às verificadas durante o inverno do hemisfério sul. Eventos também foram identificados na componente zonal durante os equinócios de outono e primavera de ambos os hemisférios, no entanto, as amplitudes registradas no hemisfério sul foram superiores as do hemisfério norte. Assim a aparição da onda apresentou uma regularidade em quase todos os anos analisados durante épocas de outono, inverno e primavera em ambos os hemisférios. Entre junho e setembro não se verificou atividade da onda em nenhuma componente dos ventos em 51°N. As amplitudes estimadas na componente zonal foram superiores em todos os anos as da componente meridional em ambos os hemisférios. Atenção foi dada para eventos com grandes amplitudes, os quais apresentaram estruturas verticais de fase descendente e comprimentos de ondas verticais consistentes com aqueles já reportados.

Palavras-chave: Ondas planetárias. Mesosfera. Radar de meteoros.

Abstract

This work presents a study of planetary wave with a period of quasi 10 days identified in neutral wind measurements of the upper mesosphere and lower thermosphere region (known as the MLT region, from 80 to 100 km). In order to study the interannual variability and the characteristics of the 10-day wave, wind measurements obtained from meteor radars have been used, which are located in tropical latitudes of the southern and in the middle latitude of the northern hemispheres, that is, in Cachoeira Paulista (22.7°S; 45.0°W) and São João do Cariri (7.4°S; 36.5°O), Brazil, and in Collm (51°N; 13°E), Germany. The time series were generated from about two decades of observations in Cachoeira Paulista (1999-2008 and 2012-2019) and nearly one decade in São João do Cariri (2004-2009 and 2018-2019) and Collm (2004-2015). The interannual variability and the seasonal character of quasi 10-day oscillations were analyzed from the vertical structure of the amplitudes estimated using harmonic analysis in the least squares sense. Quasi 10-day wave signatures were observed during the austral winter (between July and September) in the zonal component in both sites (Cachoeira Paulista and São João do Cariri). During the boreal winter (between January and February), the amplitudes in Collm were observed in both wind components, and these were higher than those verified during the southern hemisphere winter. Events were also identified in the zonal component during the autumn and spring equinoxes in both hemispheres, however, the amplitudes estimated in the southern hemisphere were higher than those in the northern hemisphere. Thus, the appearance of the wave presented a regularity in almost all years analyzed during the autumn, winter and spring seasons in both hemispheres. Between June and September there was no wave activity in wind components at 51°N. The amplitudes estimated in the zonal component were higher in all years than those in the southern component in both hemispheres. Attention was given to events with large amplitudes, which presented vertical descending phase structures and vertical wavelengths consistent with those already reported.

Keywords: Planetary waves. Mesosphere. Meteor radar.

Lista de ilustrações

Figura 2.1 – Perfil vertical da temperatura e densidade atmosférica para a localidade de Campina Grande-PB. Os valores foram obtidos do modelo MSIS-E-90 (Mass Spectrometer - Incoherent Scatter).	32
Figura 2.2 – Representação esquemática dos três principais movimentos ondulatórios que a atmosfera terrestre comporta. Fonte: Adaptada de Beer (1974, p.2).	34
Figura 2.3 – Ilustração da reação de uma parcela de ar a deslocamentos meridionais, representando o mecanismo de propagação das ondas de Rossby. Fonte: Adaptada de SALBY (2012, p.447).	37
Figura 3.1 – Autovalores γ_n^1 para modos com número de onda zonal $s = 1$ em função da frequência normalizada σ/Ω . Ondas com frequências positivas (negativas) se propagam para leste (oeste). Os pontos referentes à $\gamma_n^1 = 0$ denotam as chamadas ondas de Rossby-Hauritz. Os pontos correspondentes à "NM" se referem aos modos normais (Normal Modes, $\gamma_n^1 \approx 8.4$). A série de pontos verticais em $\sigma/\Omega = -1$ definem os valores de γ_n^1 para a maré diurna. Os modos mais grave ($n = 1$) das ondas do tipo gravidade que se propagam para leste é a onda de Kelvin. Os símbolos "DT", "Y", "K" e "R" se referem à maré diurna (Diurnal Tide), ondas de Yanai, ondas de Kelvin e ondas de Rossby, respectivamente. Fonte: Adaptada de Volland (1988, p. 75).	44
Figura 3.2 – Modos de Hough correspondentes aos dois primeiros modos normais de ondas do tipo Rossby com número de onda zonal $s=1$	45
Figura 4.1 – Localização dos observatórios de São João do Cariri (7, 4°S; 36, 5°O), Cachoeira Paulista (22, 7°S; 45, 0°O), Collm (51°N; 13°L).	53
Figura 4.2 – Representação esquemática do princípio de funcionamento do radar meteorológico e sua configuração de antenas. Fonte: Adaptado de Montenegro et al. (2009, p.28).	55
Figura 5.1 – Estrutura vertical da amplitude da onda de quase 10 dias para as componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita) e sua respectiva média composta (gráficos da base) obtidos dos ventos de Cachoeira Paulista durante os anos de 1999 a 2008.	65
Figura 5.2 – Amplitudes da onda de 10 dias observadas para os anos de 2012 a 2019.	67
Figura 5.3 – Estrutura vertical da amplitude da onda de quase 10 dias para as componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita) e sua respectiva média composta (gráficos da base) obtidos dos ventos de São João do Cariri durante os anos de 2004 a 2009 e 2018 a 2019.	69

Figura 5.4 – Estrutura vertical da amplitude da onda de quase 10 dias para as componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita) e sua respectiva média composta (gráficos da base) obtidos dos ventos de Collm durante os anos de 2004 a 2009.	70
Figura 5.5 – Estrutura vertical da amplitude da onda de quase 10 dias estimada durante os anos de 2010 a 2015 nas componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita) e sua respectiva média composta (gráficos da base) obtidos dos ventos de Collm durante os anos de 2004 a 2015.	72
Figura 5.6 – Filtro Passa Banda aplicado na componente zonal dos ventos obtidos para altura de 90 km, para as localidades de Cachoeira Paulista (linhas pretas), São João do Cariri (linhas vermelhas) e Collm (linhas azuis).	74
Figura 5.7 – Análise de ondaletas aplicada nas medidas de vento para componente zonal (coluna esquerda) e meridional (coluna direita).	78
Figura 5.8 – Estrutura vertical da amplitude e fase para os eventos de ondas de quase 10 dias de grande amplitude.	79

Lista de tabelas

Tabela 3.1 – Nomenclatura dos principais modos livres propagantes para oeste na média e alta atmosfera para $h_n = 10.5km$. Fonte: Adaptado de Forbes (1995, p.73)	44
Tabela 4.1 – Hemisfério sul - Brasil	57
Tabela 4.2 – Hemisfério norte - Alemanha	57
Tabela 5.1 – Velocidade de fase vertical e seus respectivos comprimentos de onda verticais para os eventos de ondas de quase 10 dia identificados com grande amplitude.	81

Lista de abreviaturas e siglas

UFCG	Universidade Federal de Campina Grande
UAF	Unidade Acadêmica de Física
PPGF	Programa de Pós-Graduação em Física
CCT	Centro de Ciências e Tecnologia
UEPB	Universidade Estadual da Paraíba
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MF	Medium Frequency
MLT	Lower Thermosphere Mesosphere
MST	Mesosphere Stratosphere Troposphere
SSW	Sudden Stratospheric Warming
SFW	Sudden Final Warming
SKiYMET	All Sky Interferometric Meteor Radar
VHF	Very High Frequency
TEC	Conteúdo Eletrônico Total

Lista de símbolos

a	Raio da Terra
δv	Elemento de volume
δm	Elemento de massa
δz	Deslocamento vertical
g	Gravidade
p	Pressão
ρ	Densidade
$\bar{\rho}$	Densidade média
ρ'	Densidade perturbada
N	Frequência de Brunt-Väisälä
t	Tempo
f	Parâmetro de Coriolis
u	Vento médio para leste
v	Vento médio para o norte
w	Vento médio na vertical
k, s	Número de onda zonal
m	Número de onda meridional
c_x	Velocidade de fase em relação ao solo
\bar{u}	Vento zonal médio
\bar{v}	Vento meridional médio
\bar{w}	Vento vertical médio
u'	Vento zonal perturbado
v'	Vento meridional perturbado

w'	Vento vertical perturbado
β	Aproximação do plano beta
Ω	Taxa de rotação do planeta Terra
ϕ	Ângulo de latitude
λ	Longitude
Φ	Geopotencial
$\bar{\Phi}$	Geopotencial médio
Φ'	Geopotencial perturbado
R	Constante dos gases ideais
H	Altura de escala
θ	Temperatura potencial
$\bar{\theta}$	Temperatura potencial média
c_p	Calor específico a pressão constante
ζ	Vorticidade absoluta
ψ	Função de corrente
J	Taxa de aquecimento adiabático
U	Amplitude Complexa na direção zonal e meridional
W	Amplitude complexa na vertical
h	Profundidade equivalente
σ	Frequência da onda
L	Operador diferencial
γ	Parâmetro de Lamb
$\Theta_n^{\sigma,s}$	Funções de Hough
$\gamma_n^{\sigma,s}$	Profundidades equivalentes
n	Índice meridional
ψ^*	Conjugado complexo de ψ

ω_0	Frequência adimensional
η	Parâmetro de tempo adimensional
T	Período da onda

Sumário

1	INTRODUÇÃO	27
1.1	Objetivos	29
2	A ATMOSFERA TERRESTRE	31
2.1	Estrutura da atmosfera terrestre	31
2.1.1	Troposfera	32
2.1.2	Estratosfera	33
2.1.3	Mesosfera	33
2.1.4	Termosfera	33
2.2	Ondas atmosféricas	34
2.2.1	Ondas de Rossby	35
3	ONDAS PLANETÁRIAS	39
3.1	Teoria clássica de ondas planetárias na atmosfera	39
3.2	Observações de ondas planetárias na atmosfera	46
3.2.1	A onda de quase 10 dias (Q10DW)	48
4	INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA	53
4.1	Radar de meteoros SKiYMET	54
4.1.1	Princípio de funcionamento	54
4.1.2	Estimando o vento	55
4.2	Dados de vento neutro	56
4.3	Técnicas de análises dos dados	57
4.3.1	Estimativa da amplitude e fase das ondas de quase 10 dias	58
4.3.2	Análise em ondaletas (wavelet analysis)	59
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	63
5.1	Amplitude estimada para onda de quase 10 dias	63
5.2	Estudo de caso	76
6	CONCLUSÕES	83
	REFERÊNCIAS	85

1 Introdução

As ondas na atmosfera da Terra são provocadas pela perturbação do ar a partir de um estado de equilíbrio. Os movimentos das ondas atmosféricas transferem energia e momentum de uma região para outra e são possíveis na presença de uma força restauradora, que, ao se opor as situações de desequilíbrio, produzem oscilações locais em um campo de variáveis atmosféricas (exemplo: pressão, temperatura ou velocidade do vento). As ondas atmosféricas de interesse geofísico são as marés atmosféricas, ondas planetárias (ondas de Rossby) e ondas de gravidade. Estas ondas desempenham papéis importantes na determinação da circulação em grande escala e estrutura térmica da região da alta mesosfera e baixa termosfera (ou região MLT - Mesosphere Lower Thermosphere, localizada entre 80 e 100 km de altitude) (HUANG *et al.*, 2013). A dinâmica da região próxima a mesopausa é controlada principalmente por diferentes modos de marés e ondas planetárias (MITCHELL *et al.*, 1999).

O estudo desenvolvido neste trabalho é voltado para uma classe particular de oscilações, conhecidas como ondas planetárias ou ondas de Rossby. As ondas planetárias são oscilações de escala global nos campos de vento, temperatura e pressão. Com períodos compreendidos entre 2 e 32 dias e escala horizontal da ordem do diâmetro terrestre (BEER, 1974; HOLTON, 2004). Sua conexão com fenômenos meteorológicos foi estabelecida pela primeira vez por Rossby (1939), por esse motivo são também chamadas como ondas de Rossby. Esta classe de oscilações surge teoricamente como solução de equações linearizadas de momentum, continuidade, balanço hidrostáticos e energia térmica sob condições atmosférica ideais, considerando uma atmosfera isotérmica, um estado de vento básico e sem dissipação (ANDREWS; HOLTON; LEVY, 1987; FORBES, 1995). Segundo Pancheva *et al.* (2009), as mais importantes são as ondas de Rossby quase estacionárias e modos normais propagantes, também conhecidas como modos livres com períodos de 2, 5, 10 e 16 dias. As periodicidades de 5, 10 e 16 dias se apresentam como oscilações com número de onda zonal $s = 1$, e $s = 3$ para ondas com períodos de 2 dias, sendo todas propagantes para oeste (FORBES, 1995). De acordo com Yamazaki e Matthias (2019), as ondas de 5 e 16 dias são modos simétricos, para os quais perturbações no vento zonal e altura geopotenciais são simétricas em relação ao equador. Enquanto que as ondas de 2 e 10 dias são modos antissimétricos, para os quais as perturbações alteram o sinal no equador.

As ondas planetárias com períodos de quase 2, 5 e 16 dias possuem uma variedade de estudos a respeito de sua climatologia, sazonalidade e fonte de excitação (TAKAHASHI *et al.*, 2013; FORBES; ZHANG, 2015). Por outro lado, a onda de quase 10 dias é a menos estudada entre os modos normais de Rossby, com isso surge a necessidade de mais

pesquisas para consolidar sua climatologia. Desta maneira, este trabalho tem foco voltado para onda de quase 10 dias, com o intuito de contribuir para uma melhor compreensão do papel que a mesma desempenha na dinâmica da atmosfera.

Alguns estudos realizados nos últimos anos a respeito da onda planetária com período de 10 dias podem ser encontrados na literatura. Utilizando medidas de vento neutro e aeroluminescência [Takahashi et al. \(2013\)](#), analisaram assinaturas com períodos de quase 10 dias na região MLT em médias latitudes durante o ano de 2005. Em recente estudo realizado por [Forbes e Zhang \(2015\)](#), foi investigada a variabilidade interanual para ondas com períodos de quase 10 dias a partir de medidas de temperatura para quase uma década (2002-2013), sendo analisada a assinatura deste modo para latitudes compreendidas entre $\pm 50^\circ$. A climatologia global para o modo normal de quase 10 dias, foi investigada por [John e Kumar \(2016\)](#), utilizando também medições de temperatura, obtidas desde a estratosfera até baixa termosfera em ambos os hemisférios. Utilizando medidas de altura geopotencial [Yamazaki e Matthias \(2019\)](#) investigaram o aumento da amplitude em ondas com períodos de quase 10 dias durante eventos de aquecimentos finais da estratosfera do hemisfério norte. Um estudo utilizando medidas de vento obtidas por radar meteórico localizado em diferentes latitudes do hemisfério norte foi realizado por [\(YU et al., 2019\)](#), em que foi observado atividades de ondas de quase 10 dias durante o aquecimento estratosférico final na primavera boreal de 2015.

Estudos referentes a variabilidade interanual da onda de quase 10 dias em medidas de vento neutro da alta mesosfera e baixa termosfera ainda não foram realizados, o que abriu espaço para realização desta pesquisa. Neste estudo analisou-se a variabilidade interanual e o caráter sazonal das oscilações de quase 10 dias em medidas de ventos horizontais da região MLT, obtidas em diferentes latitudes de ambos os hemisférios. As medições dos ventos foram obtidas por radar de meteoros localizados em regiões tropicais do Brasil (baixas latitudes) em Cachoeira Paulista (22,7°S; 45,0°O) e São João do Cariri (7,4°S; 36,5°O), e em médias latitudes do norte, na localidade de Collm (51°N; 13°L), Alemanha. Os ventos foram estimados pelo radar numa faixa compreendida entre 80 e 100 km de altitude, nas componentes zonal e meridional. As séries temporais analisadas possuem medições de vento com quase duas décadas (1999-2008 e 2012 a 2019) para a localidade de Cachoeira Paulista, e quase uma década para São João do Cariri e Collm (2004 a 2009 e 2018 a 2019 para São João do Cariri, e 2004 a 2015 para Collm).

1.1 Objetivos

Esta pesquisa teve como objetivo identificar e caracterizar ondas planetárias de quase 10 dias em medidas de vento neutro registradas entre 81 e 99 km, obtidas por radar de meteoros em latitudes tropicais do hemisfério sul e em latitude média do hemisfério norte.

Objetivos Específicos

Foram as seguintes, as metas de investigação:

- Identificar a presença de oscilações de escala global com periodicidade de quase 10 dias nos ventos médios horizontais;
- Analisar a variabilidade interanual e o caráter sazonal da onda de quase 10 dias em as ambas componentes dos ventos.
- Estimar amplitude e fase;
- Calcular o comprimento de onda vertical.

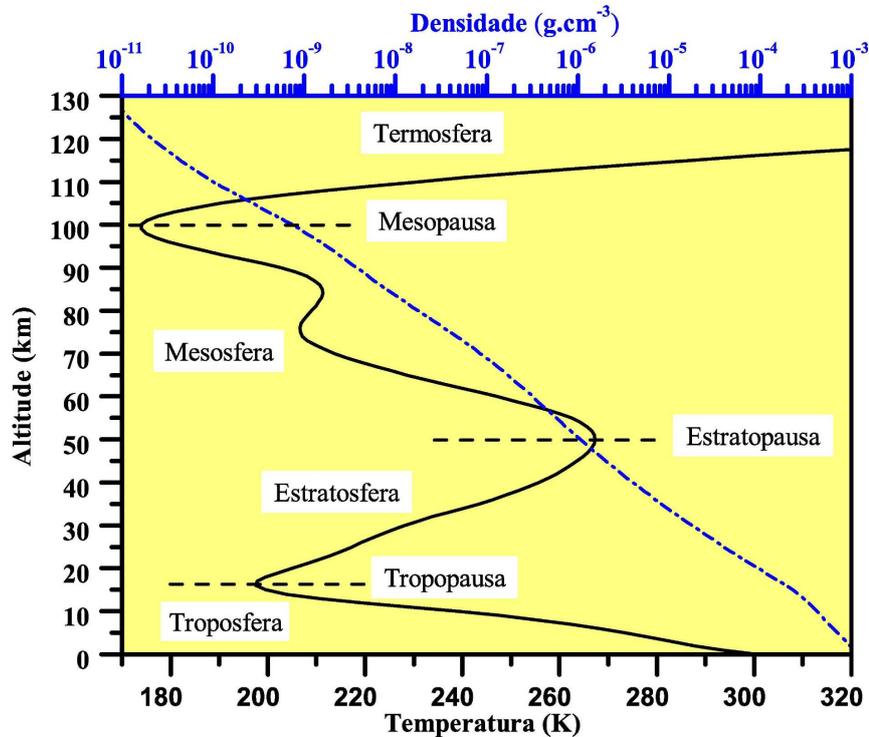
2 A ATMOSFERA TERRESTRE

2.1 Estrutura da atmosfera terrestre

A atmosfera terrestre é formada principalmente por uma variedade de gases, partículas neutras e ionizadas, poeira espacial e vapor d'água, formando o que chamamos de ar. Sua estrutura comporta uma grande variedade de processos físicos e químicos que ocorrem em seu meio, essa característica a torna um “laboratório natural”. Uma maneira muito comum de estudar os campos de sua estrutura é determinar regiões onde a temperatura apresenta um comportamento específico.

A estrutura vertical da atmosfera pode ser compreendida de acordo com a variação do gradiente de temperatura com a altitude, sendo classificada em camadas. A primeira camada é denominada troposfera, limitada acima pela zona de transição tropopausa. Em seguida inicia-se a camada da estratosfera, que se estende até seu limite superior chamada estratopausa. Em conexão vem a camada da mesosfera delimitada pela mesopausa, e por último, inicia-se a termosfera, que se estende até atingir seus limites máximos de temperatura, que é a temperatura exosférica. Os limites que separam cada camada são os referidos como pausas, pois é neste ambiente que ocorre a mudança de uma camada para outra. As zonas de transição estão situadas em pontos de inflexão onde o gradiente térmico é nulo (KIRCHHOFF, 1991). Na Figura 2.1, é representado o perfil vertical de temperatura da atmosfera terrestre em relação a altitude, como também o perfil da densidade, em que as camadas e suas referidas zonas de transição são indicadas. A concentração das espécies diminui com a altitude, com isso a troposfera é a camada com a maior concentração chegando a cerca de 90% da massa atmosférica, menos de 10% está na estratosfera e cerca de 0.1% nas camadas acima (ANDREWS, 2010).

Figura 2.1 – Perfil vertical da temperatura e densidade atmosférica para a localidade de Campina Grande-PB. Os valores foram obtidos do modelo MSIS-E-90 (Mass Spectrometer - Incoherent Scatter).



2.1.1 Troposfera

Também conhecida como baixa atmosfera, a troposfera é a camada na qual vivemos, cuja extensão vai desde o solo até cerca de 15 km de altitude. Em sua composição concentra-se principalmente nitrogênio (cerca de 78%) e oxigênio (20%), e outros gases como dióxido de carbono (CO_2), ozônio (O_3), metano (CH_4) e vapor d'água (H_2O), a emissão e absorção da radiação infravermelha por essas moléculas, transfere calor entre os diferentes níveis nessa região (RISHBETH; GARRIOTT, 1969). A meteorologia foca seus estudos principalmente nesta camada, pois é nela onde ocorre diversos fenômenos como, nuvens, chuva, neve, ciclones, relâmpagos, trovões, furacões e frentes. A temperatura troposférica diminui com a altitude a uma taxa de aproximadamente 7 K/km (KELLEY, 2009). A radiação solar que atinge o planeta constantemente produz essa diminuição de temperatura, pois o ar acima desta região é aquecido primeiro. A superfície terrestre também contribui para o aquecimento desta camada. Em geral, a velocidade do vento troposférico aumenta com a altitude, e tem seus máximos próximo a zona de transição (tropopausa). O primeiro ponto de inflexão da temperatura é aparente na tropopausa, região em que o gradiente de temperatura se torna isotérmico, e em seguida volta a aumentar dando início a estratosfera.

2.1.2 Estratosfera

Conhecida como a camada de ozônio (ozonoesfera), a estratosfera é a camada com a maior concentração de moléculas de ozônio de toda a atmosfera terrestre. Esta região tem seu início acima da tropopausa (15 km) e término em cerca de 50 km de altitude. É característico desta camada o progressivo aumento da temperatura do ar com a altitude, atingindo cerca de ~ 270 K em torno de 50 km. Este aumento de temperatura é oriundo da absorção da radiação solar na faixa do ultravioleta (UV) pelo ozônio, e os processos de formação e destruição do mesmo, leva ao aumento da temperatura, característico desta região. A camada de ozônio reduz a quantidade de radiação (UV) que atinge a superfície terrestre, e também auxilia na manutenção do balanço de calor. A inversão no gradiente de temperatura é visto acima da estratopausa, região onde se inicia a próxima camada.

2.1.3 Mesosfera

Juntas, a estratosfera e a mesosfera constituem a chamada atmosfera média (do inglês “*middle atmosphere*”). A camada da mesosfera inicia-se acima de 50 km de altitude (ou acima da estratopausa), e estende-se até cerca de 90 km. A temperatura desta região decai com a altitude atingindo valores entre 130 K e 190 K. Esta diminuição de temperatura vem da inexistência de mecanismos responsáveis pelo aquecimento neste nível de altura. O ozônio não pode existir em grande concentração nesta camada ou em regiões superiores, pois é rapidamente destruído por reações fotoquímicas (RISHBETH; GARRIOTT, 1969). É nesta camada que a temperatura atinge os menores valores de todo o perfil de temperatura atmosférica. A próxima camada inicia-se acima da mesopausa em torno de 100 km de altitude, denominada termosfera.

2.1.4 Termosfera

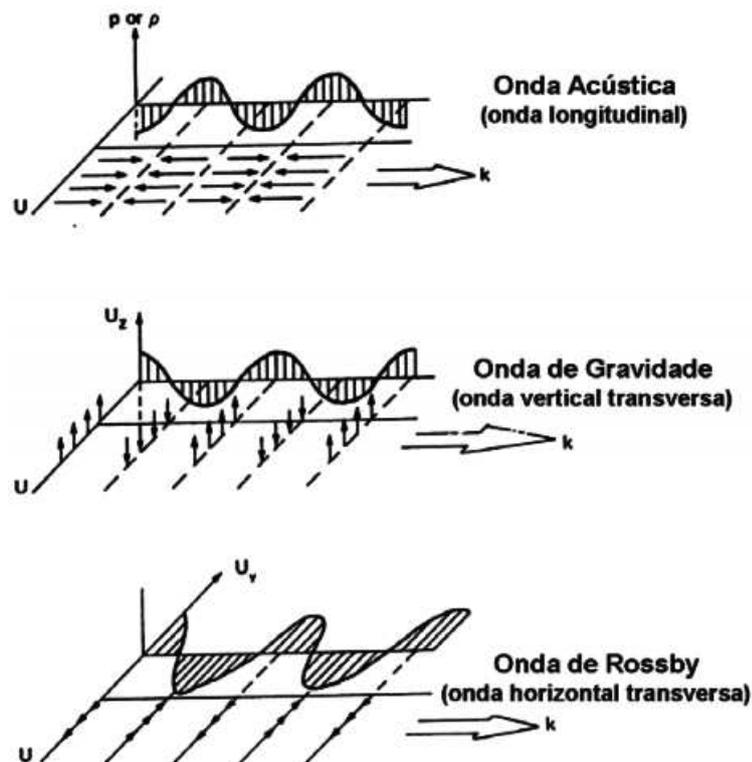
A Termosfera é a camada mais externa da atmosfera terrestre, inicia-se em cerca de 100 km de altitude, sendo caracterizada por um aumento contínuo da temperatura do ar com altitude. O aumento de temperatura nessa região é devido principalmente a absorção direta da radiação solar no ultravioleta (UV) e no extremo ultravioleta (EUV) pelo oxigênio atômico. O ar nesta camada se torna muito rarefeito, o que torna a densidade de moléculas neutras bastante reduzida e conseqüentemente resulta num menor número de colisões entre si.

2.2 Ondas atmosféricas

A atmosfera terrestre é capaz de suportar diversos fenômenos ondulatórios, os quais variam em escala espacial e temporal. As ondas atmosféricas são movimentos oscilatórios que transmitem energia e momentum de um ponto a outro sem transportar material. Elas surgem como resposta a perturbações que provocam o desequilíbrio do ar a partir de seu estado básico de equilíbrio, e forças restauradoras em oposição aos distúrbios, produzem oscilações locais nas propriedades dos campos atmosféricos. Perturbações no ar podem ser pensadas como sendo, por exemplo, mecânicas quando o ar desloca-se sobre terrenos elevados ou térmicas quando o ar é aquecido dentro da convecção.

As ondas atmosféricas podem ser decompostas em três tipos principais de movimentos quanto à sua natureza de propagação e deslocamento (BEER, 1974): ondas longitudinais com deslocamento na mesma direção de propagação também conhecidas como ondas acústicas; ondas que se propagam horizontalmente e com deslocamentos verticais são denominadas de ondas verticais transversas ou ondas de gravidade; e ondas que também se propagam horizontalmente cujo deslocamento é horizontal e perpendicular à direção de propagação chamadas ondas horizontais transversas ou ondas de Rossby. Os movimentos ondulatórios na atmosfera podem ainda, apresentarem-se como uma combinação destes três tipos de onda (BEER, 1974). Uma representação esquemática pode ser vista na Figura 2.2.

Figura 2.2 – Representação esquemática dos três principais movimentos ondulatórios que a atmosfera terrestre comporta. Fonte: Adaptada de Beer (1974, p.2).



As ondas atmosféricas podem ser descritas matematicamente por equações de movimento linearizadas. Pensando-se de maneira simplificada, considere uma parcela elementar de ar, com volume δv e massa δm livre na atmosfera. Supondo que alguma perturbação local tenha provocado um deslocamento δz na parcela de ar a partir de sua posição de equilíbrio, sua tendência natural será voltar para à posição inicial. No entanto, estará agindo sob o elemento de ar uma força restauradora, neste caso o empuxo:

$$g \frac{dp}{dz} \delta z \delta v, \quad (2.1)$$

onde g é a gravidade e p a pressão. Na ausência de outras formas de forças, e considerando que a atmosfera é um fluido incompressível, temos que,

$$\frac{d^2(\delta z)}{dt^2} = g \frac{d\rho(z)}{\rho_0 dz} \delta z, \quad (2.2)$$

ou ainda,

$$\frac{d^2(\delta z)}{dt^2} + N^2(\delta z) = 0, \quad (2.3)$$

onde N é a frequência com que a parcela oscila para cima e para baixo, conhecida como frequência de Brunt-Väisälä, expressa como:

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho(z)}{\partial z}}. \quad (2.4)$$

A Equação (2.3) indica que a tendência de retorno da parcela para a posição de equilíbrio se dá através de movimentos do tipo harmônico simples, com soluções senoidais.

2.2.1 Ondas de Rossby

As ondas de Rossby também conhecidas como ondas planetárias, fazem parte de uma classe de ondas que são influenciadas pela rotação da Terra e por sua curvatura. Possuindo uma estrutura horizontal da ordem do diâmetro terrestre, e períodos maiores que um dia, estas ondas governam a dinâmica de larga escala da atmosfera. A força restauradora das ondas de Rossby se deve a variação do efeito da força de Coriolis com a latitude, pois atua sobre a atmosfera como um campo de força externa resultando em ondas horizontais transversas com comprimentos de onda horizontais da ordem de milhares de quilômetros.

O mecanismo de geração de ondas planetárias é relacionado geralmente a: processos convectivos, interações não lineares entre marés atmosféricas e ondas de gravidade ou modos diferentes de ondas de marés, variações isoladas na topografia, e aquecimento diferencial entre continentes e oceanos (BEER, 1974).

A variação do parâmetro de Coriolis com a latitude, leva a conservação da vorticidade absoluta, e isto permite a existência das ondas de Rossby. O modelo mais simples

das ondas do tipo Rossby baseia-se na característica solenoidal dos movimentos de grande escala, ou seja, movimentos não divergentes. De acordo com Lima (2004) adotando-se simplificações geométricas, o estudo de movimentos de grande escala horizontal com extensão latitudinal limitada pode ser facilitado. Considerando a aproximação do plano “beta”, um plano tangente a um dado ponto de uma superfície curva, a curvatura da Terra pode ser desprezada, com isso, o parâmetro de Coriolis é aproximadamente:

$$f(y) = f_0 + \beta y, \quad (2.5)$$

sendo β definido como:

$$\beta = \frac{2\Omega \cos \phi_0}{a} = \frac{df}{dy}, \quad (2.6)$$

onde $y/a = (\phi - \phi_0)$ é a distância meridional desde uma latitude fixa onde o parâmetro de Coriolis é $f_0 = 2\Omega \sin \phi_0$, a é o raio da Terra, Ω é a taxa de rotação do planeta e ϕ a latitude. Sob condições não divergentes, os movimentos atmosféricos são governados pela conservação da vorticidade absoluta, que pode ser expressa como:

$$\frac{d\zeta}{dt} + \beta v = 0, \quad (2.7)$$

onde ζ é a vorticidade absoluta, t é o tempo, v é a velocidade. A equação da perturbação da vorticidade é obtida linearizando-se a Equação (2.6) em torno de um estado básico barotropicamente estratificado e em movimento uniforme,

$$\frac{d\zeta'}{dt} + \beta v' = 0. \quad (2.8)$$

O campo de velocidade horizontal pode ser representado em termos de uma função de corrente, ψ , considerando o teorema de Helmholtz (SALBY, 2012),

$$\mathbf{v}'_h = \mathbf{k} \times \nabla \psi'. \quad (2.9)$$

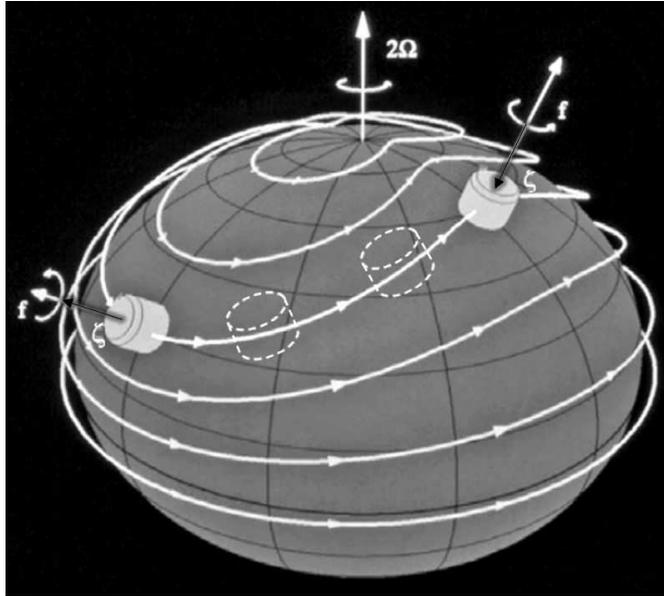
Assim, a equação da vorticidade pode ser escrita como:

$$\frac{D}{Dt} \nabla^2 \psi' + \beta \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0, \quad (2.10)$$

que é conhecida como equação de onda de Rossby, a mesma reflete o balanço entre a variabilidade da vorticidade relativa de uma parcela de ar e as mudanças na sua vorticidade planetária devido a deslocamentos meridionais. A ação dessas influências representam o mecanismo de propagação das ondas de Rossby, o qual pode ser compreendido considerando uma cadeia de parcelas de fluido que se dirige para o leste, Figura 2.3.

Ao sofrer uma deflexão para o norte, a vorticidade planetária (f) da parcela de ar aumenta, produzindo nela um rotação horária, o que leva à conservação da vorticidade absoluta. A frente da parcela tenderá para direção sul, sendo conduzida para a latitude de equilíbrio ϕ_0 , Figura 2.3. Seguindo seu rumo na deflexão para o sul, a parcela sofrerá uma rotação anti-horária, e como a vanguarda da parcela tem seu movimento dirigido para o norte, a parcela sofrerá deflexão para a direção norte. Esta conduta permite a circulação do ar de um lado para o outro em torno de sua latitude de equilíbrio ϕ_0 (SALBY, 2012).

Figura 2.3 – Ilustração da reação de uma parcela de ar a deslocamentos meridionais, representando o mecanismo de propagação das ondas de Rossby. Fonte: Adaptada de SALBY (2012, p.447).



Considerando soluções da forma $\exp[i(kx + my - \sigma t)]$ para a Equação 2.9, onde k e m representam o número de onda nas direções zonal e meridional, respectivamente e σ é a frequência, obtém-se a relação de dispersão para as ondas de Rossby:

$$c_x = \bar{u} - \frac{\beta}{k^2 + m^2}. \quad (2.11)$$

Onde c_x é a velocidade de fase em relação ao solo e \bar{u} é o vento zonal médio. A Equação 2.10 indica que as ondas de Rossby se propagam apenas para a direção oeste com relação ao fluxo zonal médio, bem como, são ondas dispersivas cujas velocidades de fase aumentam rapidamente com o aumento do número de onda.

3 ONDAS PLANETÁRIAS

Neste capítulo será apresentado o estudo teórico de ondas planetárias em uma esfera em rotação, na Seção 3.1. Em seguida, na Seção 3.2, será abordado o estudo observacional de ondas planetárias, com destaque para as ondas com período de quase 10 dias.

3.1 Teoria clássica de ondas planetárias na atmosfera

A teoria das ondas atmosféricas numa esfera em rotação têm como base o estudo teórico de marés de Laplace, apresentado pela primeira vez em seu trabalho *Mécanique Céleste* no início do século XIX, cujo objetivo era oscilações de marés num oceano incompressível de profundidade uniforme. Laplace também sugeriu que oscilações na atmosfera terrestre poderiam ser possíveis, o que levou a diversos estudos sobre o comportamento dinâmico da atmosfera.

As ondas planetárias são parte de uma mistura de oscilações que a atmosfera terrestre suporta, sendo categorizadas em um espectro de baixa frequência. Esta classe de movimento ondulatório deve sua existência aos efeitos de rotação do planeta Terra e sua curvatura (Seção 2.2.3). Assim como as marés atmosféricas, as ondas planetárias governam a dinâmica de larga escala na atmosfera. Porém, essas ondas não possuem um forçante diário como a maré diurna, por exemplo. Do ponto de vista periódico, as ondas planetárias possuem períodos compreendidos entre 2 e 32 dias e estrutura horizontal da ordem do diâmetro terrestre.

O estudo das ondas de escala global surge da teoria clássica de marés desenvolvida por [Chapman e Lindzen \(1970\)](#), onde considera-se um conjunto de equações “primitivas” que descrevem o movimento de um fluido. Esse conjunto de equações podem ser escritas em coordenadas esféricas como mostra [Andrews, Holton e Leovy \(1987\)](#) sob a forma:

$$\frac{Du}{Dt} - \left(f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) v + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = X_\lambda, \quad (3.1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + \left(f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} = Y_\phi, \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{R\theta}{H} e^{-\kappa z/H}, \quad (3.3)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial (v \cos \phi)}{\partial \phi} \right] + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 w)}{\partial z} = 0, \quad (3.4)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = Q, \quad (3.5)$$

expressando o balanço de momentum na direção zonal e meridional, o balanço hidrostático na vertical, a equação da continuidade de massa, e a relação termodinâmica entre o aquecimento adiabático e a taxa de variação material da temperatura potencial, respectivamente. As quantidades a , f , t , u , v , w , expressas nas equações acima, representam, o raio da Terra, o parâmetro de Coriolis (definido na Seção 2.2.3), o tempo, a velocidade do vento médio para leste, norte e na vertical, respectivamente. O termo λ é a longitude e ϕ a latitude. X_λ e Y_ϕ , são as componentes dos forçantes. O balanço hidrostático na Equação (3.3), está escrito em termos do geopotencial Φ , definido como $\Phi \equiv \int_0^z g dz$, sendo o trabalho necessário para elevar uma massa unitária até uma altura z . R é a constante dos gases ideais para o ar seco ($R = 287 J/KKg$), H é a altura de escala, θ é a temperatura potencial e $\kappa \equiv R/c_p$, sendo c_p o calor específico a pressão constante. A quantidade ρ_o representa a densidade do meio e $Q \equiv (J/c_p)e^{\kappa z/H}$, onde J é a taxa de aquecimento adiabático por unidade de massa.

As soluções para as Equações (3.1) a (3.5) são muito complexas uma vez que esse conjunto de equações não está linearizado, e conseqüentemente, o resultado será soluções não lineares. Portanto, esse sistema de equações é linearizado para um fluxo médio zonal e sem a presença de um forçante externo. O modelo é pensado para uma atmosfera perfeitamente esférica e isotérmica, considerando uma estratificação horizontal, em balanço hidrostático e sem dissipação. A linearização consiste no método da perturbação (HOLTON, 2004). O processo consiste em dois passos; primeiro, o estado básico é considerado constante ou função apenas de λ , ϕ , z ; segundo, as perturbações das grandezas são dependentes do tempo e de todas as coordenadas espaciais, ou seja:

$$\left\{ \begin{array}{l} u(\lambda, \phi, z, t) = \bar{u} + u'(\lambda, \phi, z, t) \\ v(\lambda, \phi, z, t) = \bar{v} + v'(\lambda, \phi, z, t) \\ w(\lambda, \phi, z, t) = \bar{w} + w'(\lambda, \phi, z, t) \\ \Phi(\lambda, \phi, z, t) = \bar{\Phi} + \Phi'(\lambda, \phi, z, t) \\ \rho(\lambda, \phi, z, t) = \bar{\rho} + \rho'(\lambda, \phi, z, t) \end{array} \right\}, \quad (3.6)$$

em que os valores do estado básico é expresso pelas grandezas com barra e as quantidades perturbadas são aquelas que apresentam apóstrofes. É importante ressaltar que para a validação do método as magnitudes das variáveis perturbadas são consideradas muito pequenas em relação ao estado básico, logo os termos das equações primitivas que envolvem produtos perturbados podem ser desprezados. Assim, substituindo-se as grandezas da Equação (3.6) no conjunto de equações primitivas e fazendo algumas simplificações

necessárias, chega-se a um conjunto de equações lineares:

$$\frac{\bar{D}u'}{Dt} + \left[\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\bar{u} \cos \phi) - f \right] v' + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} w' + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi'}{\partial \lambda} = X'_\lambda, \quad (3.7)$$

$$\frac{\bar{D}v'}{Dt} + \left(f + \frac{2\bar{u}}{a} \tan \phi \right) u' + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi'}{\partial \phi} = Y'_\phi, \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial \Phi'}{\partial z} = -\frac{R\theta'}{H} e^{-\kappa z/H}, \quad (3.9)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial u'}{\partial \lambda} + \frac{\partial (v' \cos \phi)}{\partial \phi} \right] + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial (\rho_o w')}{\partial z} = 0, \quad (3.10)$$

$$\frac{\bar{D}\theta'}{Dt} + \frac{1}{a} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial \phi} v' + \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} w' = Q', \quad (3.11)$$

onde \bar{D}/Dt é um operador derivada seguindo o fluxo básico, definido como:

$$\frac{\bar{D}}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\bar{u}}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda}. \quad (3.12)$$

Supondo que a atmosfera de fundo seja estratificada horizontalmente, o fluxo médio zonal é zero e as equações lineares podem ser desacopladas (FORBES, 1995). As soluções do conjunto de equações linearizadas acima representam a resposta ressonante da atmosfera (FORBES, 2000). O ponto de partida para resolver as equações lineares é utilizar o método da separação de variáveis, com o objetivo de desacoplar a dependência vertical da horizontal e do tempo. Assim, as soluções podem ser pensadas como sendo (ANDREWS; HOLTON; LEOVY, 1987):

$$(u', v', \Phi') = e^{z/2H} U(z) [\tilde{u}(\lambda, \phi, t), \tilde{v}(\lambda, \phi, t), \tilde{\Phi}(\lambda, \phi, t)], \quad (3.13)$$

$$(w') = e^{z/2H} W(z) \tilde{w}(\lambda, \phi, t). \quad (3.14)$$

Sendo U a amplitude complexa das perturbações nos campos de velocidade zonal, meridional e geopotencial. W , é a amplitude complexa das perturbações nos campos de velocidade vertical. As grandezas \tilde{u} , \tilde{v} são as componentes da velocidade e $\tilde{\Phi}/g$ é o deslocamento da superfície livre do fluido em relação ao equilíbrio. Substituindo as Equações (3.13) e (3.14) nas Equações (3.7) a (3.11), e considerando o caso não forçado ($X' = Y' = Q' = 0$) obtém-se:

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} - f \tilde{v} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \tilde{\Phi}}{\partial \lambda} = 0, \quad (3.15)$$

$$\frac{\partial \tilde{v}}{\partial t} + f\tilde{u} + \frac{1}{a} \frac{\partial \tilde{\Phi}}{\partial \phi} = 0, \quad (3.16)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial \tilde{u}}{\partial \lambda} + \frac{\partial(\tilde{v} \cos \phi)}{\partial \phi} \right] + \frac{1}{gh} \frac{\partial \tilde{\Phi}}{\partial t} = 0. \quad (3.17)$$

Em que $(gh)^{-1}$ é uma constante de separação com h tendo dimensões de comprimento. A constante de separação h é chamada de profundidade equivalente. Essas equações definem a estrutura horizontal e temporal dos movimentos dinâmicos em um fluido de profundidade conhecida sobre uma esfera em rotação, sendo chamadas de equações de marés de Laplace (ANDREWS; HOLTON; LEOVY, 1987).

As soluções para as Equações (3.15) a (3.17), são consideradas como sendo tipo senoidal, escrita matematicamente como:

$$\{\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{\Phi}\} = \text{Re} \left\{ [\hat{u}(\phi), \hat{v}(\phi), \hat{\Phi}(\phi)] \exp i(s\lambda - 2\Omega\sigma t) \right\}, \quad (3.18)$$

onde s é o número de onda zonal e $2\pi/2\Omega\sigma$ é o período. Substituindo a Equação (3.18) nas Equações (3.15) e (3.16), tem-se como resultado soluções para \tilde{u} , \tilde{v} que, substituídas na Equação (3.17), obtém-se a equação de maré de Laplace:

$$L\hat{\Phi} + \gamma\hat{\Phi} = 0, \quad (3.19)$$

sendo L :

$$L \equiv \frac{d}{d\mu} \left[\frac{(1 - \mu^2)}{(\sigma^2 - \mu^2)} \frac{d}{d\mu} \right] - \frac{1}{\sigma^2 - \mu^2} \left[\frac{-s(\sigma^2 + \mu^2)}{\sigma(\sigma^2 - \mu^2)} + \frac{s^2}{1 - \mu^2} \right], \quad (3.20)$$

um operador diferencial de segunda ordem na variável $\mu \equiv \text{sen } \phi$ ($-1 \leq \mu \leq 1$), e dependente de s e σ . Já $\gamma \equiv 4\Omega^2 a^2 / gh$ é chamado parâmetro de Lamb. A Equação 3.19 é de segunda ordem, sendo exigido duas condições de contorno. As mais adequadas são para $\hat{\Phi}$ limitado nos polos, $\mu \pm 1$.

As soluções da equação de maré de Laplace, representam a resposta ressonante da atmosfera. Segundo Wang, Boyd e Akmaev (2016), diversos métodos numéricos foram utilizados para resolver o problema de autovalor da equação de maré de Laplace no passado. O pioneiro a fornecer as primeiras soluções ao problema foi Hough (em seus trabalhos de 1897-1898), utilizando-se de métodos de expansão em harmônicos esféricos. Estas soluções são conhecidas como funções de Hough (ou modos normais globais). Logo, com base nestas funções, a Equação (3.19) pode ser escrita como:

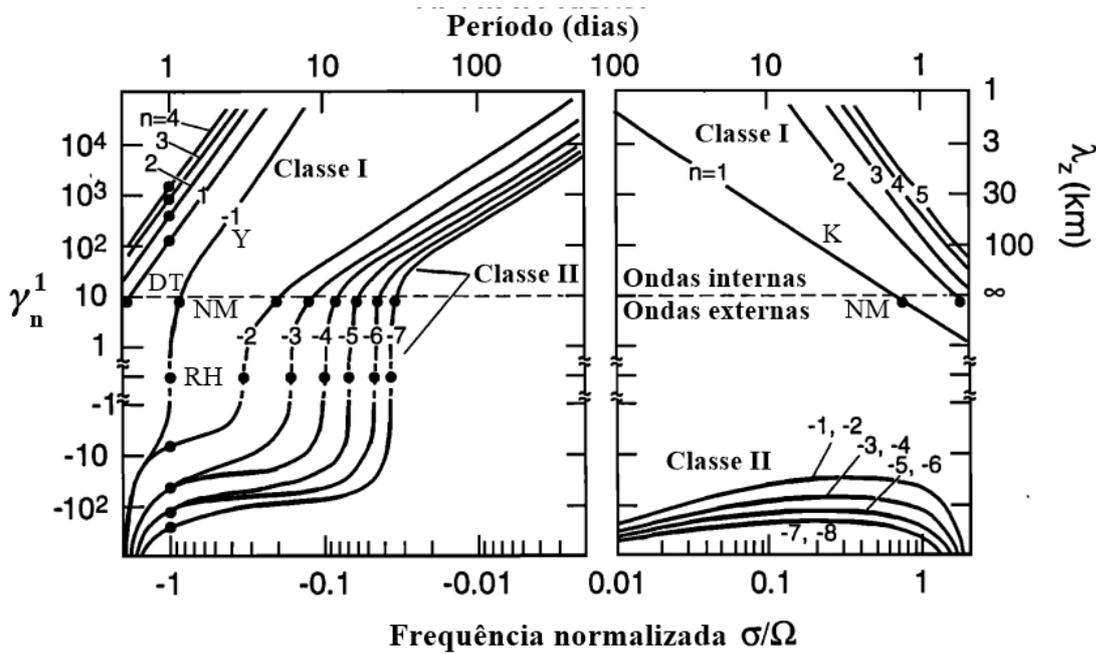
$$L\Theta_n^{(\sigma,s)} + \gamma_n^{(\sigma,s)}\Theta_n^{(\sigma,s)} = 0, \quad (3.21)$$

onde os termos $\hat{\Phi}$ em (3.19) foi substituído por funções bases de expansão $\Theta_{(n)}^{(\sigma,s)}$ (funções de Hough), e $\gamma_n^{(\sigma,s)}$ representa os autovalores (ou profundidades equivalentes). O índice n é chamado de índice meridional, pois especifica a simetria do modo em relação ao equador e também o número de nodos da função. Já s , é o número de onda zonal e σ a frequência da onda. Especificando-se s e σ , pode ser obtida uma série de autovalores e autofunções equivalentes (limitadas nos polos), para cada valor inteiro de n .

Os modos de oscilação emergentes da equação de maré de Laplace, são separados em duas grandes classes. Soluções de classe I (ou soluções de primeira espécie) e soluções de classe II (ou soluções de segunda espécie). As ondas de classe I existem independentemente se é considerada ou não a rotação da Terra no cálculo, por outro lado, as ondas de classe II têm sua existência submissa aos efeitos de rotação e curvatura do planeta. Os casos em que $\sigma > 0$ tem-se ondas de propagação para leste, enquanto que, para $\sigma < 0$ as ondas são de propagação para oeste. As ondas de classe I são chamadas de "modos de gravidade" apresentando autovalores positivos ($\gamma > 0$) e estão presentes em altas e baixas frequências. Já as ondas de classe II, são denominadas de modos de "Rossby", "rotacional", ou "ondas planetárias", possuem autovalores positivos apenas para ondas que se propagam para oeste, as de propagação para leste, os autovalores são negativos ($\gamma < 0$).

Ao considerar-se o número de onda zonal $s = 1$, é possível obter uma série de autovalores $\gamma_n^{(\sigma,1)}$ correspondentes aos principais modos propagantes das duas classes de ondas como pode ser visto na Figura 3.1. As curvas para $s = 2$ são bastante semelhantes às de $s = 1$. Na Figura 3.1, as ondas de $n > 0$ são de primeira classe e para $n < 0$ de segunda classe. Para $n < 0$ (referente aos modos rotacionais) as oscilações são simétricas em relação ao equador quando $(n + s)$ é ímpar e, antissimétrica quando $(n + s)$ é par. Este raciocínio é inverso para os modos de gravidade. Na literatura é comum referir-se a um determinado modo, como modo Θ_n^s , ou modo (s,n) indicando-se ainda o período (ou frequência) da onda e outra maneira é $(\pm\sigma/\Omega, s, n)$.

Figura 3.1 – Autovalores γ_n^1 para modos com número de onda zonal $s = 1$ em função da frequência normalizada σ/Ω . Ondas com frequências positivas (negativas) se propagam para leste (oeste). Os pontos referentes à $\gamma_n^1 = 0$ denotam as chamadas ondas de Rossby-Hauritz. Os pontos correspondentes à "NM" se referem aos modos normais (Normal Modes, $\gamma_n^1 \approx 8.4$). A série de pontos verticais em $\sigma/\Omega = -1$ definem os valores de γ_n^1 para a maré diurna. Os modos mais grave ($n = 1$) das ondas do tipo gravidade que se propagam para leste é a onda de Kelvin. Os símbolos "DT", "Y", "K" e "R" se referem à maré diurna (Diurnal Tide), ondas de Yanai, ondas de Kelvin e ondas de Rossby, respectivamente. Fonte: Adaptada de Volland (1988, p. 75).



A tabela 3.1 apresenta alguns modos normais propagantes para oeste identificados na Figura 3.1, suas nomenclaturas e descrição para valores de $h_n = 10.5 \text{ km}$ segundo Forbes (1995). O modo normal com número de onda $s = 3$ também é apresentado na Tabela 3.1, e representa a onda de 2-dias.

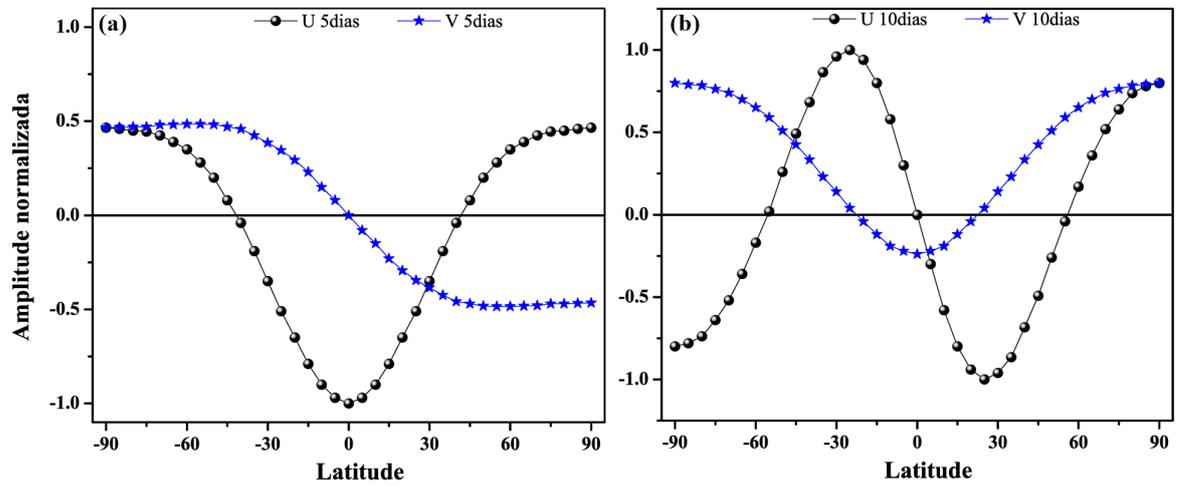
Tabela 3.1 – Nomenclatura dos principais modos livres propagantes para oeste na média e alta atmosfera para $h_n = 10.5 \text{ km}$. Fonte: Adaptado de Forbes (1995, p.73)

Onda	(s,n)	(s, n -s)	Descrição
2-dias	(3,-3)	(3,0)	Mista de Rossby-gravidade; assimétrica
4-dias	(2,-3)	(2,1)	Rotacional; Rossby; primeiro simétrico
5-dias	(1,-2)	(1,1)	Rotacional; Rossby; primeiro simétrico
10-dias	(1,-3)	(1,2)	Rotacional; Rossby; segundo assimétrico
16-dias	(1,-4)	(1,3)	Rotacional; Rossby; segundo simétrico

Na Figura 3.2 é apresentado as funções de Hough $\Theta_n^{(\sigma,1)}$ com amplitude normalizada em função da latitude, para ambos os hemisférios. Os modos normais de Rossby apresentados são todos propagantes para oeste, os períodos destacados são para ondas de 5 dias (1, -2) e 10 dias (1, -3), Figura 3.2a e Figura 3.2b, respectivamente. As curvas

foram calculadas para os ventos na componente zonal (linhas azuis) e meridional (linhas pretas). É visível a assinatura global desses modos e comportamentos distintos entre si.

Figura 3.2 – Modos de Hough correspondentes aos dois primeiros modos normais de ondas do tipo Rossby com número de onda zonal $s=1$.



3.2 Observações de ondas planetárias na atmosfera

A região de transição entre a atmosfera média e a termosfera é conhecida como MLT, do inglês "mesosphere and low Thermosphere" (Mesosfera e baixa termosfera). Esta região apresenta um equilíbrio de processos que não é visto em nenhum outro lugar da atmosfera e é frequentemente tratada como uma região separada da atmosfera (SMITH, 2012). São diversos os estudos sobre o acoplamento dinâmico da região MLT.

A dinâmica da região MLT é particularmente governada por dois movimentos de onda importantes de escala global e com grandes amplitudes. Estes são componentes essenciais para as circulações gerais e aparecem regularmente sendo conhecidos como marés atmosféricas (solares) e ondas planetárias (PANCHEVA; MUKHTAROV, 2011). Estas oscilações são estudadas tendo por base alguns traçadores atmosféricos como, por exemplo, medidas de temperatura, vento, pressão, altura geopotencial e aeroluminescência. Com isso, é possível estudar a dinâmica ondulatória da atmosfera em vários níveis distintos. Diversos estudos utilizam estes dados atmosféricos obtidos por instrumentos instalados no solo e via satélite, e identificam resultados previstos teoricamente.

O espectro ondulatório de baixa frequência (período maiores que 1 dia) e escala planetária é amplamente estudado desde a baixa até alta atmosfera. As ondas planetárias são estudadas como ondas de propagação para oeste e para leste, bem como ondas estacionárias. Os modos normais de Rossby ou "oscilações livres" são soluções não forçadas do conjunto de equações linearizadas (Equação 3.7-3.11) para uma atmosfera isotérmica e sem dissipação. As ondas planetárias são geralmente excitadas por meio de atividades meteorológicas na troposfera (baixa atmosfera) e se propagam horizontalmente e verticalmente sob certas condições, dependendo do vento de fundo e temperatura (TAKAHASHI et al., 2013). As ondas de Rossby quase estacionárias e modos normais propagantes se apresentam com períodos de 2, 5, 10 e 16 dias, com os respectivos números de ondas zonais listados na Tabela 3.1. Estas oscilações são geralmente referenciadas na literatura como onda de quase 2 dias (Q2DW), onda de quase 5 dias (Q5DW), onda de quase 10 dias (Q10DW) e onda de quase 16 dias (Q16DW). Pois, para uma atmosfera real, frequências ressonantes puras não existem e cada modo possui um intervalo de período, por esse motivo o termo "quase" é inserido antes do nome das ondas de Rossby (YAMAZAKI; MATTHIAS, 2019).

Dentre os modos normais de Rossby de propagação para oeste, as que possuem uma variedade de estudos quanto às suas climatologia, sazonalidade e fonte são:

- **a onda de 2-dias (Q2DW)**

A onda com um período de aproximadamente 2 dias (ou onda de quase 2 dias) possui número de onda zonal $s = 3$, e é referida na linguagem das ondas planetárias como o modo (3,0). Identificada como o modo misto de Rossby-gravidade, esta

oscilação caracteriza-se por ser antissimétrica em relação ao equador (3,-3). Estudos relatam que as manifestações (amplificadas) deste modo na média atmosfera, ocorrem sazonalmente em torno do solstício de verão de ambos os hemisférios (entre Janeiro/Fevereiro e Julho/Agosto para o sul e norte, respectivamente), como relata [Lima et al. \(2004\)](#). Sua presença já fora identificada em outras épocas do ano com amplitude mais baixa e menos regularidade, em que as amplitudes deste modo na componente meridional dos ventos é mais acentuada do que na componente zonal, para hemisfério sul. Este modo normal de Rossby pode ser considerado um dos mais estudados nas últimas décadas. Porém, ainda continua a despertar curiosidade da comunidade científica no que diz respeito a sua fonte de geração e seu papel na atmosfera.

- **a onda de 5-dias (Q5DW)**

A onda de 5-dias é o primeiro modo simétrico (1,1) em relação ao equador das ondas do tipo Rossby com número de onda zonal $s = 1$, e sua função de Hough correspondente pode ser vista na Figura 3.2 (a). Esta onda é a mais importante do modo simétrico meridional e é conhecida como a onda de 5 dias ([ALVES, 2012](#)). Observações em diferentes níveis de altitude associam oscilações com períodos entre 5 e 7 dias a este modo. Oscilações com períodos de 6,5 dias foram identificadas por [Lima et al. \(2005\)](#) em medidas de vento neutro, a partir de observações de radar de meteoros instalado em baixas latitudes do hemisfério sul. As amplitudes encontradas são da ordem de 20 m/s em torno de 90 km de altitude com estrutura vertical de fase descendente e comprimento de onda vertical de cerca de 100 km. As ampliações desta onda são mais evidentes na componente zonal dos ventos do que na componente meridional. Vários estudos têm contribuído para o entendimento das características associadas à onda de 5 dias através de medidas de vento da região MLT feitas por radares.

Utilizando medidas feitas pelo instrumento SABER (do inglês Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry) um dos quatro instrumentos a bordo do satélite TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics Dynamics) da NASA, [Riggin et al. \(2006\)](#) realizou um estudo sobre a onda de 5 dias no qual a climatologia para este modo, apresentou máximas amplitudes no mês de maio. [Hirooka \(2000\)](#) estudou o comportamento global desta onda através de observações via satélite.

- **a onda de 16-dias (Q16DW)**

A onda com período de 16 dias corresponde ao modo (1,-4), prevista teoricamente como solução da equação de maré de Laplace (Equação 3.19), sendo o segundo modo simétrico em relação ao equador com $s = 1$. Na linguagem das ondas planetárias esta oscilação corresponde ao modo (1, 3) na Tabela 3.1. A estrutura horizontal desta

onda é de propagação na direção leste-oeste. A literatura aponta que o primeiro estudo a obter resultados observacionais sobre a onda de 16 dias na MLT, foi realizado por [Kingsley et al. \(1978\)](#). Até então diversos estudos com base em medidas de vento, temperatura e altura geopotencial, têm analisado sua climatologia, sazonalidade e fonte de geração.

Utilizando medidas de vento horizontal obtidas por radar de meteoros instalado em baixas latitudes do hemisfério sul, [Lima et al. \(2006\)](#) observaram a presença de oscilações com período de 16 dias entre abril de 1999 a abril de 2004, onde foram constatadas amplificações na componente zonal na transição primavera-verão, e uma variabilidade interanual sem exibir um claro comportamento sazonal. Um estudo sazonal desta oscilação foi realizado por [Araújo et al. \(2014\)](#), a partir de medidas de vento da região MLT obtidas em latitudes baixa e equatorial, onde foram verificadas amplificações na componente zonal dos ventos com intensidade distinta nos dois locais. Este modo de Rossby é também bastante estudado pela comunidade científica.

3.2.1 A onda de quase 10 dias (Q10DW)

Esta seção é dedicada a onda de Rossby com período de 10 dias, uma vez que o foco deste trabalho é este modo. São apresentadas algumas características teóricas e os estudos observacionais sobre esta oscilação encontrados na literatura até o momento da realização desta pesquisa.

O modo normal de Rossby com período de 10 dias, emerge como uma solução da equação de maré de Laplace. Identificado como o segundo modo antissimétrico (1,-3) para ondas com número de onda zonal $s = 1$, denotado na nomenclatura das ondas planetárias como modo (1,2), Tabela 3.1. A função de Hough que descreve a estrutura latitudinal para este modo pode ser visto na Figura 3.2 (b). Onde é representado a variabilidade latitudinal nas componentes dos ventos zonal (U) e meridional (V). É visível na Figura 3.2 (b), a antissimetria do modo em relação ao equador e máximos em amplitude em torno de $\pm 30^\circ$ na componente zonal com uma diferença de fase de 180° . Dentre os modos normais de Rossby mencionados anteriormente, o modo normal com período de 10 dias é o menos estudado na região MLT.

- Observações via satélite:

Através de observações via satélite em torno de 50 km altitude (alta estratosfera), [Hirooka e Hirota \(1985\)](#) apresentam que os máximos em amplitude para onda de quase 10 dias, ocorre em 50° e 60° de latitudes, sendo mais ativa no hemisfério norte para condições de inverno. Em estudo realizado por [Forbes e Zhang \(2015\)](#), foi investigado a variabilidade interanual para ondas com períodos de quase 10 dias a partir de medidas de temperatura

obtidas pelo instrumento SABER durante quase uma década (2002-2013) para ambos os hemisférios. Foi constatado que os períodos de quase 10 dias ocorrem entre 9,7 a 9,9 dias com desvio padrão de 0,4 dias. É identificado amplitudes máximas em altas latitudes, favorecendo o hemisfério norte. Abaixo de 60 km, a onda de quase 10 dias é mais ativa em latitudes médias durante o inverno e em torno dos equinócios, independente do hemisfério (FORBES; ZHANG, 2015).

Utilizando dados de temperatura John e Kumar (2016), propuseram um estudo da climatologia global para o modo normal de quase 10 dias, usando 5 anos (2003-2007) de medições feitas pelo SABER da estratosfera à baixa termosfera. Com ênfase nos números de onda $s = 1$ e $s = 2$ de propagação para leste e oeste. Os resultados apontaram para um aumento na amplitude de ondas de quase 10 dias de propagação para oeste e $s = 1$ em altas latitudes de ambos os hemisférios. A variabilidade interanual para estas ondas ($s = 1$ e de propagação para oeste) apresenta máximas amplitudes na estratosfera e mesosfera do hemisfério norte, enquanto que no hemisfério sul, estes máximos são mais proeminentes na mesosfera (JOHN; KUMAR, 2016). Os resultados de John e Kumar (2016) indicam uma variação sazonal das ondas de quase 10 dias de propagação para oeste e para leste. Ondas de quase 10 dias de propagação para leste com $s = 1$, apresenta picos durante o inverno boreal e austral, com amplitudes maiores no hemisfério sul durante a temporada de inverno (JOHN; KUMAR, 2016).

- Observações em medidas de vento da região MLT:

Oscilações com períodos de 10 dias também já fora registrada em medidas de vento da região MLT. Jacobi, Schminder e Kürschner (1998) analisaram medidas de vento da região da alta mesosfera e baixa termosfera, relatando que esta oscilação exibe um padrão irregular em sua ocorrência, sendo mais evidente no solstício de inverno, no entanto sua aparição também foi registrada no verão. Takahashi et al. (2013) investigou oscilações com períodos de 2 a 16 dias na região MLT usando medidas de vento obtidas por radar MF (do inglês “Medium Frequency”) e dados de emissão de luminescência. Foi observado assinaturas de ondas com períodos de 10 dias entre o outono e o inverno em médias latitudes do hemisfério norte para o ano de 2005. É relatado que a assinatura da onda de 10 dias é mais forte na componente meridional dos ventos, com valores de comprimentos de onda vertical da ordem de 58 km. Chen et al. (2011) relataram sobre a presença de ondas com períodos de 10 dias do perfil de ozônio na estratosfera no período de março a abril de 2002. Durante a mesma época, eles também observaram uma oscilação de 10 dias no vento da região MLT.

- Observações durante eventos de aquecimentos da estratosfera:

Alguns estudos têm analisado a relação entre a ocorrência de ondas de quase 10 dias com eventos de Aquecimento Abrupto da Estratosfera (Sudden Stratospheric Warming - SSW). Durante o pré-aquecimento estratosférico de 2002 do hemisfério sul, [Palo et al. \(2005\)](#) investigaram a atividade de ondas de quase 10 dias, utilizando 60 dias de medidas de temperatura obtidas pelo SABER. Os componentes de ondas identificados são oscilações de propagação para leste com número de onda zonal $s = 1$ e $s = 2$, e uma onda planetária estacionária com $s = 1$. [Palo et al. \(2005\)](#) apresentaram a primeira visão abrangente de tais distúrbios de onda, mostrando o acoplamento vertical da baixa estratosfera até a baixa termosfera. Foram comparados também as medidas de temperaturas do SABER com medidas de temperatura obtidas por espectrômetro, interferômetro de Michelson e medições de sódio através do Lidar em três estações de observação para 86 km de altitude sobre altas latitudes do hemisfério sul, sendo constatado uma excelente concordância entre as medidas, indicando que as ondas planetárias estacionárias e ondas de quase 10 dias são responsáveis pela maior parte da variabilidade observada no campo de temperatura de altas latitudes neste período. Recentemente [Yamazaki e Matthias \(2019\)](#) analisaram os efeitos de SSW em ondas de longo períodos (3 a 20 dias) em medidas de altura geopotencial da atmosfera intermediária, utilizando cerca de 14 anos de dados (2005-2018). O estudo foi particularizado para ondas de quase 6 dias, 10 dias e 16 dias, que se propagam para oeste e possuem número de onda zonal $s = 1$. Foi verificado o aumento da amplitude em ondas com períodos de quase 10 dias, e constatado que eventos de SSW não contribuem para o aumento da amplitude do modo, no entanto em épocas de aquecimentos finais (Sudden Final Warming - SFW), as amplitudes são intensificadas. Diversos estudos analisam os possíveis efeitos de SSW “major” (intenso) na média atmosfera do hemisfério norte (uma vez que SSW intensos ocorrem a cada dois anos na estratosfera polar no inverno boreal, e são considerados raros no inverno austral ([ANDREWS; HOLTON; LEOVY, 1987](#))). Recentemente (setembro, 2019) um SSW intenso (major) ocorreu no inverno austral e alguns estudos investigaram os impactos deste fenômeno em ondas planetárias ([YAMAZAKI et al., 2020](#); [HE et al., 2020](#)). Os efeitos deste evento ocorrido no sul, foi investigado na dinâmica de ondas planetárias do hemisfério norte, onde [He et al. \(2020\)](#) analisaram a interação não linear entre ondas com período de 10 dias e a maré semi-diurna na região MLT. Foi sugerido que a interação entre essas ondas pode explicar os detalhes das variabilidades do vento mesosférico durante o SSW.

Em recente estudo realizado por [Yu et al. \(2019\)](#), utilizando medidas de vento obtidas por radar meteorológico localizado em diferentes latitudes do hemisfério norte, radar MST (Mesosphere Stratosphere Troposphere) e conjunto de dados de reanálise, foram observadas atividades de ondas de quase 10 e 16 dias durante o Aquecimento Estratosférico Final (SFW) na primavera boreal de 2015. [Yu et al. \(2019\)](#) sugere que a atividade de

ondas aumenta após o SFW e perdura por mais de 10 dias após o início do SFW, indicando que a atividade de onda na MLT é uma resposta ao SFW e não uma causa do SFW. A onda de quase 10 dias tem sua amplitude amplificada atingindo cerca de 25,3 m/s no vento zonal em 96 km de altitude na latitude de 30,5°N (YU et al., 2019).

- Observação em medidas de TEC:

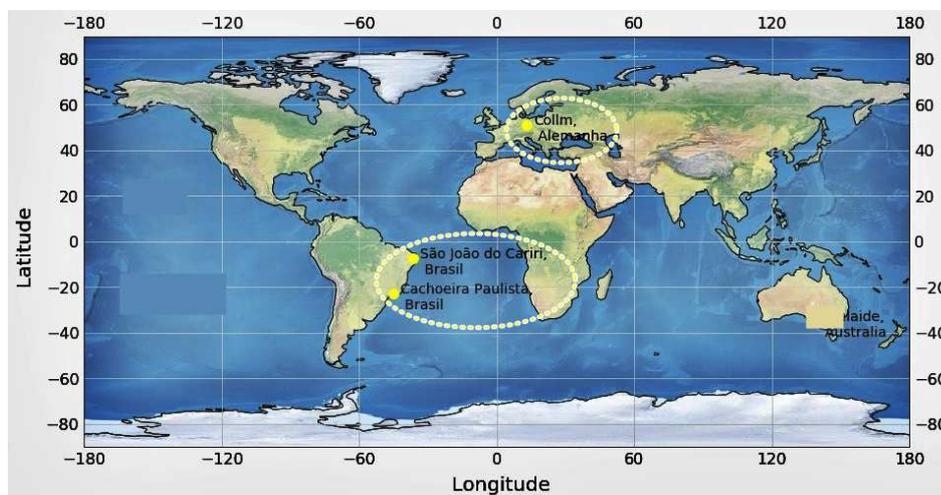
Utilizando medidas de TEC (do inglês “Total Electron Content” - TEC) de cristas de EIA (Anomalia de Ionização Equatorial) observadas através de estação GPS e GIMs, foi encontrada uma variabilidade de quase 10 dias na região do EIA no norte e sul do setor asiático durante o aquecimento estratosférico do hemisfério sul de 2002 (MO; ZHANG, 2020).

4 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA

O estudo de oscilações de escala planetária envolvendo ondas de quase 10 dias desenvolvido nesta pesquisa, tem por base medidas de ventos horizontais da região próxima a mesopausa, ou região MLT entre 80-100 km, obtidas por radares meteóricos instalados no solo. Estes instrumentos estão localizados em latitudes tropicais e média, dos hemisférios sul e norte respectivamente. Ao todo foram utilizadas observações de vento de 3 observatórios. Os dados de vento horizontais utilizados foram estimados por radares meteóricos instalados em: no município de São João do Cariri-PB ($7,4^{\circ}\text{S}$; $36,5^{\circ}\text{O}$), Cachoeira Paulista-SP ($22,7^{\circ}\text{S}$; $45,0^{\circ}\text{O}$), ambos localizados no Brasil e Collm (51°N ; 13°L), localizado na Alemanha. As localizações de cada instrumento em seus respectivos observatórios podem ser visualizadas na Figura 4.1. As épocas de dados que foram analisadas é apresentado na seção 4.3.

Os equipamentos de São João do Cariri e Cachoeira Paulista foram adquiridos através de recursos destinados ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Os registros dos ventos obtidos em Cachoeira Paulista e em São João do Cariri foram compartilhados pelo INPE ao grupo de física da atmosfera da Universidade Estadual da Paraíba (UEPB) e disponibilizados para o desenvolvimento desta pesquisa. Os demais dados foram compartilhados através de parcerias com grupos de pesquisas de instituições estrangeiras e estão à disposição do Grupo de Física da Atmosfera da UEPB.

Figura 4.1 – Localização dos observatórios de São João do Cariri ($7,4^{\circ}\text{S}$; $36,5^{\circ}\text{O}$), Cachoeira Paulista ($22,7^{\circ}\text{S}$; $45,0^{\circ}\text{O}$), Collm (51°N ; 13°L).



4.1 Radar de meteoros SKiYMET

Os radares de meteoros utilizados nesta pesquisa são sistemas produzidos comercialmente denominados SKiYMET (All Sky Interferometric Meteor Radar). São instrumentos com princípios interferométricos que possuem visada de todo céu projetados para operar em alta taxa de repetição de pulso (VHF), com o objetivo de detectar meteoros em tempo real. São sofisticados o suficiente para estimar parâmetros como medidas de vento neutro, fluxo de meteoros e o coeficiente de difusão ambipolar da região entre 70 e 110 km de altitude.

Os radares de São João do Cariri e Cachoeira Paulista operam de maneira similar com pico de potência de 12 kW, e frequência de 35,24 MHz. Os sistemas possuem uma única antena transmissora Yagi de três elementos direcionada verticalmente, e um arranjo de cinco antenas Yagis receptoras de dois elementos que recebem o sinal retroespalhado, posicionadas no solo em forma de cruz assimétrica. Quase no centro da cruz é posicionada uma antena para a configuração interferométrica, que mede 2λ de distância de dois pares de antenas nas extremidades $-x,y$, e $2,5 \lambda$ de outro dois pares em $x,-y$. Esta configuração reduz a ambiguidade no ângulo de chegada dos ecos (HOCKING; FULLER; VANDEPEER, 2001). Uma representação esquemática pode ser vista na Figura 4.2. A antena transmissora é capaz de emitir ondas de rádio com pulso de $13 \mu s$, proporcionando uma resolução de 2 km, numa taxa de repetição de 2144 pulsos por segundo (pps). Os radares foram projetados para operar automaticamente 24 horas por dia.

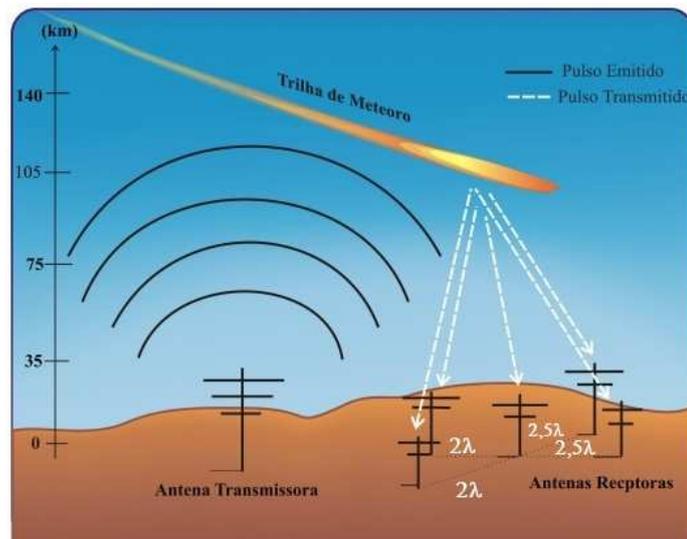
4.1.1 Princípio de funcionamento

Os cometas que orbitam nosso sistema solar, principalmente os que estão na vizinhança do Sol, sofrem erupções devido às altas temperaturas em seu núcleo quando exposto a radiação solar, isso provoca a ejeção de partículas para o meio interplanetário. O movimento de translação da Terra em sua órbita em torno do Sol, coleta para sua atmosfera essas partículas (oriundas principalmente dos cometas). Assim, diariamente a atmosfera terrestre é penetrada por milhões de partículas de poeiras oriundas do meio interplanetário, conhecidas como meteoróides. Quando estes entram na atmosfera terrestre, inicia-se a interação com o meio, a partir da colisão com as moléculas gasosas é iniciado a vaporização. Os meteoróides sofrem um processo de ablação, sendo produzido ao longo de sua trajetória trilhas de gás composta por íons e elétrons, de curta duração. Durante o processo de formação das trilhas, os constituintes têm a capacidade de emitir luz, fenômeno chamado de meteoro.

A detecção da trilha meteórica é feita pelo radar SKiYMET a partir da emissão de pulsos eletromagnéticos, que, ao interagir com a trilha de plasma, são refletidos em todas as direções. As ondas de rádio que penetram no interior da trilha faz com que as

partículas vibrem devido à ação do vetor campo elétrico, com isso, as partículas emitem ondas eletromagnéticas que são então detectadas pelas antenas receptoras. Este processo está ilustrado na Figura 4.2.

Figura 4.2 – Representação esquemática do princípio de funcionamento do radar meteórico e sua configuração de antenas. Fonte: Adaptado de Montenegro et al. (2009, p.28).



A altitude da trilha meteórica no céu é estimada através do atraso (ou diferença de fase) dos ecos recebidos pelas antenas receptoras. Porém “divergências” são encontradas nas medições, pois a taxa de repetição de pulso (2144 Hz) produz rélicas (aliasing) de 70 km na amostragem dos alcances, ou seja, seria impossível decidir se um meteoro tem um alcance de 65, 135 ou 205 km. No entanto essa limitação é resolvida através da combinação das medidas da posição angular, aliada ao fato de que a maioria dos meteoros ocorrem entre 70 e 110 km de altura. De acordo com [Hocking, Fuller e Vandeppeer \(2001\)](#), a concentração de meteoros tem valores máximos em torno de 90 km de altitude. O sistema proporciona detecções entre 1000 e 3000 ecos úteis por dia, tornando possível a determinação do vento horário em faixas de 3 km variando de 82 a 100 km ([CLEMESHA; BATISTA; SIMONICH, 2001](#)). Para cada rastro detectado o radar registra a velocidade radial, distância e ângulos em seu banco de dados. Mas antes de determinar estes parâmetros, o sistema examina as informações do sinal com intuito de confirmar se é ou não de um meteoro. Para esta finalidade a qualidade do sinal é determinada através da análise de coerência de fase.

Detalhes adicionais sobre o sistema, modo de operação e método de detecção de meteoros para o radar SkiYMET são descritos por [Hocking, Fuller e Vandeppeer \(2001\)](#).

4.1.2 Estimando o vento

Os ventos da atmosfera superior sempre foram parâmetros de grande interesse da pesquisa de rádio-meteoros. Durante a existência da trilha meteórica, as partículas

carregadas em seu meio são transportadas (advectada) pelo movimento do vento atmosférico eletricamente neutro. A partir da evolução da trilha meteórica no tempo, vários cálculos são realizados com os dados dos ecos detectados, possibilitando informações a respeito da velocidade e direção dos ventos nas altitudes em que os meteoros foram detectados. A ação do vento sobre a trilha pode ser percebida devido a um deslocamento Doppler da frequência, Δf , no eco recebido. Este deslocamento Doppler está relacionado com a velocidade radial do vento, v_r , da seguinte forma:

$$v_r = \frac{\lambda}{2} \Delta f, \quad (4.1)$$

onde λ é o comprimento de onda do radar. Assim, com as informações da velocidade radial, pode-se estimar as componentes dos ventos.

As velocidades dos ventos são estimadas a partir de uma combinação de velocidades radiais de cada meteoro identificado em todo o céu. De acordo com [Hocking, Fuller e Vandeppeer \(2001\)](#), as velocidades radiais dos meteoros são determinadas com o auxílio de funções de autocorrelação e correlação cruzada associadas aos meteoros detectados, e da taxa de mudança de fase no intervalo próximo a zero. A média e o desvio padrão são obtidos usando-se todas as correlações cruzadas possíveis entre todos os sinais das cinco antenas receptoras, como também as funções de autocorrelação de cada receptor.

A pesquisa desenvolvida neste trabalho segue a metodologia descrita em [Lima \(2004\)](#), para estimativa das componentes dos ventos horizontais.

4.2 Dados de vento neutro

Os dados dos ventos obtidos através dos radares meteóricos possuem séries temporais com medições de sete camadas atmosféricas com 4 km de espessura, centradas nas altitudes de 81, 84, 87, 90, 93, 96, 99 km, para as localidades de São João do Cariri, Cachoeira Paulista e Collm.

As medidas dos ventos horizontais utilizadas, são amostradas a cada 24 horas (um dia) em todas as séries temporais, para a componente zonal e meridional de cada camada, uma vez que objetivo principal foca no estudo das oscilações com periodicidades diárias. Os períodos de dados que dispomos para estudar a oscilação de interesse estão indicados nas tabelas 4.1 (hemisfério sul) e 4.2 (hemisfério norte) pelas partes destacadas em cinza escuro, as épocas em branco indicam falta de dados. A falta de dados está relacionado a momentos de inatividade dos radares ou indisponibilidade.

Tabela 4.1 – Hemisfério sul - Brasil

ANO	Verão			Outono			Inverno			Primavera		
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1999												
2000												
2001												
2002												
2003												
2004												
2005												
2006												
2007												
2008												
2009												
2010												
2011												
2012												
2013												
2014												
2015												
2016												
2017												
2018												
2019												

Tabela 4.2 – Hemisfério norte - Alemanha

ANO	Inverno			Primavera			Verão			Outono		
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1999												
2000												
2001												
2002												
2003												
2004												
2005												
2006												
2007												
2008												
2009												
2010												
2011												
2012												
2013												
2014												
2015												
2016												
2017												
2018												
2019												

4.3 Técnicas de análises dos dados

O estudo de séries temporais é comum nas mais diversas áreas do conhecimento. Uma vez que análise de dados sobre fenômenos da natureza é de grande importância, pois leva à compreensão de suas características. No entanto, as séries temporais obtidas de processos naturais têm caráter não estacionário, ou seja, os momentos estatísticos (média, variância, etc.) associados a esta série varia em qualquer segmento considerado.

As séries temporais (não estacionárias) analisadas apresentam uma boa resolução de dados, sendo poucas as situações em que as medições não foram registradas. Para intervalos entre um dia e dois com dados ausentes, a técnica da interpolação linear foi empregada. Com o intuito de obter a evolução temporal das oscilações de quase 10 dias, as séries temporais foram submetidas a um filtro Passa Banda (BandPass Filter) com banda de passagem para períodos entre 7 e 13 dias.

Nas seções seguintes serão abordadas as ferramentas matemáticas utilizadas para

análise das medidas dos ventos, as quais possibilitaram o estudo de ondas planetárias desenvolvido neste trabalho. Foram empregadas as seguintes técnicas: análise harmônica e análise em ondaletas (wavelet analysis).

4.3.1 Estimativa da amplitude e fase das ondas de quase 10 dias

Um dos focos desta pesquisa é determinar as características e examinar a estrutura vertical das oscilações de 10 dias. Para isso, os dados de ventos de cada localidade foram submetidos à técnica de análise harmônica. O processamento dos dados com essa técnica foi realizado considerando-se uma janela contendo 30 dias de dados das séries com uma amostra (um ponto) por cada dia. O cálculo é repetido pelo avanço da janela dia a dia. Este procedimento mostra-se adequado pois o tamanho da janela é satisfatório para as periodicidades investigadas. Estudos envolvendo esta técnica tem sido frequentemente realizados como por [Lima et al. \(2004\)](#), [Lima et al. \(2006\)](#), [Araújo et al. \(2014\)](#).

Para estimar a estrutura vertical da amplitude e fase dos sinais periódicos, as séries temporais de ambas as componentes e em cada altitude, foram submetidas à análise harmônica, usando a técnica de ajuste dos mínimos quadrados. Para isso, Esta pesquisa utilizou a função de ajuste como sendo:

$$X(t) = V_0 + \sum_{i=1}^k A_i \cos\left(\frac{2\pi t}{T_i} + \phi_i\right), \quad (4.2)$$

supondo que a oscilação de quase 10 dias esteve presente nos campos de ventos horizontais durante todo o tempo. Na Equação 4.2, $x(t)$ representa a série temporal dos ventos (zonal e meridional), V_0 é a média dos ventos, A_i corresponde a amplitude, T_i o período e ϕ_i a fase. O índice i foi escolhido como sendo igual a 1 para o período de ~ 10 dias.

A partir dos valores das amplitudes diárias, foram calculadas as médias compostas para cada localidade. A média foi obtida a partir de uma série de anos considerados em sequência e os dados ausentes não foram ponderados no cálculo.

- Cálculo do comprimento de onda vertical:

Com as informações da fase, é possível estimar o comprimento de onda vertical associado as ondas de quase 10 e 16 dias para a época em que foram identificadas. O método consiste em: 1) é plotado graficamente o perfil vertical da fase e observado se a estrutura é descendente ou ascendente. 2) Em seguida procura-se uma função $f(x) = ax + b$ que melhor se ajusta ao perfil vertical de fase, sendo considerados os ajustes para valores de $R^2 \geq 0,9$. É conhecido que o comprimento de onda é definido como:

$$\lambda = v\tau \quad (4.3)$$

sendo v a velocidade de propagação vertical e τ o período da onda. A velocidade v é adotada como sendo o ângulo de inclinação (a) obtido da função de ajuste, uma vez que $a = \Delta H / \Delta t = \tan \alpha$, é o ângulo que $f(x)$ possui em relação ao eixo x . Os erros referentes a (a) e (b) também são calculados e utilizados com o propósito de um melhor ajuste. Assim, com as informações de v e τ , estima-se o comprimento de onda vertical.

4.3.2 Análise em ondaletas (wavelet analysis)

Uma das maneiras de analisar uma série temporal é avaliar a assinatura espectral associada aos componentes periódicos presentes na mesma. No entanto, estas análises requerem formalismos matemáticos robustos como a transformada de ondaletas (transformada wavelet). O termo “ondaletas” utilizado nesta seção segue a definição de [Morettin \(1999\)](#). Este método surgiu para suprir a deficiência da transformada janelada de Fourier (TFJ) em análise de sinais não estacionários, cujo objetivo é estudar fenômenos que ocorrem de forma transiente na natureza ([BOLZAN, 2006](#)).

Antes do nascimento da Transformada janelada de Fourier as análises eram feitas apenas com o uso da transformada de Fourier. A ideia deste método consiste em decompor um sinal em termos de funções bases senos e cossenos, possibilitando a decomposição do conteúdo espectral de uma série como a soma das contribuições individuais de cada frequência presente no sinal. A deficiência da transformada de Fourier surge da incapacidade de fornecer informação sobre a localização temporal das periodicidades presentes na série. Isso se torna uma barreira para o estudo de fenômenos transientes, como é o caso, por exemplo, das ondas planetárias. Para resolver o problema da localização temporal, foi criada a transformada janelada de Fourier, no entanto o problema foi parcialmente resolvido. A transformada janelada de Fourier subdivide a série temporal em segmentos (janelas) fixos e então aplica a transformada de Fourier a cada segmento existente. Fornecendo desta maneira alguma informação da localização temporal das periodicidades presentes na série. No entanto, persiste na transformada janelada de Fourier dois empecilhos: (1) uma vez definido o tamanho da janela, não é possível alterá-la durante o cálculo, logo, pode existir na série frequências que não se ajustam ao tamanho da janela, com isso dificultando sua identificação. (2) As funções bases (senos e cossenos) “explodem” as suas energias ($E \rightarrow \infty$).

Os dois empecilhos persistentes na transformada janelada de Fourier foram solucionados pelos matemáticos franceses, Jean Morlet e Alex Grossman na década de 80 ([BOLZAN, 2006](#)). Eles idealizaram uma função base ($\psi(t)$) capaz de manter a energia finita. Basicamente, a forma desta função constitui-se em pequenas ondas moduladas por uma curva gaussiana, o que soluciona o primeiro problema. O segundo problema é solucionado através do processo de transladação da função ao longo de todo o eixo temporal. A nova função base $\psi(t)$ é chamada de ondaleta “mãe”, pois gera um conjunto

de funções devido aos processo de dilatação $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$ e translação $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$, sendo chamadas de ondaletas “filhas”, em termos das quais uma função $f(t)$ (sinal) pode ser decomposta. A ondaleta mãe é expressa como:

$$\psi_{a,b}(t) = a^{-1/2} \psi \left(\frac{t-b}{a} \right), \quad (4.4)$$

onde a é o parâmetro de dilatação e b o parâmetro de translação ($a, b \in \mathfrak{R}, a \neq 0$). O termo $a^{-1/2}$ é o parâmetro de normalização que serve para manter a energia das ondaletas filhas igual a da ondaleta mãe.

A transformada ondaleta contínua de uma função $f(t)$ pode ser definida como:

$$W(a, b) = |a|^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) f(t) dt, \quad (4.5)$$

onde ψ^* é o conjugado complexo de ψ .

Uma ondaleta mãe deve satisfazer duas propriedades importantes, a primeira é conhecida como condição de admissibilidade, a qual é necessária para a existência de uma transformada de ondaletas inversa (LIMA, 2004), e assegura que a função ondaleta tem uma forma ondulatória:

$$C_\psi = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\hat{\psi}(\omega)}{|\omega|} d\omega < +\infty, \quad (4.6)$$

em que $\hat{\psi}(\omega)$ é a transformada de Fourier da ondaleta, $\psi(t)$.

A segunda condição garante que a amplitude vá a zero subitamente para permitir sua localização espacial:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) \psi^*(t) dt = 1. \quad (4.7)$$

Utilizando a transformada inversa de ondaletas a partir da Equação 4.5, a função $f(t)$ pode ser reconstruída:

$$f(t) = C_\psi^{-1} \int_0^\infty \frac{da}{a^2} \int_{-\infty}^{\infty} |W(a, b)|^2 db. \quad (4.8)$$

Pode-se obter o espectro de energia da ondaleta integrando-se a Equação acima da seguinte maneira:

$$P(a) = C_\psi^{-1} a^{-2} \int_{-\infty}^{\infty} |W(a, b)|^2 db. \quad (4.9)$$

A análise de ondaletas quando aplicada a um sinal calcula as informações com base na técnica chamada de análise de multi-resolução, em que consiste em decompor um sinal

em vários níveis de resolução, sendo considerado o total de pontos da série como $s = 2^n$. Esta análise é bem ilustrada por Bolzan (2006).

As aplicações das análise de ondaletas neste trabalho foram realizadas com a ondaleta mãe de Morlet, que é contínua e definida como (COMPO, 1998):

$$\psi(\eta) = \pi^{-1/4} e^{-j\omega_0\eta} e^{-\frac{\eta^2}{2}} \quad \omega_0 \geq 5, \quad (4.10)$$

onde ω_0 é a frequência adimensional e η é um parâmetro de tempo adimensional.

A transformada de ondaletas aplicada a uma série temporal fornece a variância (potência ou energia, espectral), amplitude e fase, associada a cada componente de frequência, todos em termos da evolução no tempo (COMPO, 1998). Isso pode ser verificado graficamente em contornos, onde o eixo das abscissas representa a evolução temporal, as ordenadas a classe de frequências (ou períodos) e o eixo z a densidade de potência espectral (amplitude e fase) representada em uma escala de cor. Como a função de ondaletas ψ em geral é complexa, e sua transformada também, a potência espectral, amplitude e fase podem ser determinadas como:

$$\text{Potência espectral} = |W(a, b)|^2,$$

$$\text{Amplitude} = |W(a, b)| \text{ ou } \Re \{W(a, b)\},$$

$$\text{Fase} = \arctan \left(\frac{\Im \{W(a, b)\}}{\Re \{W(a, b)\}} \right).$$

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Amplitude estimada para onda de quase 10 dias

A seguir são apresentados os resultados obtidos por análise harmônica a partir dos dados de ventos medidos entre 80 e 100 km (região MLT), onde foram estimadas as amplitudes das oscilações de quase 10 dias. Deve-se observar que as escalas de cores nos gráficos são distintas para a componente zonal e meridional, como também para as médias compostas, pois o intuito é enfatizar as amplificações.

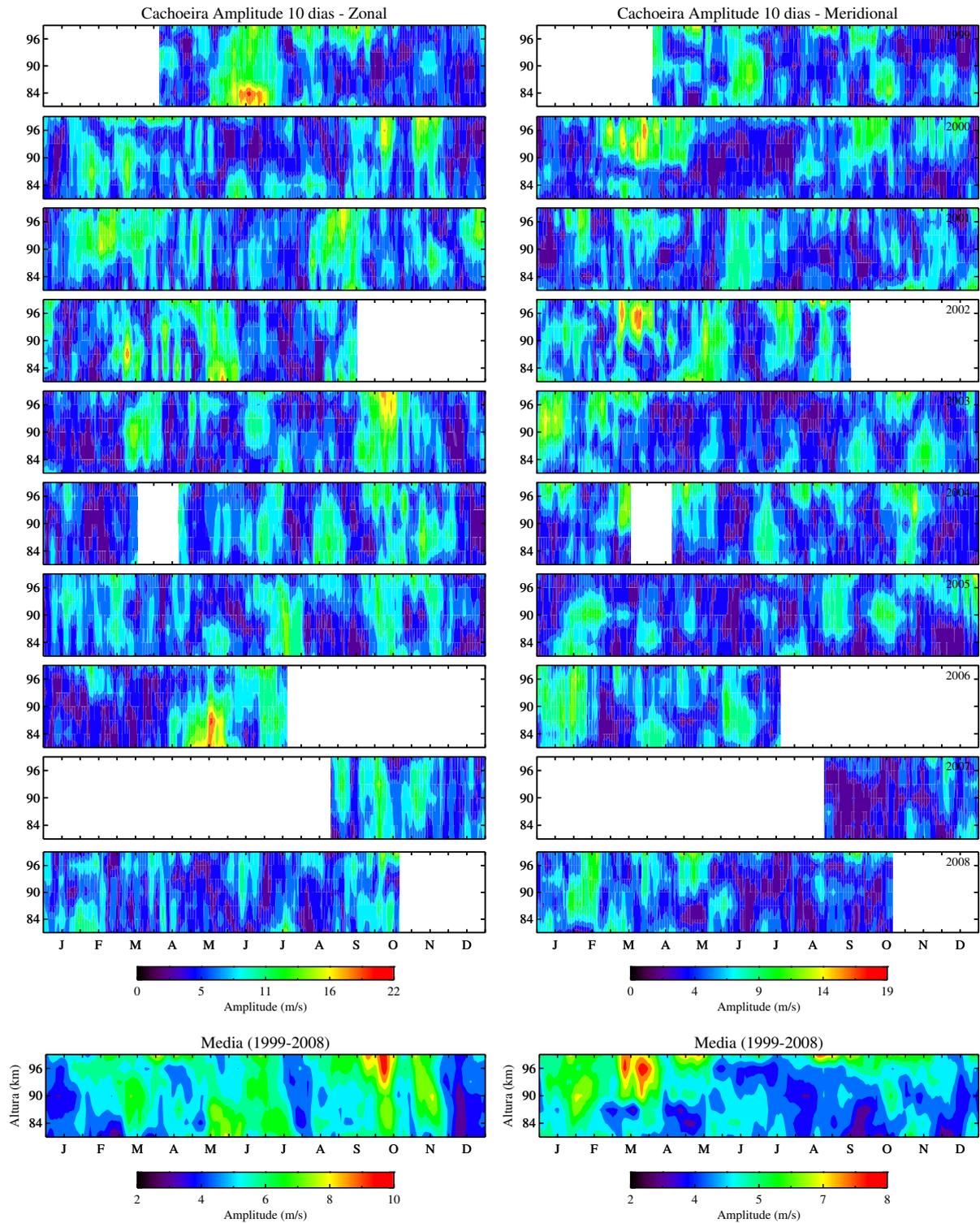
(a) Hemisfério sul

As Figuras 5.1 e Figura 5.2, apresentam a variabilidade da estrutura vertical da amplitude para o modo normal de Rossby de quase 10 dias para a localidade de Cachoeira Paulista. As análises foram separadas em duas partes devido a quantidade de anos. A primeira parte para os anos de 1999 a 2008 e a segunda para os anos de 2012 a 2019. As amplitudes estimadas e expressas em ambas as Figuras (5.1 e 5.2) são para as componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita) dos ventos. Os gráficos da base apresenta as estruturas verticais das amplitudes da média composta para cada componente.

A primeira parte do cálculo da amplitude está expressa na Figura 5.1, onde são apresentadas as amplitudes estimadas ano a ano a partir de abril de 1999 a outubro de 2008 (quase uma década de dados). As partes em branco nos gráficos representam a ausência de dados. Pode ser visto que as amplitudes na componente zonal são superiores à componente meridional. Os máximos vistos na componente meridional não apresentam uma relação clara com a componente zonal. A partir da Figura 5.1 observa-se que a amplitude da onda de 10 dias apresenta uma forte variabilidade interanual em ambas as componentes. É visível também uma sazonalidade anual com amplificações durante os equinócios, sendo mais comum na primavera austral, entre setembro e novembro. Como pode ser visto, as atividades da onda de 10 dias na componente zonal é mais evidente durante o outono (entre abril e junho) e primavera, e solstícios de inverno (entre final de junho e setembro) em cada ano, sendo menor no solstício de verão (janeiro a março). Os fortes eventos em que as amplitudes atingem valores próximos a 22 m/s podem ser considerados esporádicos, no entanto, possuem uma duração de quase um mês. Estes eventos ocorreram na componente zonal nos anos de 1999 na transição outono-inverno (em junho), 2003 no equinócio de primavera (entre setembro e outubro) e 2006 equinócio de outono (em maio), quando exibem uma estrutura vertical de amplitude com amplificações

distintas entre as altitudes, sendo em 1999 e 2006 as amplitudes foram maiores abaixo de 90 km enquanto que em 2003 foram maiores acima de 90 km. Os máximos vistos na componente meridional são singularizados às altitudes acima de 94 km e também esporádicos. É visível a baixa atividade da onda de 10 dias no solstício de verão (entre janeiro e março) na componente zonal e mais ativa na componente meridional em alguns anos. Ainda na Figura 5.1 é apresentada a estrutura vertical da amplitude obtida pela média composta para os anos analisados (1999-2008), e encontra-se abaixo dos respectivos gráficos anuais das amplitudes. A média composta confirma de modo geral a atividade dos eventos de 10 dias em ambos os equinócios de outono (entre março e maio) e primavera (entre setembro e novembro), e no solstícios de inverno para a componente zonal. Já a componente meridional apresenta uma amplitude média mais ativa no solstício de verão (entre janeiro e março) e equinócio de outono (entre março e abril) com máximas acima de 90 e 94 km, respectivamente.

Figura 5.1 – Estrutura vertical da amplitude da onda de quase 10 dias para as componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita) e sua respectiva média composta (gráficos da base) obtidos dos ventos de Cachoeira Paulista durante os anos de 1999 a 2008.



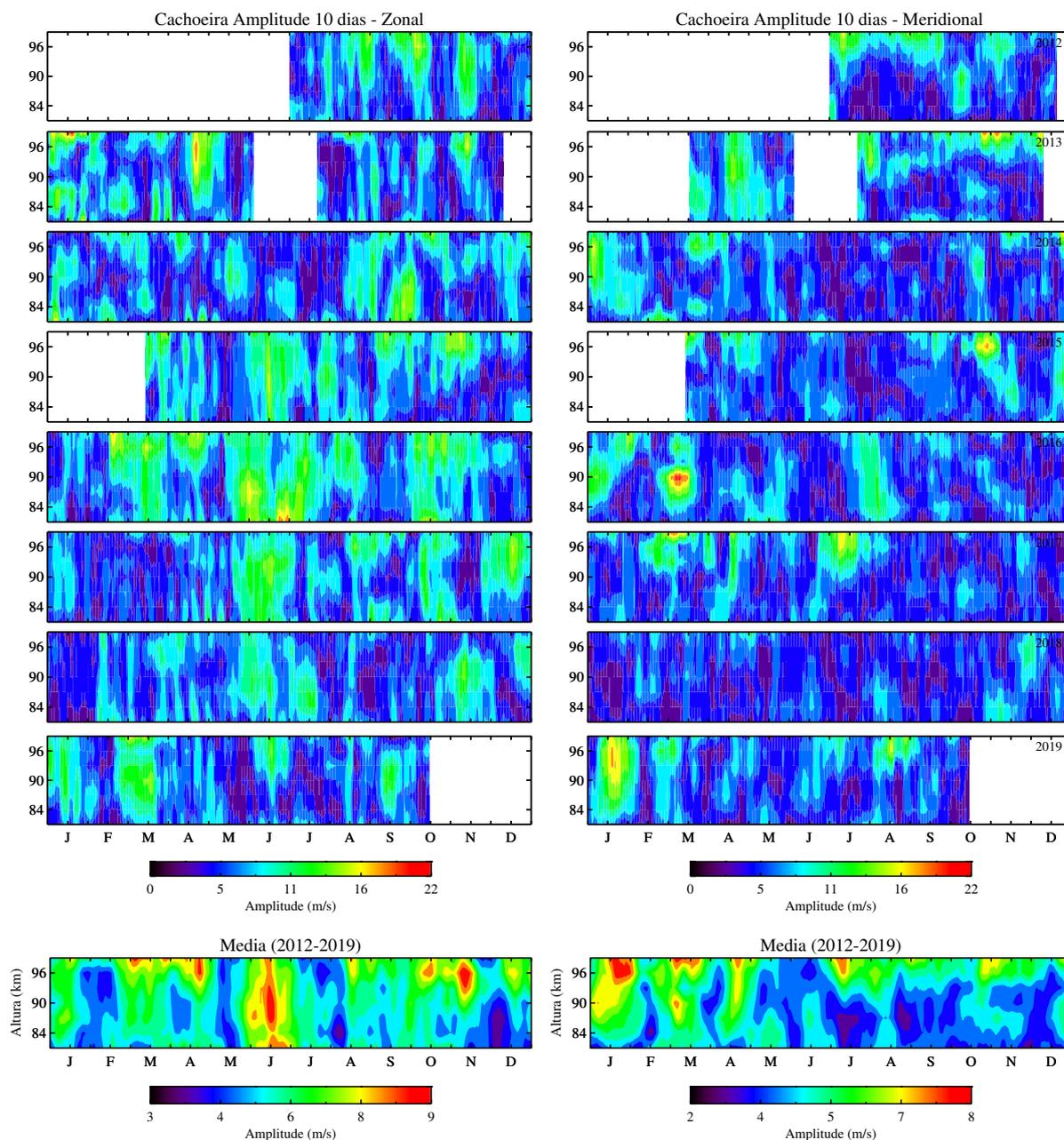
A segunda parte de dados para Cachoeira Paulista são de 2012 a 2019, e os resultados para amplitude está representado na Figura 5.2. É visível uma ligeira semelhança entre as

épocas de ocorrência dos eventos de ondas de 10 dias com a componente zonal dos anos anteriores (Figura 5.1), em que são registradas amplificações em épocas correspondentes durante ambos equinócios (outono e primavera) e mais ativa no solstício de inverno (meio do ano). De acordo com a Figura 5.2, as máximas amplitudes atingidas são também da ordem de 22 m/s, e mais uma vez a componente meridional não mostra uma relação com os eventos da componente zonal. As estruturas verticais da amplitude da onda de 10 dias na componente zonal se apresentam bem definidas, porém os máximos variam em altitude para cada ano. É visível também uma variabilidade interanual, sendo mais ativa na componente zonal. Fortes eventos de onda são observados em 2013 no final do outono, entre o outono-inverno de 2016 e em 2019 na transição verão-outono. É visível uma sazonalidade de 2015 a 2019, na transição outono-inverno (maio a junho) mais intensa do que nos anos de 1999 a 2008. As amplitudes registradas na componente meridional são um pouco menores do que às da componente zonal, no entanto, um forte evento é verificado em janeiro de 2019 com amplitudes da ordem de 20 m/s.

A estrutura vertical da média composta da amplitude da onda quase de 10 dias, obtidas para os anos de 2012 a 2019, confirma de maneira geral a forte atividade da onda de 10 dias na componente zonal durante a transição outono-inverno, com estrutura vertical bem definida em cada altitude. Atividades também são registradas em ambos os equinócios (no outono, entre março e maio, e na primavera entre setembro e novembro), porém restritas a altitudes acima de 94 km. Já a média composta da componente meridional apresenta certa concordância com o resultado obtido na primeira parte de dados (1999 a 2008), em que a maior atividade também é observada no solstício de verão e equinócio de outono com máximas acima de 94 km. A média composta da componente meridional confirma que as amplitudes da componente zonal são superiores às suas.

As amplitudes registradas na componente zonal são superiores às da componente meridional em todos os anos analisados, Figuras 5.1 e 5.2. Este fato é consistente com o previsto teoricamente, onde a amplitude do modo de Hough para onda de 10 dias (Figura 3.2 (b)) na componente zonal é superior às da componente meridional para a latitude de Cachoeira Paulista.

Figura 5.2 – Amplitudes da onda de 10 dias observadas para os anos de 2012 a 2019.



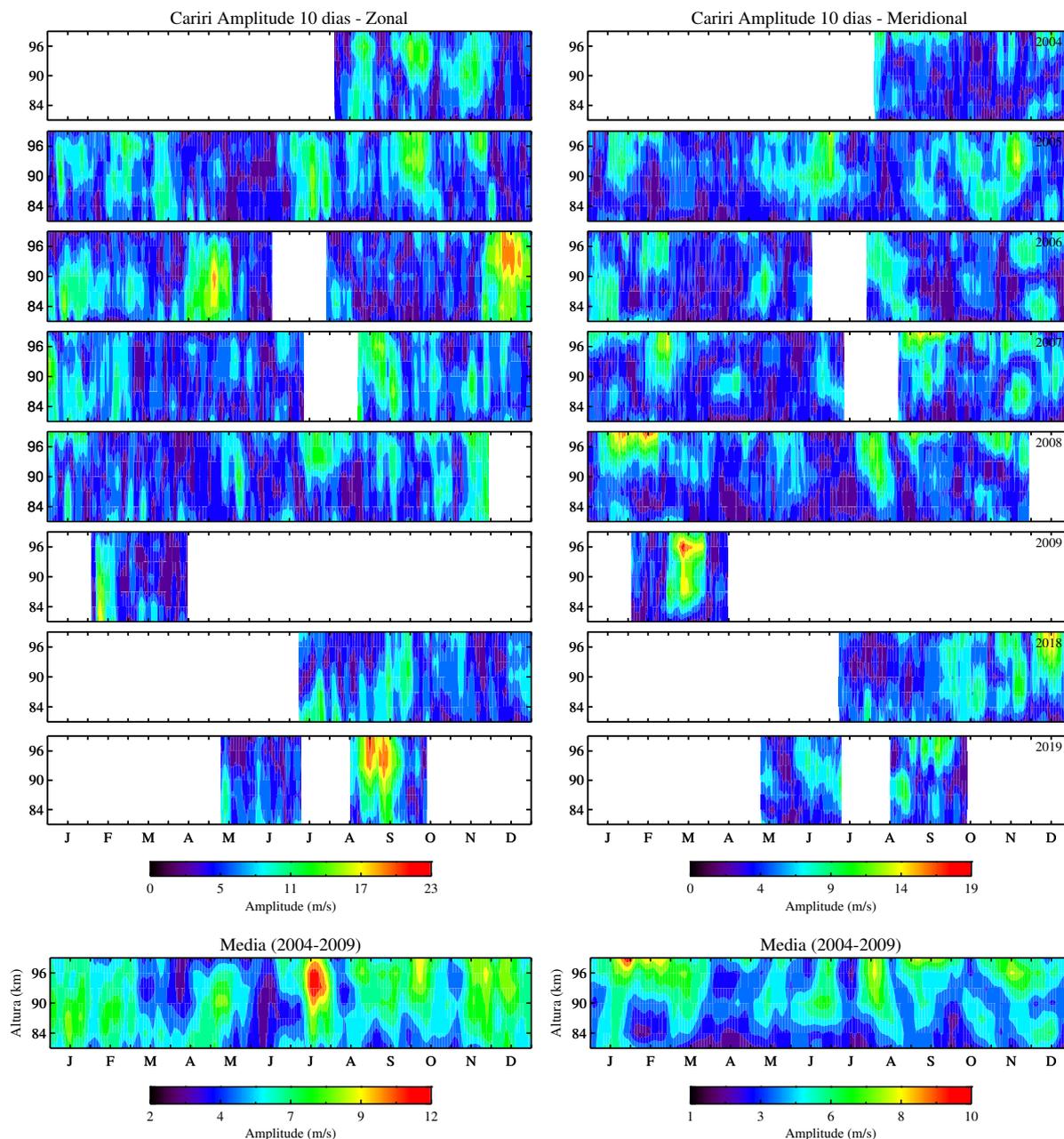
Os resultados das estruturas verticais da amplitude da onda de 10 dias para São João do Cariri estão expressos na Figura 5.3 para ambas as componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita), durante agosto de 2004 a abril de 2009 e para julho de 2018 a outubro de 2019. Novamente as partes em branco expressam a ausência de medições. Observando-se a Figura 5.3, para os primeiros cinco anos (2004 a 2008), na componente zonal, verifica-se amplificações em épocas correspondentes às de Cachoeira Paulista com valores praticamente iguais 22 a 23 m/s. Amplificações são verificadas no outono (entre abril e maio) e primavera (entre setembro e novembro) e durante o solstício de inverno (entre julho e agosto), no entanto alguns eventos são

identificados durante o solstício de verão, entre janeiro e março. O evento identificado em 2006 durante o equinócio de outono (abril a maio) em Cachoeira Paulista é também visualizado na componente zonal de São João Cariri com valores de amplitude quase iguais. Em dezembro de 2006 (componente zonal) é registrado em São João do Cariri um evento com amplitude elevada da ordem de 20 m/s. Ainda na componente zonal, um forte evento foi registrado no final do inverno de 2019 (entre agosto-setembro), este também é verificado na componente zonal de Cachoeira Paulista, porém com amplitude menor do que a registrada em Cariri que é de 23 m/s. Outros eventos também podem ser observados, mas com amplitude da ordem de 13 m/s. Como esperado, a componente meridional não mostra uma relação com as amplificações da componente zonal. E também as amplificações da componente meridional são inferiores às registradas na componente zonal. Um evento notório pode ser visto na componente meridional no ano de 2009 durante o final do verão início de outono (em março) onde a assinatura de amplitude registrou valores da ordem de 19 m/s.

Assim como em Cachoeira Paulista os eventos de onda de 10 dias com amplitudes elevadas identificados em São João do Cariri, têm caráter esporádicos. É verificado também na Figura 5.3 (gráficos da base), a estrutura vertical da média composta das amplitudes para os anos de 2004 a 2009, em que verifica-se que a média composta da componente zonal apresenta amplificações máximas no início do inverno (mês de julho) para altitudes acima de 90 km. É verificado também assinaturas nos equinócios de outono (entre abril e março) e primavera (entre o final de setembro e início de dezembro) e solstício de verão entre janeiro e fevereiro. A média composta da componente meridional apresenta amplificações acima de 90 km, sendo mais ativa no solstício de verão durante janeiro e fevereiro. Como pode ser visto, em média, os valores das amplitudes da componente zonal para Cariri são superiores às de Cachoeira Paulista.

Os resultados das amplitudes verificadas em São João do Cariri estão em desacordo com o esperado teoricamente, pois para o modo de Hough (com número de onda zonal 1) com período de 10 dias (Figura 3.2 (b)), em latitudes equatoriais as amplitudes diminuem para valores próximos de zero. E isso não se verifica, pois na verdade os valores estimados das amplitudes registradas em São João do Cariri, são superiores às de Cachoeira Paulista, que deveriam ser maiores, de acordo com o modo teórico de Hough.

Figura 5.3 – Estrutura vertical da amplitude da onda de quase 10 dias para as componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita) e sua respectiva média composta (gráficos da base) obtidos dos ventos de São João do Cariri durante os anos de 2004 a 2009 e 2018 a 2019.

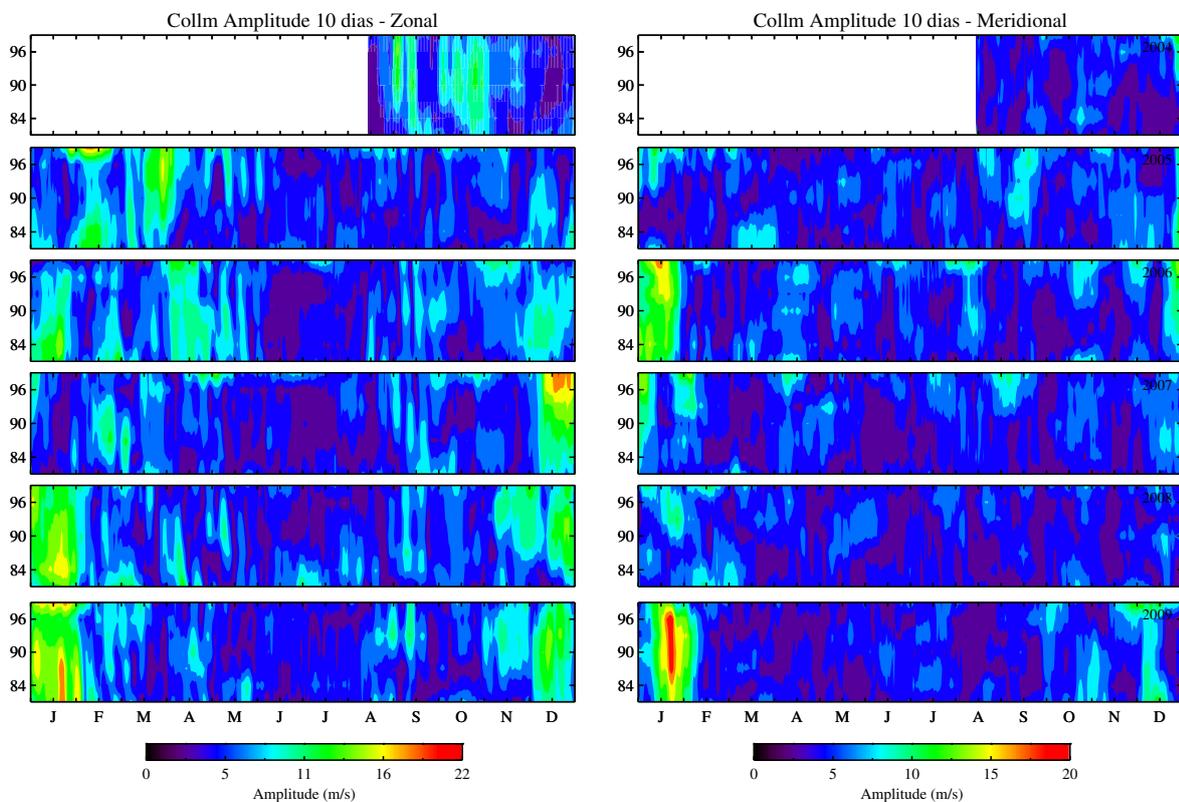


(b) Hemisfério norte

A seguir são apresentados os resultados das análises feitas para as estruturas verticais e variabilidade temporal da amplitude da onda de 10 dias estimadas a partir das medidas vento obtidas na localidade de Collm no hemisfério norte, nos gráficos das Figuras 5.4 e 5.5. A Figura 5.4 expressa as amplitudes estimadas a partir dos dados de vento durante agosto de 2004 a dezembro de 2009. A partir da Figura 5.4, pode-se observar

máximas amplitudes na componente zonal (gráficos da coluna esquerda) durante o inverno boreal (em janeiro e fim de dezembro), e também assinaturas com amplitudes menores em torno dos equinócios de primavera (entre abril e maio) e outono (entre outubro e novembro). A componente meridional expressa na Figura 5.4 (gráficos da coluna direita), apresenta amplitudes significativas apenas no inverno (como em 2006 e 2009), onde é visível uma estreita relação com as amplitudes da componente zonal, o que não se vê no hemisfério sul. Dois fortes eventos com amplitudes da ordem de 20 m/s foram registrados na componente zonal em dezembro de 2007 com máxima amplificação acima de 96 km, e entre janeiro e fevereiro de 2009. Este último pode ser visto em ambas componentes na Figura 5.4, tendo máximas em quase toda estrutura vertical. Em ambas as componentes não é registrado nenhuma assinatura de onda de 10 dias no solstício de verão (meio do ano, verão boreal). Porém, nos anos de 2006 a 2009, as amplitudes registradas no inverno (em janeiro e final de dezembro) superaram às verificadas nos dois equinócios de ambas as componentes.

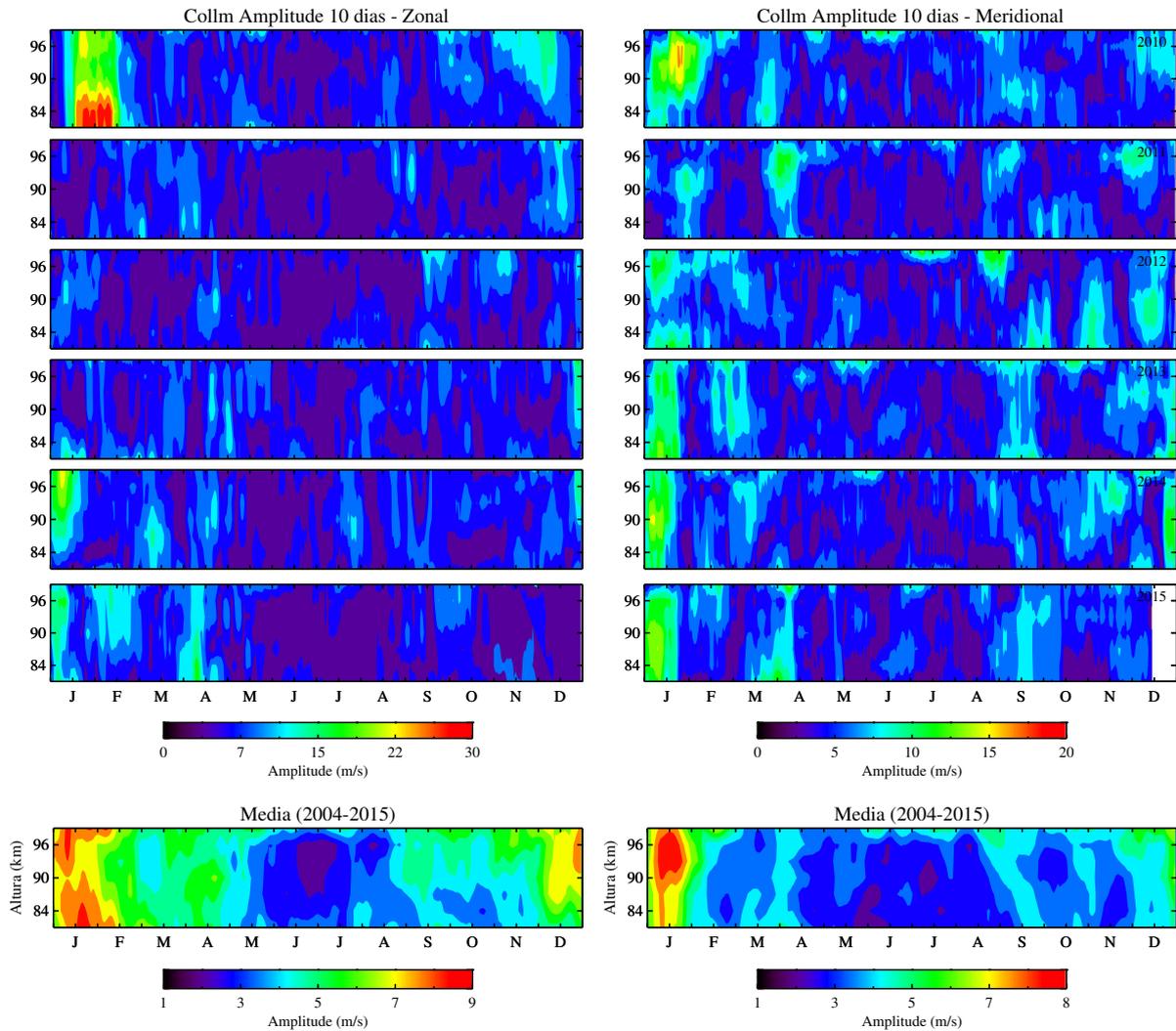
Figura 5.4 – Estrutura vertical da amplitude da onda de quase 10 dias para as componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita) e sua respectiva média composta (gráficos da base) obtidos dos ventos de Collm durante os anos de 2004 a 2009.



Os gráficos da Figura 5.5 representam as estruturas verticais da amplitude da onda de quase 10 dias durante janeiro de 2010 a dezembro de 2015, e também a estrutura vertical

da média composta das amplitudes estimadas de agosto de 2004 a dezembro de 2015 (gráficos da base). A partir da Figura 5.5, as amplitudes registradas na componente zonal (gráficos da coluna esquerda) possuem amplitudes significativas em 2010, 2014 e 2015, com destaque para o evento ocorrido entre janeiro e fevereiro do ano de 2010, onde a amplitude estimada atingiu cerca de 30 m/s. Este evento exibiu uma estrutura vertical de amplitude bem definida em todas as altitudes (sendo mais forte abaixo de 84 km). A atividade na componente zonal durante os equinócios de primavera e outono foi reduzida em todos os anos. A componente meridional (gráficos da coluna direita) também apresenta amplitudes consideráveis durante o início dos anos (solstício de inverno). Em 2010 a componente meridional registrou também uma elevada amplitude no início do ano. Algumas assinaturas são vistas nos equinócios, no entanto com amplitudes reduzidas (menores que 10 m/s). Novamente, como nos anos anteriores de 2004 a 2009, ambas componentes não expressam assinaturas de onda de 10 dias no verão boreal (meio do ano). Como pode ser notado, as amplitudes da componente meridional são inferiores às da componente zonal. A estrutura vertical da média composta das amplitudes (gráficos da base), confirma a forte atividade de ondas de 10 dias no solstício de inverno (mês de janeiro) em ambas as componentes. São observadas também assinaturas em ambos os equinócios, no entanto, com amplitudes inferiores às do inverno, sendo mais evidente na componente zonal durante o equinócio de primavera. De maneira geral, como mostra a média das amplitudes na Figura 5.5, não são evidenciadas ondas de 10 dias durante o solstício de verão.

Figura 5.5 – Estrutura vertical da amplitude da onda de quase 10 dias estimada durante os anos de 2010 a 2015 nas componentes zonal (gráficos da coluna esquerda) e meridional (gráficos da coluna direita) e sua respectiva média composta (gráficos da base) obtidos dos ventos de Collm durante os anos de 2004 a 2015.



A partir das análises dos resultados das estruturas verticais das amplitudes para onda de quase 10 dias, pode ser constatada uma clara variabilidade interanual em ambos os hemisférios. Durante os equinócios de outono e primavera (abril a junho e outubro a dezembro, respectivamente) do hemisfério sul, pode ser notada na componente zonal a presença de amplificações da onda em ao menos uma dessas duas estações (ou até nas duas), sendo mais forte em Cachoeira Paulista. Durante o inverno austral (julho a setembro) os eventos de onda de 10 dias são também evidentes, ocorrendo em quase todos os anos, com amplitudes maiores para a localidade de Cachoeira Paulista. Isso está de acordo com o aumento em amplitude do modo de Hough com período de 10 dias em $\pm 30^\circ$ de latitude para componente zonal dos ventos. No inverno boreal (fim de dezembro a

março do ano seguinte) se verifica em ambas componentes dos ventos, amplitudes elevadas, sendo que as da componente zonal são superiores às da componente meridional. Os eventos do inverno boreal se mostram mais ativos do que os do inverno austral, com amplitudes mais elevadas para os anos analisados. Isto está de acordo com os resultados encontrados por Forbes e Zhang (2015) em seu estudo utilizando medidas de temperatura, onde as amplitudes verificadas no inverno boreal foram superiores às do inverno austral. Este fato é apontado como sendo devido a efeitos das condições atmosféricas de fundo, em que ventos para leste favorecem a propagação ascendente de ondas planetárias cuja direção seja para oeste (FORBES; ZHANG, 2015; JOHN; KUMAR, 2016). Forbes e Zhang (2015) identificaram amplitudes máximas em altas latitudes, sendo mais fortes para o hemisfério norte durante o solstício de inverno e em ambos os equinócios. No entanto, isso não se verifica na componente zonal dos ventos para os meses de equinócios do hemisfério sul, onde as amplitudes registradas são superiores às do hemisfério norte. Atividade de ondas de 10 dias também fora verificada durante o inverno boreal e austral em altas latitudes por John e Kumar (2016), sendo constatado que as amplitudes registradas durante o solstício de inverno no norte foram relativamente superiores às do sul (também para condições de inverno).

Para altitudes acima de 93 km, as amplitudes na componente zonal durante os equinócios de primavera austral, são ligeiramente superiores às do inverno, de 2000 a 2008 em Cachoeira Paulista. Utilizando 5 anos de medições de temperatura obtidas em altas latitudes do hemisfério sul, John e Kumar (2016) verificaram que as amplitudes de ondas de quase 10 dias durante os equinócios de primavera foram superiores às do inverno austral.

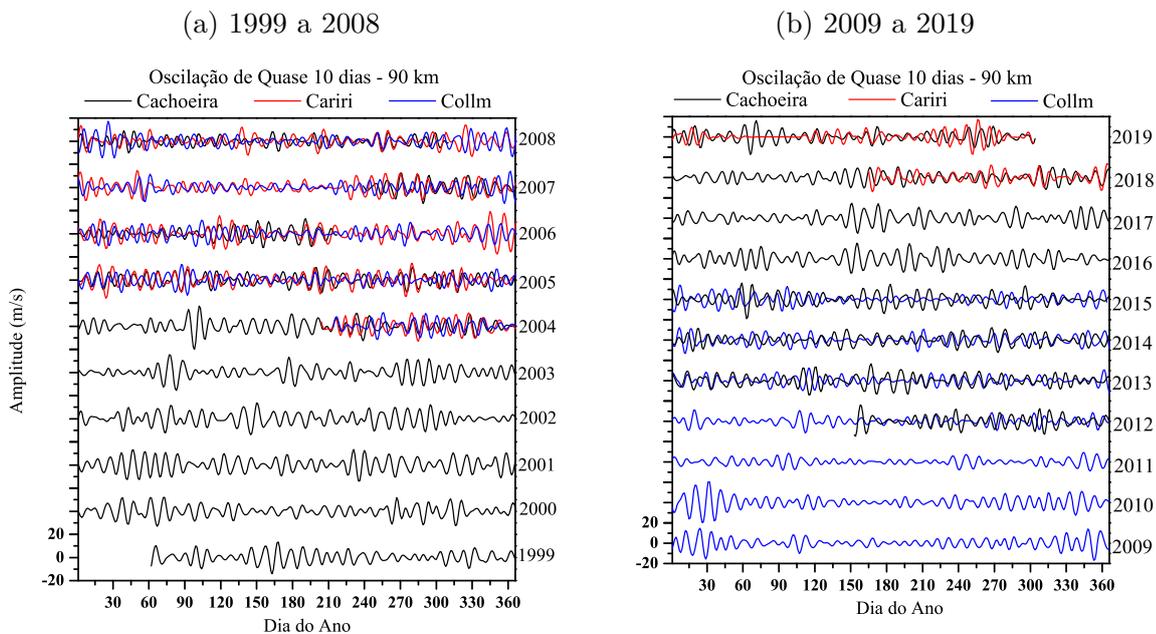
As amplitudes estimadas em latitudes equatoriais (São João do Cariri) apresentam em alguns anos valores consideráveis na componente zonal, superiores a 20 m/s (2006 e 2019, por exemplo). É esperado teoricamente para o modo de Hough de 10 dias valores com uma tendência nula nestas latitudes, pois o modo normal de 10 dias é antissimétrico em relação ao equador (Ver Figura 3.2(b)). Logo, para os anos analisados (2004 a 2009 e 2018 a 2019) na localidade de São João do Cariri, a componente zonal dos ventos não apresenta uma tendência assimétrica. Numa atmosfera ideal o modo normal de 10 dias é antissimétrico e nulo no equador, porém numa atmosfera real isso não se verifica (FORBES; ZHANG, 2015).

Os eventos com amplitudes acima de 20 m/s e de natureza esporádica registrados no hemisfério sul, podem ser explicados como sendo devido à épocas de alta atividade estratosférica, ou seja, estando relacionados a fenômenos de SFW (aquecimento final da estratosfera). Eventos de ondas com períodos de quase 10 dias foram investigados por Yu et al. (2019) em medidas de ventos da região MLT durante o aquecimento final da estratosfera polar ocorrido na primavera boreal de 2015, em diferentes latitudes do hemisfério norte.

Onde foi constatado um aumento na amplitude da onda de 10 dias, sendo mais evidente após o SFW no equinócio. Em recente estudo realizado por Yamazaki e Matthias (2019), foram constatadas ondas de quase 10 dias e de grande amplitude durante eventos de aquecimentos finais da estratosfera (SFW). O aumento em amplitude foi verificado em eventos de ondas de quase 10 dias ocorridas na primavera boreal de 2005, 2015 e 2016.

As medidas dos ventos diários foram submetidas ao filtro Passa Banda considerando-se uma faixa de período compreendido entre 7 e 13 dias (0.077 e 0.143 ciclos por dia), cujo objetivo é verificar o comportamento das oscilações de quase 10 dias no domínio do tempo. A partir da Figura 5.6, pode ser observado os resultados obtidos com o filtro, fixado na altitude de 90 km, para os anos de 1999 a 2019 de acordo com os dados disponíveis nas tabelas 4.1 e 4.2. A aplicação do filtro foi restrita apenas a componente zonal dos ventos, uma vez que, nesta componente as oscilações de 10 dias mostraram coerência quanto a presença nas diferentes camadas consideradas. Estes gráficos foram construídos na mesma escala (-20 a 20 m/s) com o eixo das abscissas sendo o dia do ano e o eixo das ordenadas os valores das amplitudes. As linhas em preto representam o resultado do filtro para a localidade de Cachoeira Paulista, a linha vermelha para São João do Cariri e a linha azul para a localidade de Collm. Na Figura 5.6 (a), tem-se os filtros obtidos para os anos de 1999 a 2008 e na Figura 5.6 (b), os filtros obtidos para os anos de 2009 a 2019.

Figura 5.6 – Filtro Passa Banda aplicado na componente zonal dos ventos obtidos para altura de 90 km, para as localidades de Cachoeira Paulista (linhas pretas), São João do Cariri (linhas vermelhas) e Collm (linhas azuis).



De acordo com a Figura 5.6 em geral, pode ser notado amplificações em épocas correspondentes aos meses em que a amplitude mostrou-se ativa, conforme mostrado nas Figuras 5.1 a 5.5. Pode ser visto também que, nos eventos onde a amplitude foi registrada como alta, as flutuações apresentadas no filtro também se destacaram, como é o caso de

1999, 2001, 2003, 2006, 2009, 2010 e 2019. Os eventos identificados nos anos de abril de 1999 a março de 2002, já foram identificados por Lima (2004), usando os dados de ventos de Cachoeira Paulista.

Para cada época, a amplitude varia bastante ao longo de cada estação apresentando intervalos de maiores e menores intensidades. A variabilidade interanual também pode ser verificada. Pode ser constatado que as oscilações de 10 dias apresentam uma sazonalidade na componente zonal durante o inverno boreal, em quase todos os anos. As quais superam em amplitude os eventos registrados durante os equinócios boreais. Também se verifica que durante o verão boreal, nenhuma atividade de onda de quase 10 dias é verificada. Os eventos do inverno verificados em Collm, superam em amplitude os eventos registrados durante os invernos no hemisfério sul. A sazonalidade no inverno austral mostra-se efetiva, porém os eventos ocorridos durante os equinócios de outono e primavera (entre abril e junho, e setembro a novembro, respectivamente) foram superiores em amplitude. É visível a ocorrência da onda cerca de três vezes por ano no hemisfério sul, sendo estas no outono, inverno e primavera. Pode ser verificado também que, os eventos ocorridos em São João do Cariri, possuem amplitudes maiores do que os de Cachoeira Paulista para condições de primavera.

Os ventos filtrados apresentam amplificações quase em fase para os eventos ocorridos em períodos correspondentes nas localidades de Cachoeira Paulista e São João do Cariri. Assim, os eventos registrados em Cachoeira Paulista também se verificam em São João do Cariri, o que caracteriza a natureza global da onda. Como era esperado, uma vez que Cachoeira Paulista e São João do Cariri estão no mesmo hemisfério e em latitudes próximas. Amplificações também foram registradas em épocas correspondentes nas três localidades durante o equinócio de outono (entre o fim de março a início de junho). Estes eventos foram registrados nos anos de 2005, 2006 e 2013 (o evento de 2013 se verifica apenas em Cachoeira Paulista e Collm, devido à indisponibilidade de dados de São João do Cariri). Os eventos de 2005 e 2013 possuem quase os mesmos valores de amplitude em cada localidade. No entanto, esse fenômeno não se verifica em outras estações e se restringe apenas a estes anos.

Os eventos típicos do hemisfério sul, aparecem até três vezes por ano, durante o outono, inverno e primavera; isso se verifica em ambas localidades (Cachoeira Paulista e São João do Cariri). Já no hemisfério norte, os eventos mais típicos são para condições de inverno (ocorridos entre final de dezembro a final de março), ocorrendo em quase todos os anos. No entanto, também se verificam amplificações durante os equinócios boreais. O verão boreal não apresenta nenhum evento de onda de 10 dias. Os eventos que ocorrem entre dezembro a março, provavelmente são gerados no hemisfério norte e podem penetrar no hemisfério sul dependendo das condições atmosféricas de fundo, assim suas amplificações podem ser percebidas no verão austral (como em São João do Cariri). As

que ocorrem entre julho e outubro no hemisfério sul (do inverno a primavera) ainda não se pode afirmar sua origem, pois não se tem elementos para afirmar isto.

5.2 Estudo de caso

A seguir serão apresentadas algumas análises específicas para os eventos de grandes amplitudes, como densidade de energia espectral estimada através da análise de ondaletas, estrutura vertical de amplitude e fase, e o comprimento de onda vertical estimado a partir da velocidade de fase.

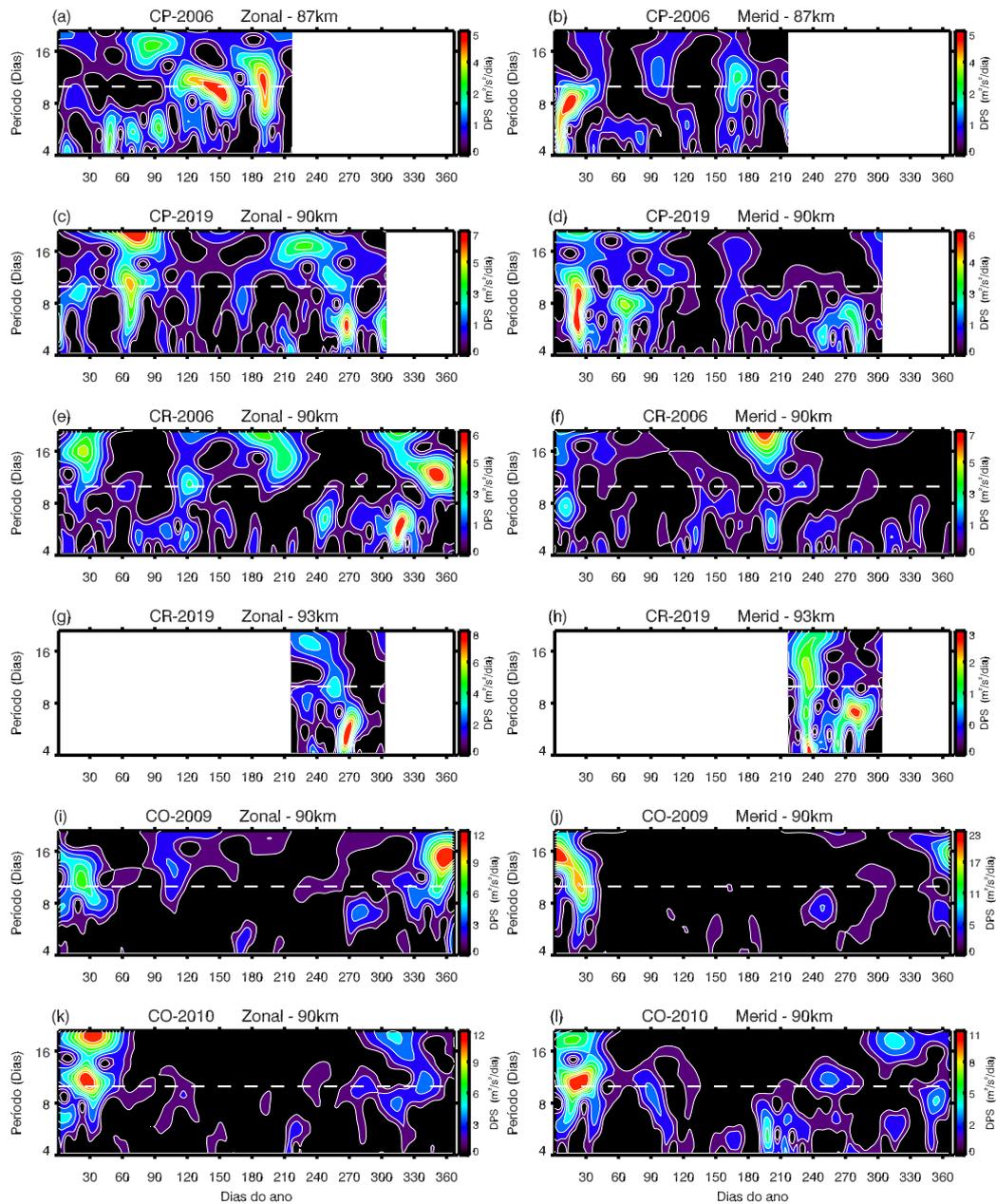
Os dados de ventos nos quais as oscilações de quase 10 dias registraram grande amplitude, foram submetidos a análise de ondaletas e estão representados nos gráficos da Figura 5.7 para ambas componentes dos ventos. O eixo das abscissas representa o dia do ano, as ordenadas o período em dias e a escala de cores a energia espectral. Os gráficos da coluna esquerda representam os resultados das análises na componente zonal e os da coluna direita para componente meridional. As duas primeiras linhas de gráficos da Figura 5.7 (painéis (a-d)), representam a densidade de potência espectral estimada para as séries temporais de 2006 e 2019, nesta ordem, para as alturas de 87 e 90 km para Cachoeira Paulista. As duas linhas de gráficos do meio (painéis (e-h)) representa o estimado para São João do Cariri com as séries de 2006 (altura de 90 km) e 2019 (altura de 93 km). E as duas últimas (painéis (i-l)), as ondaletas estimadas a partir das séries dos dados de Collm durante 2009 e 2010 para 90 km de altitude, respectivamente. As setas tracejadas em branco, fixa no eixo das ordenadas específica o período de 10 dias, e as lacunas em branco estão relacionadas a ausência de dados. As alturas foram escolhidas de tal modo que a ênfase da oscilação estivesse clara, com isso, a assinatura espectral em São João do Cariri é mais forte em 93 km e para Cachoeira Paulista em 87 km.

A partir das análises de ondaletas apresentadas na Figura 5.7, podem ser vistas assinaturas com densidade de energia espectral associadas a períodos de quase 10 dias na componente zonal e meridional. Os eventos de Cachoeira Paulista apresentam energia espectral associada a oscilações com período de 10 dias durante o outono, no dia 140 do ano de 2006 (painel (a)) na componente zonal. Já em setembro de 2019 (painel (c)), é visível a assinatura de onda de 10 dias que perdura entre os dias 250 e 270 (primavera), porém com menor intensidade. As análises de ondaletas dos ventos de São João do Cariri também apresentam energia espectral associada a oscilações com períodos de 10 dias, em dezembro de 2006 (entre os dias 330 e 360, início de verão, painel (e)). Em setembro de 2019 entre os dias 240 e 270 (primavera), painel (g), os ventos de São João do Cariri apresentam assinatura espectral associada a onda de quase 10 dias, em época correspondente a assinatura observada em Cachoeira Paulista (painel (c)). Novamente, a componente meridional não apresenta uma relação clara com os eventos registrados na

componente zonal do hemisfério sul. Como apresentado pelas amplitudes estimadas das medidas de vento obtidas em Collm, é verificada energia espectral associada a ondas de quase 10 dias durante o mês de janeiro (inverno boreal), entre os dias 15 e 30 de 2009 e 2010 em ambas as componentes, como mostra a Figura 5.7 painéis (i) a (l), respectivamente.

Assim, a partir destas análises, pôde ser constatada a atividade de ondas com períodos de quase 10 dias na região MLT (entre 80 e 100 km), durante os equinócios de outono e primavera austral, e durante o inverno boreal.

Figura 5.7 – Análise de ondaletas aplicada nas medidas de vento para componente zonal (coluna esquerda) e meridional (coluna direita).

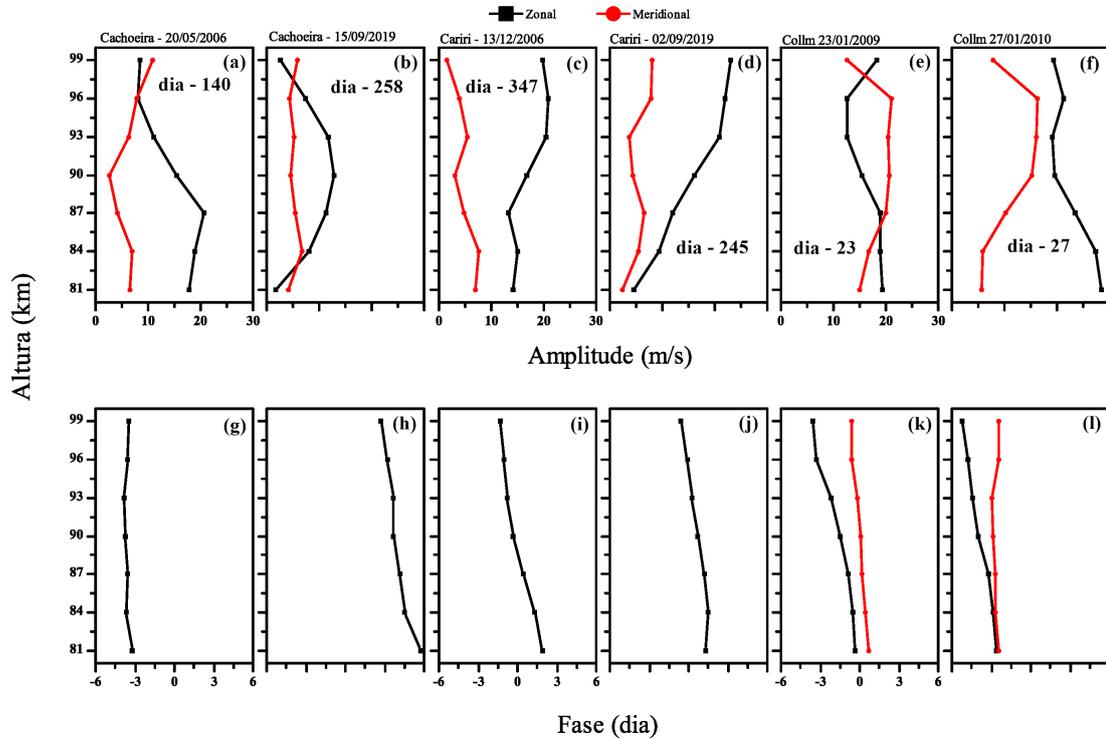


A partir das análises de ondaletas, os eventos destacados nesta seção foram: em Cachoeira Paulista nos anos de 2006 e 2019, durante o outono (mês de maio) e na primavera (setembro) respectivamente. Os eventos de São João do Cariri foram registrados em dezembro de 2006 e setembro de 2019 (mesma época de Cachoeira). E para a localidade de Collm, foram selecionados os eventos para janeiro de 2009 e 2010.

As estruturas verticais de amplitude e fase estimadas para estes eventos estão representadas nos painéis da Figura 5.8, para dias específicos indicados em cada gráfico. Os painéis superiores da Figura 5.8 (a-f) representam as amplitudes máximas estimadas para cada evento. Os inferiores, a estrutura vertical de fase Figura 5.8 (g-l). O cálculo das fases é referente à informação do horário em que a função de ajuste atinge o primeiro

máximo.

Figura 5.8 – Estrutura vertical da amplitude e fase para os eventos de ondas de quase 10 dias de grande amplitude.



As amplitudes apresentam variabilidade com a altura em todos os eventos considerados. Na Figura 5.8 (a), evento observado em Cachoeira Paulista (maio de 2006), a amplitude na componente zonal atingiu um valor maior que 20 m/s em torno de 87 km e em seguida decresceu com a altura. Sua estrutura vertical de fase apresenta uma inclinação descendente, Figura 5.8 (g). Para o evento de setembro de 2019, Figura 5.8 (B), a amplitude alcançou valores de 12 m/s entre 87 e 93 km de altura, sendo menor acima e a baixo. Sua estrutura vertical de fase também é descendente, Figura 5.8 (h). Em dezembro de 2006 localidade de São João do Cariri, a amplitude superou os 20 m/s para alturas acima de 93 km, abaixo disso, os valores foram maior que 15 m/s, Figura 5.8 (c), e com estrutura vertical de fase descendente, Figura 5.8 (i). O segundo evento de grande amplitude verificado em São João do Cariri no mês de setembro de 2019, apresenta uma amplitude que cresce em altura alcançando valores próximos de 25 m/s, Figura 5.8 (d), e também possui uma estrutura vertical de fase com inclinação descendente Figura 5.8 (j). As amplitudes na componente meridional para os eventos observados no hemisfério sul, apresentaram valores baixos, logo sua análise de fase foi desconsiderada, pois o ajuste não consegue resolver a fase, o que leva a erros, impossibilitando a análise.

As amplitudes dos eventos observados em Collm (hemisfério norte) no mês de janeiro de 2009 e 2010, estão representadas nas Figuras 5.8 (e) e (f), respectivamente. Na Figura 5.8 (e), evento de 2009, a amplitude na componente zonal alcançou valores

próximos à 20 m/s em alturas abaixo de 87 km. No entanto, acima a amplitude decai com a altura, e a componente meridional por sua vez supera a zonal, registrando valores maiores que 20 m/s. O evento de 2010, como mostra a Figura 5.8 (f), possui amplitudes próximas a 30 m/s abaixo de 84 km, e decresce acima desta altitude, mas os valores se mantêm maiores ou iguais a 20 m/s. A componente meridional também apresenta valores consideráveis, maiores que 15 m/s, entre 87 e 93 km de altura. As estruturas verticais de fase para ambas as componentes destes eventos Figuras 5.8 (k) e (l), são descendentes.

As amplitudes verificadas em cada localidade são da ordem de valores já registrados em medidas de vento da região MLT, como nos trabalhos de Lima (2004), Yu et al. (2019). No entanto, Takahashi et al. (2013) em seu estudo registrou amplitudes associadas a ondas de quase 10 dias com valores de 8 m/s, em ambas as componentes dos ventos. As estruturas verticais de fase para cada evento indicam uma propagação ascendente da onda, ou seja, a energia se propaga de baixo para cima. Isso está de acordo com os resultados de Lima (2004), Yu et al. (2019), onde os perfis verticais de fase inferidos a partir de dados de ventos possuíram comportamento descendente. Estruturas verticais de fase estimadas em medidas de temperatura com inclinação descendente também têm sido verificadas para ondas de quase 10 dias (FORBES; ZHANG, 2015; YAMAZAKI; MATTHIAS, 2019).

O evento verificado em setembro de 2019 para a localidade de Cachoeira Paulista, é o que apresenta a menor amplitude de todos os selecionados. No entanto, este mesmo evento foi verificado também em São João do Cariri, o qual apresentou amplitudes acima de 22 m/s. No entanto, o esperado para o modo normal de Rossby de 10 dias com número de onda zonal 1, era que, em Cachoeira Paulista se verificasse maior amplitude, pois em latitudes ± 30 a função de Hough atinge o máximo (ver Figura 3.2 (b)) na componente zonal, mas isso não se verifica numa atmosfera real. O evento que não se encaixa no modo normal de número de onda zonal 1, pode se encaixar em um outro modo de 10 dias com número de onda zonal diferente. No entanto, não se têm elementos suficientes para embasar alguma conclusão nesse sentido.

As amplitudes registradas na componente meridional observadas em Collm, estão de acordo com o modo de Hough de 10 dias, uma vez que este modo se amplifica em altas latitudes na componente meridional.

A partir das informações das estruturas verticais de fase, os comprimentos de onda vertical para os eventos destacados foram inferidos e estão representados na Tabela 5.1. É apresentado na Tabela 5.1, o ano e local em que os eventos ocorreram, dia do ano, velocidade de fase e comprimento de onda vertical. Após estimada a velocidade de fase, o comprimento de onda vertical foi obtido utilizando o método descrito na Seção 4.3.2. Dentre os eventos, pode ser observado que o maior comprimento de onda vertical registrado na componente zonal foi de 72 km, para onda de 10 dias em Cachoeira Paulista no mês de setembro. Para este mesmo evento, o comprimento de onda estimado em São João

do Cariri foi de 67 km, próximo ao verificado em Cachoeira Paulista. Pode ser notado que, quanto mais lenta a velocidade de fase, menor o comprimento de onda vertical. O menor comprimento de onda vertical para os eventos do hemisfério sul é verificado em São João do Cariri, para onda de quase 10 dias identificada no final da primavera de 2006 (dia 347). A onda de quase 10 dias observada na componente meridional dos ventos de Collm para o ano de 2009, apresentou um comprimento de onda vertical duas vezes maior do que o aferido na componente zonal, sendo de 101 km. Os resultados estimados para o comprimento de onda vertical para as oscilação de quase 10 dias identificadas são similares em ordem aos de Lima (2004), Takahashi et al. (2013), Yu et al. (2019).

Tabela 5.1 – Velocidade de fase vertical e seus respectivos comprimentos de onda verticais para os eventos de ondas de quase 10 dia identificados com grande amplitude.

Ano (local)	Dia do Ano	Velocidade de Fase (km/dia)	λ_z (km)
2006 (CP)	140	8.04 (Z)	± 68 (Z)
2019 (CP)	258	8.95 (Z)	± 72 (Z)
2006 (CR)	347	5.16 (Z)	± 42 (Z)
2019 (CR)	245	7.12 (Z)	± 67 (Z)
2009 (CO)	23	4.84 (Z) e 12.63 (M)	± 39 (Z) e ± 101 (M)
2010 (CO)	27	6.4 (Z)	± 51 (Z)

CP - Cachoeira Paulista; CR - São João do Cariri; CO - Collm; λ_z - Comprimento de onda vertical; Z - Zonal; M - Meridional.

6 Conclusões

O presente trabalho apresenta um estudo que complementa o entendimento da oscilação de quase 10 dias em medidas de vento da região da alta mesosfera e baixa termosfera (entre 80 e 100 km), fornecendo características a respeito de sua climatologia em diferentes latitudes de ambos os hemisférios.

As medidas de ventos diários estimadas pelos radares localizados em Cachoeira Paulista e São João do Cariri, hemisfério sul, e em Collm, hemisfério norte, foram submetidas às técnicas de análise harmônica e ondaletas (wavelet analysis). Com a aplicação da análise harmônica foi possível estimar a estrutura vertical da amplitude para os eventos de ondas de quase 10 dias, produzindo assim uma caracterização da variabilidade interanual da amplitude da onda de quase 10 dias em medidas de vento neutro. As amplitudes estimadas permitiram o estudo climatológico do modo normal de 10 dias. Portanto, as conclusões alcançadas por este trabalho estão elencadas a seguir:

- As análises de ondaletas indicaram a assinatura espectral nas medidas de ventos associadas a oscilações de quase 10 dias para os anos selecionados.
- A onda de 10 dias apresenta uma regularidade anual para o hemisfério sul em ambas localidades, apresentando amplificações durante o equinócio de outono (entre o fim de março e junho), no inverno (entre julho e setembro) e na primavera (entre setembro e novembro). Durante o verão austral a atividade da onda de 10 dias mostra-se menor (ou menos regular).
- Durante o inverno boreal (em dezembro, e entre janeiro e fevereiro) a onda de 10 dias registrou fortes amplitudes em ambas as componentes dos ventos, tendo sua ocorrência verificada em quase todos os anos analisados. No entanto, durante o verão boreal (julho a setembro) as amplitudes estimadas não apresentam valores consideráveis. É visível também amplificações durante os equinócios de primavera (entre março e junho) e outono (entre setembro e novembro), porém, as amplitudes verificadas foram inferiores às da estação de inverno.
- É visível a variação da amplitude da onda de 10 dias entre as localidades, onde os eventos que ocorreram no inverno boreal superaram em amplitude os do inverno austral. Os eventos registrados durante os equinócios austrais (outono e primavera) apresentaram amplitudes superiores às dos equinócios boreais (primavera e outono).
- Os eventos de grande amplitude identificados no hemisfério sul, ocorreram durante as estações de outono e primavera. Já os do hemisfério norte se verificaram durante o inverno (dezembro-fevereiro).

- Os eventos de grande amplitude (selecionados na seção 5.2) apresentaram uma estrutura de fase descendente, o que indica uma propagação de energia ascendente da onda.
- Os comprimentos de ondas verticais estimados a partir das estruturas verticais de fase são consistentes com os da literatura.
- Foram verificadas divergências entre o esperado teoricamente para o modo de Hough de 10 dias e o verificado numa atmosfera real. Onde a amplitude estimada em São João do Cariri (latitudes equatoriais) não foram nulas, sendo na verdade iguais às de Cachoeira Paulista.

As características da oscilação de quase 10 dias verificadas nos ventos da região MLT, em ambos os hemisférios, apresentaram consistência com os aspectos observados por outros estudos, como a partir de medidas de temperatura. No entanto, esta pesquisa necessita de mais itinerários para consolidar outros aspectos relevantes da onda de quase 10 dias, como: investigar as possíveis fontes de geração de oscilações com períodos de quase 10 dias. Verificar as possíveis relações da onda planetária de quase 10 dias com os eventos de aquecimentos abruptos da estratosfera (SSW).

Referências

- ALVES, E. D. O. *Influência em curta duração de ondas planetárias na dinâmica das marés atmosféricas observadas nos ventos meteóricos de São João do Cariri-PB*. 256 p. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Campina Grande, 2012. Citado na página 47.
- ANDREWS, D. G. *An Introduction to Atmospheric Physics*. Second edi. New York: [s.n.], 2010. 237 p. ISBN 9780511729669. Citado na página 31.
- ANDREWS, D. G.; HOLTON, J. R.; LEOVY, C. B. *Middle atmosphere dynamics*. [S.l.: s.n.], 1987. Citado 5 vezes nas páginas 27, 39, 41, 42 e 50.
- ARAÚJO, L. R. et al. Planetary wave seasonality from meteor wind measurements at 7.4° S and 22.7° S. *Annales Geophysicae*, v. 32, n. 5, p. 519–531, 2014. ISSN 14320576. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 58.
- BEER, T. *Atmospheric Waves*. [S.l.]: Wiley, 1974. ISBN 9780470061855. Citado 3 vezes nas páginas 27, 34 e 35.
- BOLZAN, M. J. A. Transformada em ondeleta: Uma necessidade. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 28, n. 4, p. 563–567, 2006. ISSN 01024744. Citado 2 vezes nas páginas 59 e 61.
- CHAPMAN, S.; LINDZEN, R. S. Book. *Atmospheric tides; thermal and gravitational [by] Sydney Chapman [and] Richard S. Lindzen*. [S.l.]: Gordon and Breach New York, 1970. ix, 200 p. : p. Citado na página 39.
- CHEN, S. et al. The 10-day planetary wave examined by odin/osiris ozone profiles during late march 2002: comparison with ukmo and mf radar data. *International Journal of Remote Sensing*, Taylor and Francis, v. 32, n. 6, p. 1531–1544, 2011. Citado na página 49.
- CLEMESHA, B. R.; BATISTA, P. P.; SIMONICH, D. M. Simultaneous measurements of meteor winds and sporadic sodium layers in the 80 - 110 km region. *Advances in Space Research*, v. 27, n. 10, p. 1679–1684, 2001. ISSN 02731177. Citado na página 55.
- COMPO, C. T. e G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, p. 61–78, 1998. Citado na página 61.
- FORBES, J. M. Tidal and planetary waves. In: _____. *The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory*. [S.l.]: American Geophysical Union (AGU), 1995. p. 67–87. ISBN 9781118664247. Citado 3 vezes nas páginas 27, 41 e 44.
- FORBES, J. M. Wave coupling between the lower and upper atmosphere: Case study of an ultra-fast Kelvin wave. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 62, n. 17-18, p. 1603–1621, 2000. ISSN 13646826. Citado na página 41.
- FORBES, J. M.; ZHANG, X. Quasi-10-day wave in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, v. 120, n. 21, p. 11,079–11,089, 2015. ISSN 21562202. Citado 6 vezes nas páginas 27, 28, 48, 49, 73 e 80.

- HE, M. et al. Quasi-10-Day Wave and Semidiurnal Tide Nonlinear Interactions During the Southern Hemispheric SSW 2019 Observed in the Northern Hemispheric Mesosphere. *Geophysical Research Letters*, v. 47, n. 23, p. 1–9, 2020. ISSN 19448007. Citado na página 50.
- HIROOKA, T. Normal mode rossby waves as revealed by UARS/ISAMS observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 57, n. 9, p. 1277–1285, 2000. ISSN 00224928. Citado na página 47.
- HIROOKA, T.; HIROTA, I. Normal mode Rossby waves observed in the upper-stratosphere. 2. Second antisymmetric and symmetric modes of zonal wavenumbers 1 and 2. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 42, p. 536–548, 1985. Citado na página 48.
- HOCKING, W.; FULLER, B.; VANDEPEER, B. Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 63, n. 2-3, p. 155–169, 2001. ISSN 13646826. Citado 3 vezes nas páginas 54, 55 e 56.
- HOLTON, J. R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. [S.l.: s.n.], 2004. v. 88. 553 p. ISSN 0002-9505. ISBN 0123540151. Citado 2 vezes nas páginas 27 e 40.
- HUANG, K. M. et al. A nonlinear interaction event between a 16-day wave and a diurnal tide from meteor radar observations. *Annales Geophysicae*, v. 31, n. 11, p. 2039–2048, 2013. ISSN 09927689. Citado na página 27.
- JACOBI, C.; SCHMINDER, R.; KÜRSCHNER, D. Planetary wave activity obtained from long-period (2–18 days) variations of mesopause region winds over central europe (52 °n, 15 °e). *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 60, n. 1, p. 81–93, 1998. ISSN 1364-6826. Citado na página 49.
- JOHN, S. R.; KUMAR, K. K. Global normal mode planetary wave activity: a study using TIMED/SABER observations from the stratosphere to the mesosphere-lower thermosphere. *Climate Dynamics*, Springer Berlin Heidelberg, v. 47, n. 12, p. 3863–3881, 2016. ISSN 14320894. Citado 3 vezes nas páginas 28, 49 e 73.
- KELLEY, M. C. *The Earth's Ionosphere Second Edition*. [S.l.: s.n.], 2009. 576 p. ISBN 9780120884254. Citado na página 32.
- KINGSLEY, S. et al. Meteor winds over sheffield (53°N, 2°W). *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, v. 40, n. 8, p. 917–922, 1978. ISSN 0021-9169. Citado na página 48.
- KIRCHHOFF, V. W. J. H. *Introdução à Geofísica Espacial*. 1ª edição. ed. São Paulo: [s.n.], 1991. 149 p. Citado na página 31.
- LIMA, L. M. *Observações de ondas planetárias na região da mesopausa equatorial e de baixas latitudes do hemisfério sul*. 245 p. Tese (Doutorado) — INPE, 2004. Citado 6 vezes nas páginas 36, 56, 60, 75, 80 e 81.
- LIMA, L. M. et al. The 6.5-day oscillations observed in meteor winds over Cachoeira Paulista (22.7°S). *Advances in Space Research*, v. 36, n. 11, p. 2212–2217, 2005. ISSN 02731177. Citado na página 47.

- LIMA, L. M. et al. 16-Day Wave Observed in the Meteor Winds At Low Latitudes in the Southern Hemisphere. *Advances in Space Research*, v. 38, n. 11, p. 2615–2620, 2006. ISSN 02731177. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 58.
- LIMA, L. M. et al. Quasi-two-day wave observed by meteor radar at 22.7°S. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 66, n. 6-9, p. 529–537, 2004. ISSN 13646826. Citado 2 vezes nas páginas 47 e 58.
- MITCHELL, N. J. et al. The 16-day planetary wave in the mesosphere and lower thermosphere. *Annales Geophysicae*, v. 17, n. 11, p. 1447–1456, 1999. ISSN 09927689. Citado na página 27.
- MO, X.; ZHANG, D. Quasi-10-d wave modulation of an equatorial ionization anomaly during the Southern Hemisphere stratospheric warming of 2002. *Annales Geophysicae*, v. 38, n. 1, p. 9–16, 2020. ISSN 14320576. Citado na página 51.
- Morettin, P. *Ondas e ondaletas: da análise de Fourier à análise de ondaletas*. [S.l.]: Edusp, 1999. ISBN 9788531414787. Citado na página 59.
- PALO, S. E. et al. Planetary wave coupling from the stratosphere to the thermosphere during the 2002 Southern Hemisphere pre-stratwarm period. *Geophysical Research Letters*, v. 32, n. 23, p. 1–5, 2005. ISSN 00948276. Citado na página 50.
- PANCHEVA, D.; MUKHTAROV, P. *Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere*. [S.l.: s.n.], 2011. ISBN 9789400703261. Citado na página 46.
- PANCHEVA, D. et al. Planetary waves observed by TIMED/SABER in coupling the stratosphere-mesosphere-lower thermosphere during the winter of 2003/2004: Part 2-Altitude and latitude planetary wave structure. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 71, n. 1, p. 75–87, 2009. ISSN 13646826. Citado na página 27.
- RIGGIN, D. M. et al. Observations of the 5-day wave in the mesosphere and lower thermosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 68, n. 3-5, p. 323–339, 2006. ISSN 13646826. Citado na página 47.
- RISHBETH, H.; GARRIOTT, O. K. *INTRODUCTION TO IONOSPHERIC PHYSICS*. New York e London: [s.n.], 1969. 330 p. ISBN 0125889402. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 33.
- ROSSBY, C.-G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *Journal of Marine Research*, v. 2, n. 1, p. 38–55, 1939. Citado na página 27.
- SALBY, M. L. *Physics of the Atmosphere and Climate*. 2nd. ed. New York: Cambridge University Press, 2012. 647 p. ISBN 978-0-521-76718-7. Citado na página 36.
- SMITH, A. K. Global Dynamics of the MLT. *Surveys in Geophysics*, v. 33, n. 6, p. 1177–1230, 2012. ISSN 01693298. Citado na página 46.
- TAKAHASHI, H. et al. Planetary wave induced wind and airglow oscillations in the middle latitude MLT region. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Elsevier, v. 98, p. 97–104, 2013. ISSN 13646826. Citado 6 vezes nas páginas 27, 28, 46, 49, 80 e 81.

- WANG, H.; BOYD, J. P.; AKMAEV, R. A. On computation of Hough functions. *Geoscientific Model Development*, v. 9, n. 4, p. 1477–1488, 2016. ISSN 19919603. Citado na página [42](#).
- YAMAZAKI, Y.; MATTHIAS, V. Large-Amplitude Quasi-10-Day Waves in the Middle Atmosphere During Final Warmings. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 124, n. 17-18, p. 9874–9892, 2019. ISSN 21698996. Citado 6 vezes nas páginas [27](#), [28](#), [46](#), [50](#), [74](#) e [80](#).
- YAMAZAKI, Y. et al. September 2019 Antarctic Sudden Stratospheric Warming: Quasi-6-Day Wave Burst and Ionospheric Effects. *Geophysical Research Letters*, v. 47, n. 1, p. 1–12, 2020. ISSN 19448007. Citado na página [50](#).
- YU, F. R. et al. Quasi 10- and 16-Day Wave Activities Observed Through Meteor Radar and MST Radar During Stratospheric Final Warming in 2015 Spring. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 124, n. 12, p. 6040–6056, 2019. ISSN 21698996. Citado 6 vezes nas páginas [28](#), [50](#), [51](#), [73](#), [80](#) e [81](#).