



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIDADE ACADÊMICA DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**OBSERVAÇÃO DE OSCILAÇÕES DE 3-4 DIAS
NA MESOSFERA-IONOSFERA EQUATORIAL**

Leide Pricila da Silva

CAMPINA GRANDE

- Julho 2015 -

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIDADE ACADÊMICA DE FÍSICA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**OBSERVAÇÃO DE OSCILAÇÕES DE 3-4 DIAS NA
MESOSFERA-IONOSFERA EQUATORIAL**

Leide Pricila da Silva

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física da Universidade Federal de Campina Grande, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Física.

Área de Concentração: Física da Atmosfera.

Orientador: Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima

CAMPINA GRANDE

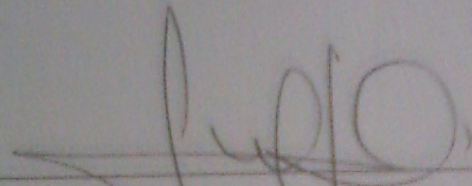
- Julho 2015 -

LEIDE PRICILA DA SILVA

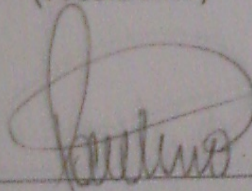
**OBSERVAÇÃO DE OSCILAÇÕES DE 3-4 DIAS NO SISTEMA MESOSFERA-
IONOSFERA NA REGIÃO EQUATORIAL**

Dissertação aprovada em 07/08/2015

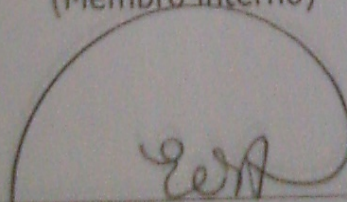
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima
Departamento de Física - UEPB
(Presidente)



Prof. Dr. Igo Paulino da Silva
Unidade Acadêmica de Física - UFCG
(Membro interno)



Prof. Dr. Edvaldo de Oliveira Alves
Departamento de Física - UEPB
(Membro externo)

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

S586o Silva, Leide Pricila da.
Observação de oscilações de 3 - 4 dias na mesosfera-ionosfera equatorial / Leide Pricila da Silva. – Campina Grande, 2015.
61 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Física) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2015.

"Orientação: Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima".

Referências.

1. Mesosfera. 2. Ionosfera. 3. Acoplamento Meosofera-ionosfera.
I. Lima, Lourivaldo Mota. II. Título.

CDU 53:52-852(043)

À Deus.

Agradecimentos

À Deus por sua presença, graça e misericórdia. Obrigada pela proteção, pelo amor e por sua fidelidade imerecida!

Ao meu orientador Prof. Lourivaldo Mota Lima, pela ótima orientação, pela paciência, dicas e apoio a mim prestados e, principalmente, por todo o conhecimento que obtive ao realizar este trabalho e ao cursar suas disciplinas. Muito obrigada.

À CAPES pelo suporte financeiro, que possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

Aos integrantes do Grupo Física da Atmosfera, pelas ricas discussões, pelas críticas e pelo apoio. Em especial à Dr^a. Ana Roberta Paulino e ao Dr. Edvaldo de Oliveira (Mará), pelos ensinamentos e pela disposição constante em ajudar.

Aos professores do departamento de física da UFCG pela disposição em contribuir na formação dos discentes. Em especial aos professores Ricardo Arlen Burity e Igo Paulino, pelos constantes incentivos e pela paciência.

Ao meu pai Pedro Calixto (in memoriam) por toda dedicação e pelo esforço em sempre mostrar que os nossos sonhos sempre são os limites.

À minha mãe Maria Jacinto e à meus irmãos (Pedro Calixto Filho, Paulo Calixto, João Calixto) e irmãs (Aparecida Calixto, Simone Calixto, Fabiane Calixto e Patricia Calixto) aos meus sobrinhos e cunhados (em especial à Gilson Fonseca e Josinaldo Justino), pelo apoio incondicional e indispensável.

À Dona Nita (Noemia Firmino), Manoel Batista (Neguinho), Ivan Firmino (Bia), Geraldo (Almir), Érica Firmino, Elson Roberto (Nego) e em especial à Silas Boaz pelas orações, compreensão, pelo apoio e sempre: conversas, risadas, galinha de capoeira e como

plano de fundo o chão seco e rachado do meu querido Cariri.

À igreja de Deus espalhada por todo o mundo. Em especial à igreja Congregacional de Serra Branca em que congrego, na pessoa do Pr. Eluzivan, Manuel Firmino (Beleza), Maria Firmino, Natanael Firmino (Caduco), Neves Brito, Eline Brito, Yonara Brito e Bruna Santiago. Agradeço pelas orações, momentos de descontração e por todos os ensinamentos.

Aos amigos Alyson José, Leandro Vélez, Márcia Leite e Robson Batista, que deixaram um legado exemplar e mesmo distantes sempre presentes quanto a disposição em contribuir.

Aos amigos que conquistei durante o mestrado Gabriela Coutinho, Priscila Santos, Desiane Gomes e Gival Pordeus. Grata pelos momentos juntos, pelo companherismo, pelas ricas discussões. De forma especial agradeço à Simony Santos pela amizade.

Disse Daniel: Seja bendito o nome de Deus, de eternidade a eternidade, por que dele é a sabedoria e o poder; é ele quem muda os tempos e as estações, remove reis e estabelece reis; ele dá sabedoria aos sábios e entendimento aos inteligentes. Ele revela o profundo e o escondido; conhece o que está em treva e com ele mora a luz. Daniel 2:20-22

Resumo

Foi investigado o acoplamento vertical em baixas latitudes no sistema atmosfera-ionosfera na região MLT equatorial impulsionado pela onda de 3-4 dias. Neste trabalho, se identificou eventos da onda 3-4 dias durante o período de janeiro a dezembro de 2005 nos ventos neutros obtidos por medições de radar localizados em São João do Cariri-PB, Brasil. A variação de 3-4 dias nas correntes elétricas ionosféricas na região E registrado por perturbações no campo geomagnético, foi estudada através de 4 magnetômetros localizados na região equatorial. Os resultados mostraram que as oscilações ocorridas nos ventos zonais em fevereiro-março, maio-junho, agosto e outubro-novembro, são compatíveis com a propagação de ondas ultra-rápido Kelvin. A estrutura de fase vertical foi descendente, compatível com a energia da onda ascendente, e comprimentos de onda verticais de cerca de 45 km foram encontrados nos primeiro, segundo e quarto eventos, o terceiro evento apresenta comprimento de onda vertical de 62 km. Os resultados mostraram eventos quase simultâneos da onda de 3-4 dias no campo geomagnético e nos ventos MLT, cuja propagação é para leste, que pode ser interpretado como devido à onda ultra-rápida de Kelvin, exceto para o terceiro acontecimento que mostrou propagação para oeste. O parâmetro que parece ser afetado é o dínamo campo elétrico.

Palavras-chave: Mesosfera, Ionosfera, Acoplamento meosofera-ionosfera.

Abstract

Vertical coupling in the low latitude atmosphere-ionosphere system driven by the 3-4 day wave in the equatorial MLT region was investigated. In this work a 3-4 day wave event during the period from January to December of 2005 identified in the neutral winds by radar measurements located at São João do Cariri-PB, Brazil. The 3-4 day variation in the ionospheric electric currents in the E region registered by perturbations in the geomagnetic field, was detected in the data from 4 magnetometer located in the equatorial region. The results showed that only the oscillations that occurred in the zonal winds in February-March, May-June, August, and October-November, are compatible with the ultra-fast Kelvin wave propagation. The vertical phase structure was descendent, compatible with ascending wave energy, and vertical wavelengths of about 45 km were found for in the first, second and fourth events, the third event 62 km. The results showed quasi-simultaneous 3-4 day oscillation in the geomagnetic field and in the MLT winds, in which the of propagation is eastward, it can be interpreted as due to ultra-fast Kelvin wave, except for the third event that showed westward propagation. The parameter that appears to be a affected is the dynamo electric field.

Keywords: Mesosphere, Ionosphere, Mesosphere-ionosphere coupling

Lista de Figuras

2.1	Varição dos principais constituintes da atmosfera entre 0 e 200 km de altitude obtidos via modelo MSIS-00, para a para o dia 13 de novembro de 1989, na região de 7,4°S.	6
2.2	Perfil vertical da temperatura atmosférica obtida para o dia 13 de novembro de 1989, na região de 7,4°S.	7
2.3	Varição da concentração dos íons majoritários da atmosfera com a altitude, para o dia 01 de janeiro de 2009, obtida na região centrada em 7.4°S.	9
2.4	Valores correspondentes ao índice Dst para o ano de 2005.	14
2.5	Valores correspondentes ao índice Kp para o ano de 2005.	15
2.6	Valores correspondentes ao índice Ap para o ano de 2005.	16
3.1	Sistema de coordenadas esféricas para uma esfera em rotação, adaptado de [20].	21
4.1	Localização geográfica dos sítios observacionais onde operam o radar meteorológico (São João do Cariri-PB) e os magnetômetros (HUA, KOU, ASC e AAE).	28
4.2	Modelo esquemático do sistema de Software do radar SKiYMET.	30
5.1	Componente meridional do vento para o ano de 2005 em três altitudes atmosféricas distintas (87, 90 e 93 km). Os dados de vento foram submetidos a um filtro passa-banda com períodos de passagem ente 3,5 e 4,5 dias.	34
5.2	Componente zonal para o ano de 2005 em três altitudes atmosféricas distintas (87, 90 e 93 km). Os dados de vento foram submetidos a um filtro passa-banda com períodos de passagem ente 3,5 e 4,5 dias.	35

5.3	Componente Zonal do vento nas altitudes de 87, 90 e 93 km, para o período correspondente aos eventos A, B, C e D do ano de 2005, submetida a um filtro passa-banda com períodos de passagem ente 3,5 e 4,5 dias.	36
5.4	Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente zonal do vento obtido por radar meteorico em São João do Cariri, para o período correspondente aos eventos A, B, C e D do ano de 2005.	37
5.5	Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente X do campo magnético obtido por magnetômetros em AEE, ASC, HUA e KOU, para fevereiro-março de 2005.	38
5.6	Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente X do campo magnético obtido por magnetômetros em AEE, ASC, HUA e KOU, para maio de 2005.	39
5.7	Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente X do campo magnético obtido por magnetômetros em AEE, ASC, HUA e KOU, para julho-agosto de 2005.	39
5.8	Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente X do campo magnético obtido por magnetômetros em AEE, ASC, HUA e KOU, para outubro-novembro de 2005.	40
5.9	Índice geomagnético Ap para o o período correspondente aos eventos A, B, C e D do ano de 2005.	41
5.10	Periodograma de Lomb-Scargle correspondente ao vento zonal obtidos em São João do Cariri para fevereiro-março, maio, julho-agosto e outubro-novembro de 2005. Estes resultados são representativos para a camada centrada em 90 km.	42
5.11	Perfil de fase da onda de quase 4 dias em São João do Cariri para os eventos ocorridos em 50-90, 120-150, 190-220, 290-330 de 2005, para a componente zonal do vento. . . .	43
5.12	Análise de espectro cruzado para a componente X do campo magnético observados por mgnetômetros, nas estações de AEE, HUA e KOU, entre os dias 45 e 90 de 2005. . . .	44
5.13	Análise de espectro cruzado para a componente X do campo magnético observados por mgnetômetros, nas estações de AEE, ASC, HUA e KOU, para o mês de maio de 2005. .	45
5.14	Análise de espectro cruzado para a componente X do campo magnético observados por mgnetômetros, nas estações de AEE, ASC, HUA e KOU, para o mês de maio de 2005. .	45

5.15	Análise de espectro cruzado para a componente X do campo magnético observados por magnetômetros, nas estações de AEE, ASC, HUA e KOU, para final de outubro e início de novembro de 2005.	46
5.16	O gráfico superior apresenta a densidade de energia do espectro cruzado e o gráfico inferior a diferença de fase para a componente X do campo magnético observados por magnetômetros, nas estações de HUA e KOU entre os dias 50-90, 120-150, 190-220 e 300-335 de 2005.	47
5.17	Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para o vento meridional observados por radar meteorológico em São João do Cariri, para as alturas 90 km, 93 km e 96 km, entre os dias 50-90, 120-150, 190-220 e 300-335 de 2005.	49
5.18	Periodograma de Lomb-Scargle correspondente ao vento zonal obtidos em São João do Cariri para fevereiro-março, maio, julho-agosto e outubro-novembro de 2005. Estes resultados são representativos para a camada centrada em 90 km.	50

Lista de Tabelas

2.1	Classificação das tempestades magnéticas para o índice Dst	13
2.2	Classificação das tempestades magnéticas para o índice Kp	13
2.3	Classificação das tempestades magnéticas para o índice Ap	15
3.1	Características das ondas de Kelvin	24
4.1	Coordenadas geográfica e magnética das estações que comportam os magnetômetros	27
4.2	Especificações do Radar Meteorológico SKiYMET. Adaptada de [47]	29

Sumário

Agradecimentos	ii
Resumo	iii
Abstract	iv
Lista de Figuras	vii
Lista de Tabelas	viii
1 Introdução	1
2 Atmosfera Terrestre	5
2.1 Perfil Vertical da Atmosfera Segundo a Variação de Temperatura	5
2.2 Perfil Vertical da Atmosfera Segundo sua Composição Iônica	8
2.3 Dínamo Ionosférico	10
2.4 Índices Magnéticos	12
3 Movimentos na Atmosfera	17
3.1 Um Pouco da Dinâmica Atmosférica	17
3.2 Ondas Atmosféricas	19
3.3 Teoria de Ondas Ultra-rápida de Kelvin	20
3.4 Observações de Ondas Ultra-rápida de Kelvin	24
3.5 Interação Não Linear Entre Ondas Atmosféricas	26
4 Instrumentação e Metodologia	27
4.1 O Radar Meteorológico SKiYMET	28
4.2 Magnetômetros	29

4.3	Metodologia para Análise dos Dados	31
5	Resultados	33
5.1	Variações da onda de 3-4 dias	33
5.1.1	Filtro Passabanda Aplicado na Componente Zonal do Vento Meteó- rico em São João do Cariri	35
5.1.2	Transformada de Wavelet de Morlet para o vento zonal de São João do Cariri	37
5.1.3	Transformada de Wavelet de Morlet para o campo magnético em HUA, ASC, AEE e KOU.	38
5.2	Índice Geomagnético	40
5.3	Caracterizando a onda de 3-4 dias	41
5.3.1	Periodograma de Lomb-Scargle	42
5.3.2	Perfis de Fase	43
5.3.3	Espectro Cruzado Aplicado à Dados de Campo Magnético	44
5.3.4	Densidade de energia do espectro cruzado e diferença de Fase	46
5.4	Acoplamento	48
5.5	Discussões	51
6	Conclusões e Perspectivas	53
	Referências Bibliográficas	55

Capítulo 1

Introdução

Quase toda a energia que abastece a Terra é proveniente do Sol. As variações na intensidade da radiação solar influenciam o balanço energético, a química e a dinâmica da atmosfera.

A atmosfera é a camada de ar que envolve a Terra e a acompanha em todos os seus movimentos. O estudo dos diversos fenômenos dinâmicos que ocorrem nas camadas da atmosfera mostra-se de grande importância em muitos aspectos.

A atmosfera comporta uma série de movimentos ondulatórios, ou ondas atmosféricas que são variações dos campos atmosféricos que se propagam no tempo e no espaço, originados por desequilíbrios dos campos a partir de um estado básico e são possíveis devido à forças restauradoras [1]. De acordo com o seu período, as principais ondas atmosféricas de interesse geofísico são categorizadas como ondas de gravidade, marés atmosféricas e ondas planetárias Rossby e equatoriais. Oscilações de escala planetária se propagam desde a troposfera e podem atingir altas altitudes como por exemplo a região MLT (*Mesosphere and Lower Thermosphere*) [2] e [3]. A redistribuição de energia e momentum na atmosfera pode ser afetada em todo o globo devido à interação e o acoplamento entre várias camadas atmosféricas através da geração, propagação e dissipação de ondas planetárias [4].

As ondas equatoriais como o próprio nome sugere, são ondas que se propagam pela atmosfera, confinadas em latitudes próximas ao equador e sua amplitude decresce à medida que se afasta deste. O mecanismo de geração dessas ondas envolve sistemas convectivos de nuvens na troposfera tropical [5]. Dois importantes exemplos de ondas

equatoriais são a onda de Kelvin e a onda mista de Rossby-gravidade. A onda equatorial de Kelvin possui amplitude de perturbação meridional desprezível, $v = 0$, propaga-se para leste e sua estrutura vertical é idêntica a de uma onda de gravidade que se propaga para leste.

O acoplamento vertical da atmosfera da Terra a partir da troposfera até a ionosfera-termosfera é importante para a compreensão da dinâmica atmosférica e fluxo de energia. Ventos de maré na ionosfera podem causar perturbações nos sistema de corrente elétrica das regiões E e F. [6] relataram a existência de oscilações com período de quase dois dias na concentração de elétrons na região F, relacionando-a a oscilação análoga a dos ventos meteóricos.

Alguns trabalhos mostraram que a propagação direta de ondas estacionárias e de ondas planetárias da baixa atmosfera até o sistema termosfera-ionosfera não é possível, baseados em observações realizadas por instrumentos a bordo do satélite TIMED e de investigações usando modelos numéricos [7], [8], [9], [10] e [11].

[12] sugeriram que a interação entre ondas planetárias e marés atmosféricas na porção inferior da ionosfera pode ser o mecanismo responsável pela variabilidade da camada E.

O sistema de ventos da baixa termosfera estabelece a dinâmica da região da alta mesosfera e baixa termosfera, a qual é controlada por marés atmosféricas, ondas planetárias e ondas de gravidade com grandes amplitudes. Estas ondas propagam-se verticalmente e horizontalmente, transportando significativa quantidade de energia e momento e influenciando movimentos de grande escala, constituindo-se em fatores fundamentais na caracterização energética e da dinâmica da atmosfera terrestre.

A propagação vertical faz com que estas ondas atravessem as camadas atmosféricas motivando a realização de estudos para a avaliação, dentre outras coisas, dos efeitos dos processos de acoplamento das várias regiões da atmosfera. Esse sistema de ventos, por sua vez, gera campos elétricos e correntes ionosféricas através do mecanismo chamado de dínamo atmosférico, quando o meio eletricamente carregado é movido através do campo geomagnético.

Os ventos e os campos elétricos conjuntamente produzem derivas no plasma que

alteram a distribuição eletrônica na ionosfera. Portanto, os campos elétricos e as correntes do dínamo produzidos pela interação entre o sistema de ventos e o plasma ionosférico controlam os processos eletrodinâmicos do sistema termosfera-ionosfera nas latitudes baixas durante períodos magneticamente calmos.

Para o presente estudo, dados de vento da região MLT medidos por radar meteorológico e dados de magnetômetros na região equatorial foram utilizados com o objetivo de investigar os processos de acoplamento no sistema mesosfera-ionosfera devidos a propagação de ondas atmosféricas. Para tanto foram analisadas as variações no campo geomagnético e nos campos de vento mesosférico observados em baixas latitudes. A assinatura das ondas planetárias no sistema mesosfera/ionosfera, vem recebendo atenção da comunidade científica. No entanto, devido a complexidade, os processos de acoplamento ainda não são bem compreendidos.

Se as oscilações observadas se enquadram nas descrições dada a onda ultra rápida de Kelvin, faz-se necessário entender como esta onda apresenta assinatura nos dados de vento (~ 90 km) e nos dados de magnetômetro (~ 120 km) tendo em vista que devido à sua energia, a onda teria se dissipado. O mecanismo proposto por este trabalho para o acoplamento entre essas camadas é que a onda de Kelvin module a maré. Este trabalho é pioneiro no estudo da onda ultra-rápida de Kelvin usando dados de magnetômetros.

A organização geral deste trabalho se deu da seguinte forma:

No capítulo 2, apresenta-se uma revisão dos perfis verticais atmosféricos, discute-se um pouco da dinâmica atmosférica, e são apresentadas as equações que governam o movimento dos fluidos na atmosfera, bem como a teoria linear das ondas de Kelvin.

As principais características de movimentos na atmosfera são exploradas no capítulo 3, com ênfase nas ondas atmosféricas e o acoplamento ionosférico, é também estudado o dínamo ionosférico e as correntes elétricas geradas na ionosfera, é feita uma revisão da literatura acerca da teoria e observações de ondas de Kelvin.

O capítulo 4, aborda as características gerais dos dados obtidos nas medidas de ventos da região MLT equatorial e dos dados das componentes de campo magnético obtidos por magnetômetros na região equatorial, bem como são apresentados os equipamentos utilizados na coleta destes dados.

No capítulo 5 são apresentados e discutidos os resultados obtidos.

E por fim, as conclusões e perspectivas futuras deste trabalho são apresentadas no capítulo 6.

Capítulo 2

Atmosfera Terrestre

A atmosfera é uma camada relativamente fina de gases que envolvem a Terra, é composta basicamente de partículas, massas líquidas e de vários elementos gasosos, sendo os principais Nitrogênio (78%), Oxigênio (21%) e Argônio (1%). O vapor d'água é abundante na baixa atmosfera, e sua concentração é bastante variável sendo controlada pela evaporação e precipitação [13]. Buscando uma melhor caracterização a atmosfera pode ser definida como sendo uma série de camadas estruturadas a partir de suas características térmicas da concentração eletrônica e processos de difusão, sendo subdividida em regiões para facilitar a compreensão de acordo com o estudo proposto.

Na Figura 2.1 estão representados os perfis verticais da atmosfera da superfície até 200 km, utilizando dados do modelo semi empírico MSIS-00 (*Mass Spectrometer Incoherent Scatter 2000*). O eixo vertical apresenta a altitude e o eixo horizontal a concentração em (cm^{-3}).

2.1 Perfil Vertical da Atmosfera Segundo a Variação de Temperatura

De acordo com o comportamento vertical do gradiente de temperatura, a estrutura da atmosfera terrestre é convencionalmente dividida em camadas, as quais são separadas por regiões de transição referidas como pausas, mediante os processos de perda e absorção de energia nas camadas atmosféricas

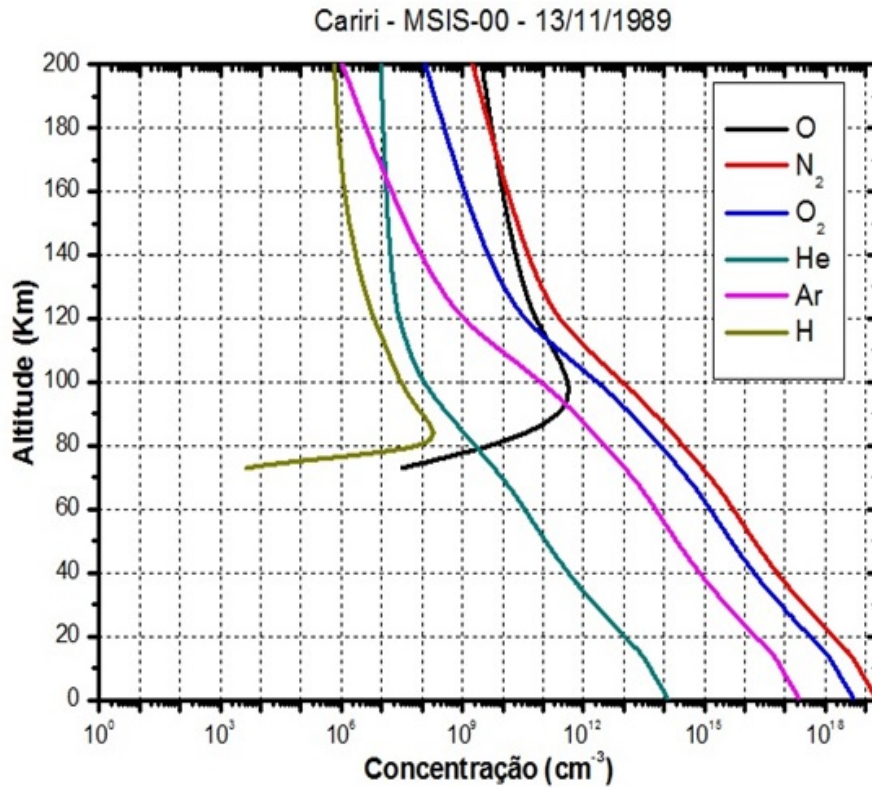


Figura 2.1: Variação dos principais constituintes da atmosfera entre 0 e 200 km de altitude obtidos via modelo MSIS-00, para a para o dia 13 de novembro de 1989, na região de 7,4°S.

A Figura 2.2 apresenta a distribuição vertical da temperatura na atmosfera obtidas através do modelo MSIS-00 desde a superfície até 130 km.

A temperatura na troposfera decresce com a altitude, variando desde aproximadamente 300 K na superfície até 200 K em torno de 18 km. Na troposfera como o aquecimento não é uniforme o ar mais quente tende a subir enquanto o ar mais frio tende a descer (convecção), tanto a convecção como a radiação são processos importantes nesta região. A absorção direta de energia solar no visível influencia na temperatura da superfície, tendo como contribuição secundária o aquecimento causado pela absorção da radiação no infravermelho pelos gases: dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), vapor d'água (H_2O) e outros. A tropopausa é a fronteira entre a troposfera e a estratosfera e sua temperatura é aproximadamente constante.

A Estratosfera, camada localizada acima da tropopausa estende-se até aproximadamente 50 km, cuja temperatura varia de 200 K à 300K, apresentando um aumento de temperatura com a altitude. Esse progressivo aquecimento do ar com a altitude observado

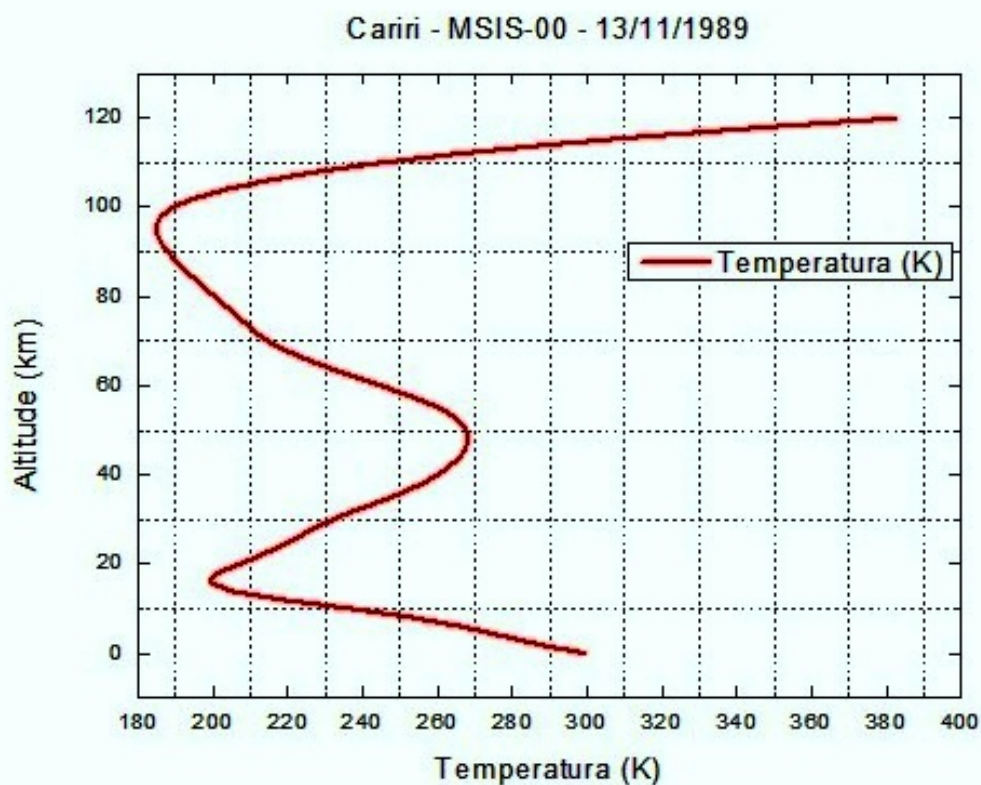


Figura 2.2: Perfil vertical da temperatura atmosférica obtida para o dia 13 de novembro de 1989, na região de 7,4°S.

na porção superior da estratosfera é devido à liberação de energia no processo de formação do ozônio. A Estratopausa é a fronteira entre a estratosfera e a mesosfera, apresentando uma temperatura aproximadamente constante.

A diminuição da temperatura entre 50 e 90 km de altitude, como pode ser observado na Figura 2.2, corresponde a camada chamada de Mesosfera. Nesta região, o processo de radiação é muito importante na remoção de calor, mas, essas temperaturas não podem ser explicadas apenas através de considerações radiativas. Faz-se necessário recorrer aos processos dinâmicos decorrentes dos movimentos ondulatórios e de transferência de momentum.

A termosfera inicia-se aproximadamente em 90 km de altura, nesta região a temperatura cresce com a altura até um limite máximo que é a temperatura da exosfera em torno de 1000 K. A condução que é um processo ineficiente para a remoção de calor é o processo que predomina. Desta forma, a convecção fica inibida. A alta temperatura é consequência da absorção da radiação solar direta nas faixas dos EUV e UV.

2.2 Perfil Vertical da Atmosfera Segundo sua Composição Iônica

O Sol é o maior agente de ionização da atmosfera. Os meteoritos e raios cósmicos também são responsáveis pela presença secundária de íons na região. Na ionosfera a densidade de elétrons livres é variável de acordo com a hora do dia, estação do ano, e as variações da composição química da alta atmosfera. A cada 11 anos, obedecendo ao ciclo das manchas solares, a densidade de elétrons e a composição da ionosfera sofrem mudanças radicais, podendo inclusive bloquear totalmente as comunicações em HF (*High frequency*).

De acordo com a concentração eletrônica a atmosfera é caracterizada pela magnetosfera, cujo campo geomagnético contribui para os movimentos deste fluido, região de pequenas colisões entre partículas quase não ocorre à interação entre as partículas energeticamente carregadas e os constituintes neutros da atmosfera, agindo como um obstáculo ao vento solar, e pela ionosfera que é a região da atmosfera terrestre na qual ondas eletromagnéticas têm sua propagação afetada apreciavelmente. Em consequência dos diferentes constituintes, taxas de absorção e densidades eletrônicas, a ionosfera subdivide-se em três camadas, D, E e F.

A ionosfera pode ser definida como um meio eletricamente condutor atribuído a radiação solar sobre as camadas superiores da atmosfera, a radiação cósmica ionizante e a precipitação de elétrons, fenômenos que em conjunto produzem um plasma que se estende até 1000 km, aproximadamente [25]. Seu estudo é interessante e importante devido às suas propriedades elétricas e térmicas.

A Figura 2.3 apresenta a composição iônica da atmosfera para a latitude de São João do Cariri-PB à noite. As linhas sólidas nas cores vermelho, azul, verde escuro, rosa, verde claro e verde, representam respectivamente a concentração dos seguintes íons cátion: O^+ , H^+ , He^+ , O_2^+ , N_2^+ e N^+ , a linha tracejada em cinza representa a densidade eletrônica total. O N_2^+ , O_2^+ e o O^+ são dominantes até aproximadamente 300 km, conforme figura, a partir dos 300 km os íons N^+ , H^+ , He^+ e O^+ se apresentam e permanecem até 1000 km de altitude. A densidade eletrônica é máxima entre 200 e 400 km de altitude. Os dados de densidade eletrônica utilizados para traçar o perfil vertical da atmosfera foram obtidos

através do modelo IRI (*International Reference Ionosphere-2007*).

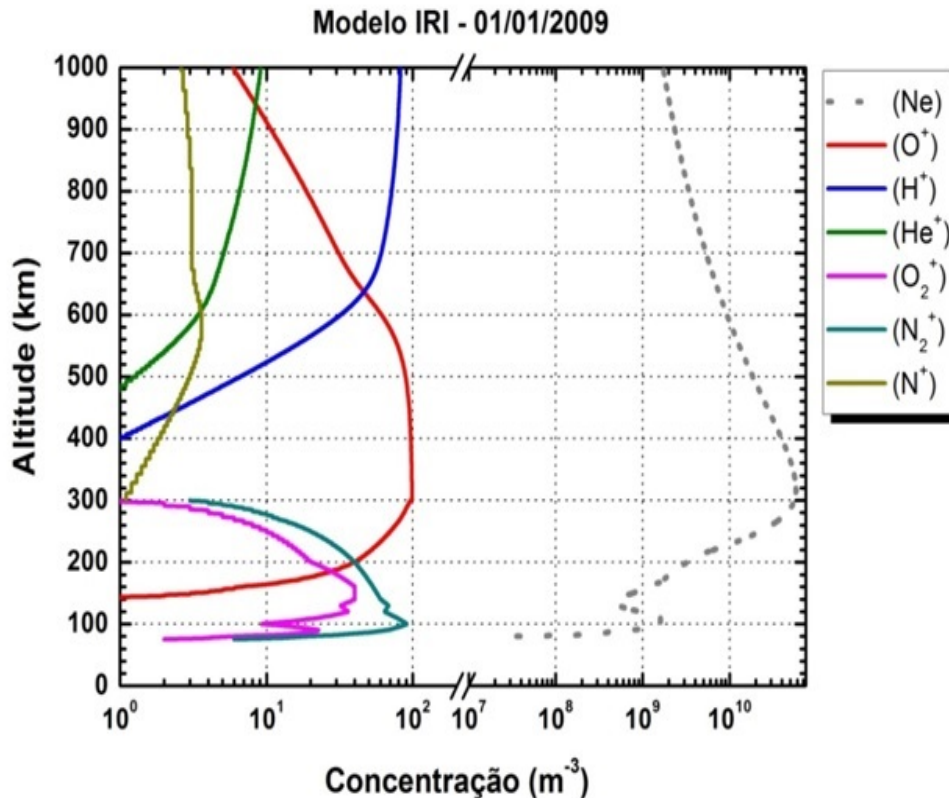


Figura 2.3: Variação da concentração dos íons majoritários da atmosfera com a altitude, para o dia 01 de janeiro de 2009, obtida na região centrada em 7.4°S.

A concentração de íons é usada como critério para caracterizar cada camada, e para descrever as camadas da ionosfera é comum classificar em camadas D, E e F, de acordo com a densidade eletrônica. As camadas E e F são descritas através de frequências críticas f_0E , f_0F_1 e f_0F_2 , picos de altitude hmE , hmF_1 , hmF_2 e espessuras médias ymE , ymF_1 e ymF_2 .

A camada D localiza-se no limite inferior da ionosfera, entre 60-90 km, é conhecida por baixa ionosfera e possui a menor densidade eletrônica de todas as camadas ionosféricas, sendo responsável por grande parte da absorção das ondas de rádio. Durante à noite a camada D praticamente desaparece, devido a rápida recombinação de seus íons. Durante o dia esta camada é ionizada principalmente pelos raios X e $Lyman - \alpha$ e durante todo o período da noite pelos raios cósmicos. Os principais íons encontrados são o N_2^+ e O_2^+ .

A camada E situada aproximadamente entre 90 e 140 km de altura, é formada pela absorção da radiação ultravioleta com comprimento de onda entre 80 e 102,7 nm, pelos

raios – X e pela radiação *Lyman* – β . Os principais íons encontrados nesta camada são o N_2^+ , O_2^+ , O^+ e NO^+ . Esta camada possui a maior condutividade elétrica da ionosfera.

A camada F localizada logo acima da região E, se inicia em torno de 150 km estendendo-se até o limite superior da ionosfera, subdivide-se em F_1 e F_2 .

A camada F_1 é situada aproximadamente entre 160 e 180 km de altura. Ela é mais frequentemente observada durante o dia, pois apresenta grande redução na sua densidade eletrônica durante a noite. Esta camada é formada pela absorção de radiação solar com comprimento de onda de 20 a 90 nm e seus principais íons são o NO^+ e O^+ .

A camada F_2 localiza-se na parte mais alta da ionosfera em torno dos 300 km de altitude. Essa camada é dominada por processos dinâmicos, havendo forte interação entre a ionosfera superior e os ventos termosféricos e se caracteriza por apresentar a maior concentração de elétrons da ionosfera terrestre, apesar da densidade eletrônica decair durante à noite, esse decaimento é devido à composição predominante de íons atômicos que possuem menor taxa de recombinação. Existe um grande interesse no estudo da propagação de ondas de rádio através dessa região, devido às irregularidades ionosféricas que alteram significativamente as características do meio e apresentam um comportamento de difícil previsão.

2.3 Dínamo Ionosférico

A teoria do dínamo propõe um mecanismo pelo qual a Terra gira envolvida por um campo magnético. A teoria descreve o processo pelo qual um fluido condutor de eletricidade em rotação mantém um campo magnético. Chama-se dínamo ionosférico o processo pelo qual vento neutro arrasta os íons na ionosfera, produzindo correntes elétricas [26].

No período da noite, quando a região E desaparece, íons moleculares e eletrônicos se recombina rapidamente sem qualquer produção compensada em virtude da ausência da luz solar. Os íons do oxigênio atômico dominam na camada F e possuem maior tempo de vida contribuindo para o dínamo da camada F. A velocidade do plasma à noite é consistente em magnitude e direção e o padrão vertical do campo elétrico à noite é,

portanto, consistente com o modelo de dínamo simples da região F.

Durante o dia, no entanto, a condutividade da região E é comparável a condutividade do campo magnético na região F. O modelo do dínamo funciona, muito bem na região E, mas ele é impulsionado por ventos de maré que são menores que os ventos termosféricos na região F. Toda a ionosfera serve como um bom condutor elétrico em que as correntes são levadas pelas marés termosféricas inferiores. O campo de vento da região E é de natureza global.

À noite a condutividade é baixa na região E, e os ventos zonais são determinados pelo campo elétrico na vertical e pelo fluxo de plasma na horizontal. A velocidade de plasma para leste, portanto, quase coincide com a velocidade do vento neutro. Durante o dia, entretanto, o dínamo da região F perde o controle da eletrodinâmica e os campos elétricos resultantes são determinados pelos ventos na região E. Uma vez que estes ventos tendem a ser mais fracos, a deriva de plasma é menor durante o dia. O dínamo da região E é gerado pelos ventos termosféricos originados por gradientes horizontais de pressão existentes na atmosfera devido a variação de absorção da radiação solar.

Durante o dia o campo elétrico, \vec{E} , originado pelo dínamo é direcionado para leste e o campo magnético \vec{B} é direcionado para norte, resultando em uma deriva eletromagnética ($\vec{E} \times \vec{B}$) para cima, elevando o plasma. A componente zonal possui menos intensidade que a componente vertical do campo elétrico equatorial, mas é muito importante, uma vez que faz com que o plasma se mova verticalmente.

Os dínamos da região E e F explicam algumas das observações apresentadas desde a região E, que controla a física durante o dia, os pequenos campos elétricos verticais diurnos na região F presumivelmente espelham os campos meridionais e a polarização da região E. O campo zonal, tanto durante o dia e à noite, é de natureza global e é impulsionado pelas grandes marés e ventos no hemisfério iluminado pelo sol. No período noturno o campo vertical da camada F é reforçado devido ao dínamo da camada F, trata de algumas características, ou complexidades da eletrodinâmica equatorial não explicada por esses modelos.

Ao longo do dia a região F equatorial possui um movimento vertical regular que pode ser entendido ao examinar o sentido positivo ou negativo da deriva. O campo elétrico zonal no equador é geralmente para leste durante o dia e para oeste à noite. Entretanto,

antes da inversão do campo elétrico ao entardecer, a deriva eletromagnética vertical sofre um aumento abrupto de velocidade, originando um máximo que é denominado de pico pré-reversão, causado pelo aparecimento de campos elétricos de polarização na região F. O pico pré-inversão na velocidade de deriva vertical ao entardecer é causado pela intensificação do campo elétrico zonal que ocorre próximo ao terminadouro solar (linha de separação entre o dia e a noite). Ele ocorre em todas as épocas do ano sobre regiões equatoriais e possui menor intensidade durante o solstício de junho e em períodos de atividade solar mínimo.

O eletrojato equatorial (EEJ) é a corrente elétrica horizontal que flui ao longo do equador magnético, e é restrita entre 90 e 120 km de altitude com abrangência horizontal (norte-sul) de aproximadamente 600 km de extensão e pode ser uma resposta da região E equatorial à presença do sistema global do dínamo ionosférico [27].

O acoplamento vertical entre a mesosfera e ionosfera é considerável devido aos processos que nela ocorrem, como, por exemplo, a modulação de ondas e marés atmosféricas, que se propagam ascendentemente podendo gerar perturbações nos sistemas de corrente elétrica das regiões E e F.

2.4 Índices Magnéticos

Segundo [28] uma tempestade magnética pode ser entendida como uma variação temporal do campo magnético mediante aumento na intensidade de energia de origem interplanetária.

Os índices de atividade magnética foram originados para descrever variações no campo magnético causados por sistemas de correntes irregulares. Estes índices são utilizados como parâmetros a fim de classificar a ocorrência de possíveis tempestades geomagnéticas. Em geral são registrados valores durante todos os dias do ano com diferentes resoluções temporais.

Os principais índices magnéticos utilizados para monitorar as atividades magnéticas do planeta Terra, são: Kp (Planetarische Kennziffer), AE (Auroral Electrojet) e Dst (Disturbance Storm-Time) e o índice planetário Ap, os seus valores são publicados em

médias horárias.

O índice AE foi criado para caracterizar as regiões aurorais. O índice Dst apresenta valor médio de quatro estações para cada hora do dia. Com ele é possível descrever as etapas de ocorrência de uma tempestade geomagnética. O índice Dst representa a perturbação do campo magnético no equador da superfície terrestre. As tempestades magnéticas podem ser classificadas conforme sua intensidade de acordo com a Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Classificação das tempestades magnéticas para o índice Dst

Intensidade da Tempestade	Dst (nT)
Fraca	-30 a -50
Moderada	-50 a -100
Intensa	-100 a -250
Muito Intensa	≥ -250

A Figura 2.4 apresenta este índice para o ano de 2005. A linha preta representa a variação do índice Dst ao longo do tempo e as linhas em vermelho demarcam os níveis de referência.

Para médias latitudes temos o índice Kp que é baseado em medidas das variações do campo magnético num período de três horas e o índice magnético Ap que é um índice diário e provém da mesma base de dados, mas é convertido para uma escala linear.

O índice Kp contém contribuições das correntes de anel, dos eletrojetos equatorial e auroral e descreve a atividade geomagnética planetária. Os valores apresentados na fig. 2.5 variam de acordo com os níveis de referência descritos na Tabela 2.2.

Tabela 2.2: Classificação das tempestades magnéticas para o índice Kp

Intensidade da Tempestade	Kp)
Muito Calmo	0 a 1
Calmo	1 a 2 ⁻
Normal	2 ⁻ a 3 ⁺
Perturbado	3 ⁺ a 4 ⁻
Muito Perturbado	4 ⁺ a 9

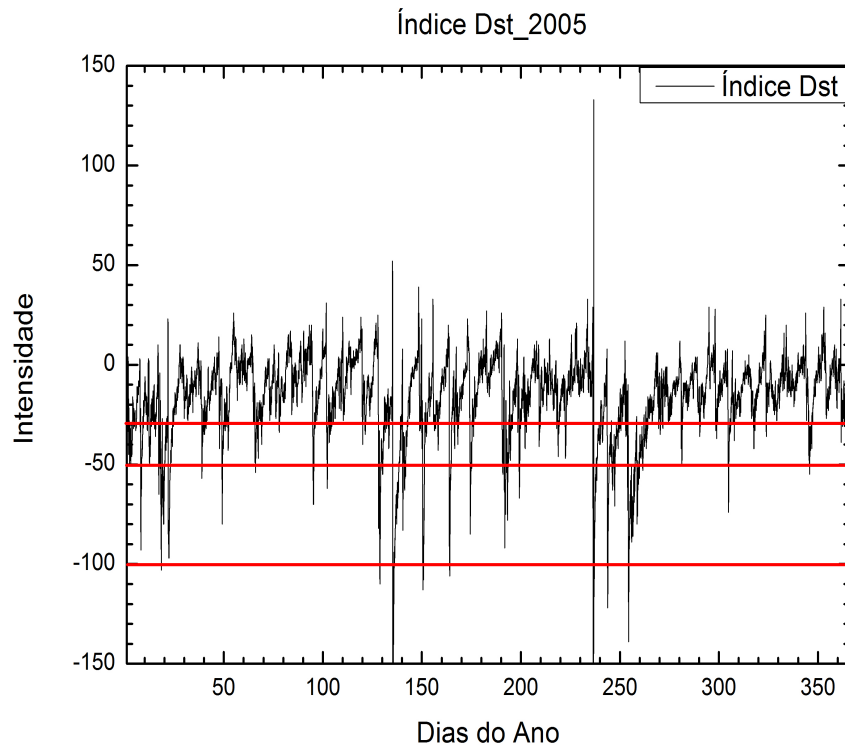


Figura 2.4: Valores correspondentes ao índice Dst para o ano de 2005.

Os sinais + e - que acompanham alguns dos valores de referência significa que deve-se somar ou subtrair, respectivamente, o valor de 0,33, logo 2^- representa 1,77 e 2^+ corresponde a 2,33.

Na Figura 2.5 a linha preta representa a variação do índice Kp ao longo do tempo e a linha vermelha demarca os níveis de referência [29].

O índice magnético Ap está apresentados na Figura 2.6 para o ano de 2005. A classificação deste índice é dada na Tabela 2.3. A linha preta representa a variação do índice Ap e a linha em vermelho demarca os níveis de referência.

Pode-se observar que existe uma concordância entre os períodos magneticamente calmos para os índices Ap, Dst e Kp. O índice Dst representa as atividades geomagnéticas na região equatorial e por isto foi usado neste trabalho.

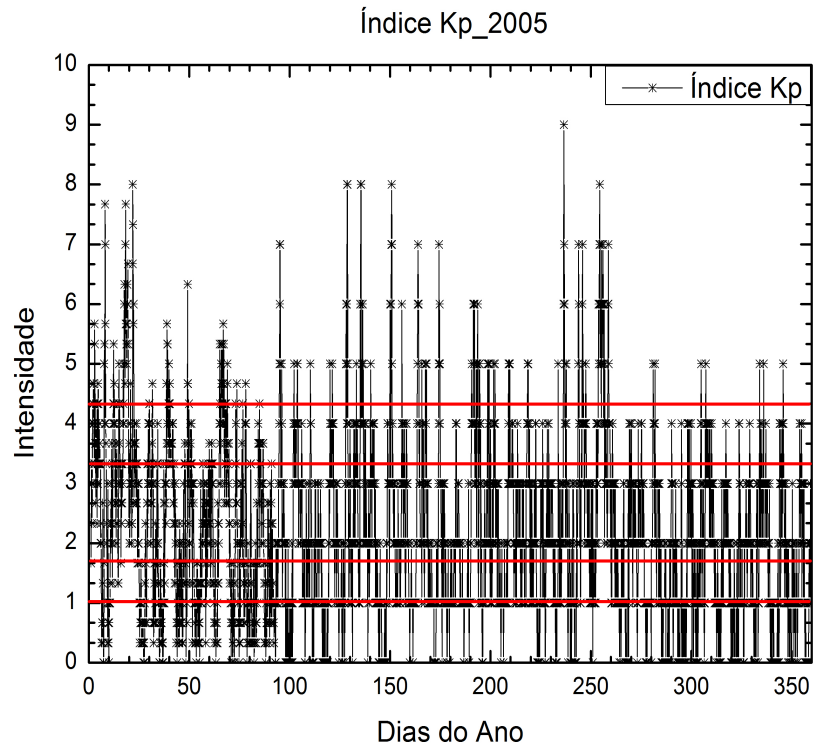


Figura 2.5: Valores correspondentes ao índice Kp para o ano de 2005.

Tabela 2.3: Classificação das tempestades magnéticas para o índice Ap

Intensidade da Tempestade	Ap (nT)
Fraca	≤ 30
Moderada	30 a 50
Intensa	50 a 100
Muito Intensa	≥ 100

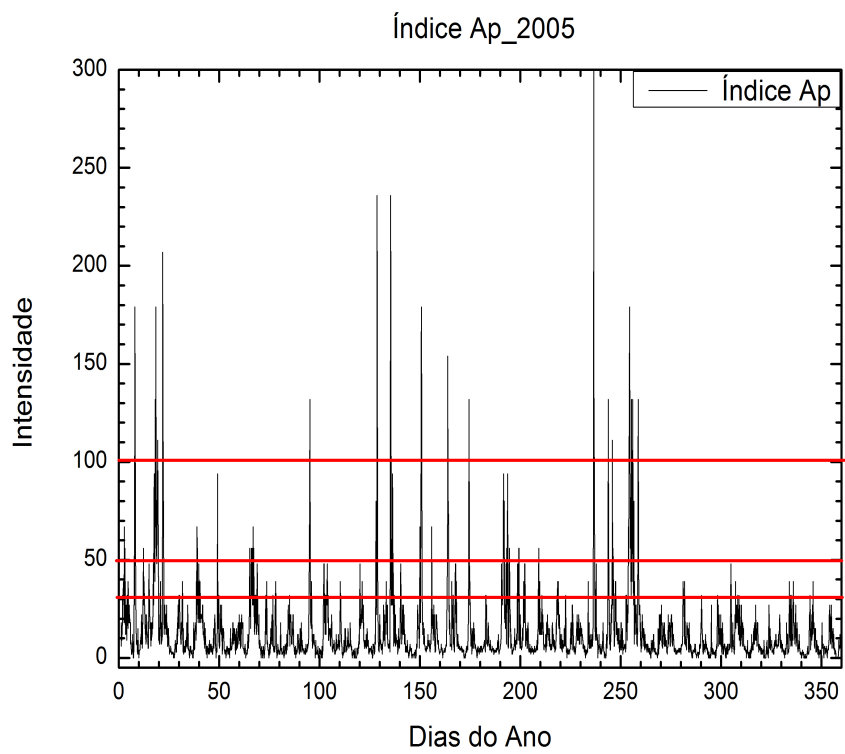


Figura 2.6: Valores correspondentes ao índice Ap para o ano de 2005.

Capítulo 3

Movimentos na Atmosfera

Neste capítulo, são discutidos sucintamente alguns movimentos que ocorrem na atmosfera terrestre, esta que é capaz de comportar um amplo espectro de movimentos ondulatórios, com períodos da fração de um segundo até da ordem de milhares de anos, ou mais [14]. As principais variações de interesse observadas na atmosfera são as ondas de gravidades, marés atmosféricas, ondas planetárias e equatoriais.

3.1 Um Pouco da Dinâmica Atmosférica

O ponto de partida para o entendimento do comportamento atmosférico é saber que a atmosfera terrestre apresenta um comportamento dinâmico, ou seja, está continuamente em movimento. A descrição desses movimentos mostra-se um tanto complexa. Assim como qualquer sistema de fluídos, a dinâmica da atmosfera é regida pelas leis da mecânica do contínuo, as quais podem ser deduzidas a partir das leis da mecânica e da termodinâmica para um corpo fluídico através da generalização destas leis para o contínuo de tais sistemas. As forças que regem os movimentos atmosféricos podem ser reais ou fictícias. As leis básicas da hidrodinâmica e termodinâmica para o gás atmosférico podem ser representadas por:

- Equação do movimento para fluidos compressíveis conhecida como equação Navier-Stokes expressa em um sistema de coordenadas girando com a Terra:

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} = -2\vec{\Omega} \times \vec{U} - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla}p + \vec{g} + \vec{F} \quad (3.1)$$

As principais são as forças devido ao gradiente de pressão, a força de gravidade, a de fricção, a força centrífuga e a força de Coriolis. Esta equação estabelece um balanço entre forças de diferentes naturezas, agindo sobre uma parcela de fluido, em que U representa a velocidade do fluido, ρ a densidade de massa, Ω a velocidade angular da Terra, p a pressão, g a aceleração da gravidade e F representa forças não conservativas. O termo do lado esquerdo da expressão representa a força inercial por unidade de massa, o primeiro termo do lado direito expressa a força fictícia de Coriolis, a qual é consequência do movimento de rotação da Terra. O segundo termo expressa a força devida ao gradiente de pressão, que resulta da diferença de pressão atmosférica entre regiões e contribui significativamente nos movimentos dos ventos; já o terceiro termo da expressão representa a força da gravidade; em F , quarto termo, estão incluídas todas as forças dissipativas. Os diferentes tipos de movimentos que a atmosfera suporta, dependem do balanço entre cada termo desta equação.

- Equação da continuidade de massa, a qual estabelece que a variação local da densidade de uma parcela de fluido mais a divergência do fluxo de massa é igual à produção menos a perda

$$\frac{d\rho}{dt} + \nabla \bullet (\rho \vec{v}) = P - L \quad (3.2)$$

- Equação de estado de um gás ideal

$$p = \frac{\rho K_B T}{M} = n K_B T \quad (3.3)$$

em que p é a pressão do gás, T é a temperatura, ρ é a densidade numérica do gás, n é a densidade volumétrica, M é a massa da espécie que compõe o gás e k_B é a constante de Boltzmann.

- Equação da conservação da energia

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{p}{C_v} \frac{d(\frac{1}{\rho})}{dt} + \frac{q'}{C_v} \quad (3.4)$$

A primeira lei da termodinâmica estabelece que a mudança de energia por unidade de massa de ar, que sofre variação na temperatura e na densidade.

Em termos gerais, as equações primitivas constituem na sua essência a base para a modelagem matemática dos movimentos atmosféricos.

3.2 Ondas Atmosféricas

As ondas atmosféricas são comumente divididas em três categorias de acordo com seu período de oscilação: as ondas de gravidade que têm períodos da ordem de minutos até algumas horas e possuem escala horizontal da ordem de alguns milhares de quilômetros, as marés atmosféricas cujos períodos de oscilação são submúltiplos dos dias solar e lunar e que têm escala horizontal da ordem do diâmetro da Terra e as ondas planetárias que também têm escala horizontal da ordem do diâmetro da Terra, mas, possuem períodos de oscilação maiores que um dia. As ondas atmosféricas são normalmente geradas nos níveis inferiores da atmosfera e então se propagam ascendentemente transportando energia e momentum para níveis superiores até se dissiparem ou serem refletidas. Dessa forma, as ondas atmosféricas podem também atuar como forçantes de outras perturbações.

Ondas planetárias são oscilações globais de longos períodos [15]. As possíveis fontes geradoras das ondas planetárias são os processos convectivos, interações não lineares entre marés atmosféricas e ondas de gravidade ou modos diferentes de ondas de marés [16].

De acordo com suas características, as ondas atmosféricas podem ser classificadas como propagantes ou evanescentes. As ondas propagantes, propagam-se tanto na horizontal quanto na vertical e as ondas evanescentes se propagam apenas horizontalmente. [17] propuseram que essas ondas são forçadas por processos de instabilidade convectiva de grande escala na troposfera tropical acompanhada pela liberação de calor latente. Em geral estas ondas são observadas com períodos de quase 2 dias, 5, 6,5 e 16 dias.

O mecanismo de geração das ondas equatoriais envolve sistemas convectivos de nuvens na troposfera tropical [5]. As ondas de Kelvin e a onda mista de Rossby são exemplos dessas ondas.

As marés atmosféricas são ondas de escala global com períodos que são harmônicos do dia solar ou lunar. As marés térmicas podem ser migrantes e não migrantes. As marés migrantes acompanham o movimento aparente do astro (Sol ou Lua). A maré diurna possui um período de 24 horas, a semidiurna de 12 horas, e a terdiurna de 8 horas. As marés solares são provocadas principalmente pela absorção da radiação infravermelha, vapor de água e CO₂ na troposfera, e da radiação ultravioleta, pelo ozônio na estratosfera [18]. Em regiões próximas à mesopausa, o efeito das marés sobre os campos de densidade,

temperatura e pressão, são bem relevantes. [19] mostraram que a dissipação molecular e turbulenta da maré diurna pode acelerar os ventos zonal e meridional na baixa termosfera.

As ondas de escala global que se propagam ascendentemente até a ionosfera, seja diretamente ou através de modulação, podem perturbar o sistema de corrente elétrica cujos períodos são os mesmos das ondas de escala global. Pensando desta forma o sistema de corrente produzirá perturbações nas medidas do campo geomagnético. Logo, as variações diárias nas correntes ionosféricas podem ser interpretadas como sendo devido à propagação de ondas planetárias até a região do dínamo ou devido às variações de curto período das marés atmosféricas com períodos de ondas planetárias, em períodos geomagneticamente calmo.

3.3 Teoria de Ondas Ultra-rápida de Kelvin

Considerando que na atmosfera terrestre as forças que produzem efeitos mais relevantes para a dinâmica seja a força devido ao gradiente de pressão, de gravidade, a força de Coriolis e a viscosa devido a fricção, pode-se escrever a segunda lei de Newton, por unidade de massa, como, a equação 3.1 conhecida por equação do movimento. No estudo de movimentos de escala global é necessário expressar esta equação em coordenadas esféricas (λ, ϕ, z) , devido a simetria da Terra. Sendo z dado por $r = a + z$, $z \ll a$, em que a é o raio da terra. É necessário expressar cada termo da equação em termos das projeções nos eixos \hat{i} , \hat{j} , \hat{k} , os quais variam com o tempo, e em termos dessas coordenadas. Utilizando-se o geopotencial e a equação dos gases ideais com essas considerações, e ainda admitindo uma atmosfera rasa, as equações do movimento podem ser expressas da seguinte forma:

$$F_x = \frac{Du}{Dt} - 2\Omega + \frac{u}{a \cos \phi} (v \sin \phi - w \cos \phi) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3.5)$$

$$F_y = \frac{Dv}{Dt} + \frac{wv}{a} + (2\Omega + \frac{u}{a \cos \phi})(u \sin \phi) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (3.6)$$

$$F_w = \frac{Dw}{Dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} - 2\Omega u \cos \phi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g \quad (3.7)$$

onde F_x , F_y , F_w são as componentes da força de fricção para direção leste, norte e vertical da equação do movimento em coordenadas esféricas.

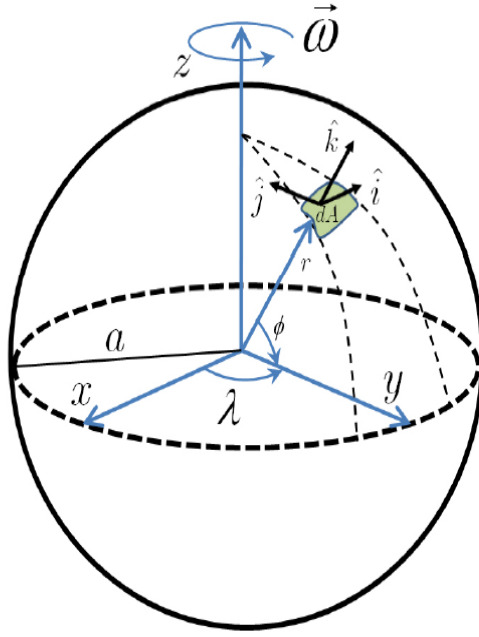


Figura 3.1: Sistema de coordenadas esféricas para uma esfera em rotação, adaptado de [20].

A solução desse conjunto de equações é feita através do método da perturbação que consiste nos campos serem variáveis, uma porção do estado básico e uma porção perturbada [21]. Assume-se ainda que se as perturbações são nulas. Para tanto utiliza-se a aproximação do plano beta, o qual consiste em expandir o parâmetro de Coriolis, $f = 2\Omega \sin \phi$, em série de Taylor (considerando os termos até primeira ordem) em torno de uma latitude f_0 e utilizar a geometria cartesiana ao invés da esférica, quando um movimento atmosférico ocorre em torno de alguma latitude f_0 . Dessa forma, os efeitos dinâmicos da esfericidade mais importantes são capturados, sem a complicação dos efeitos geométricos, os quais não são essenciais para a descrição de muitos fenômenos.

As soluções procuradas para as equações primitivas perturbadas devem ter uma forma ondulatória, com periodicidade zonal e vertical, e com as amplitudes das perturbações dependentes da distância ao equador, de modo que tendam a se anular quando se afasta do equador. Matematicamente, isto pode ser expresso da seguinte forma:

$$(u', v', w', \Phi') = e^{\frac{z}{H}} \text{Re}[\hat{u}(y), \hat{v}(y), \hat{w}(y), \hat{\Phi}(y)] e^{i(kx + mz - \omega t)} \quad (3.8)$$

A equação 3.8 é a forma esperada da solução da equação do movimento. Na atmosfera observamos variações periódicas (vento, temperatura, pressão, etc.). Então, quando mon-

tamos o conjunto de equações que descrevem o fluido atmosférico, é natural que tentemos soluções do tipo onda. Observando a forma da equação 3.8 vemos que a solução ondulatória é descrita pela exponencial complexa, que carrega as informações sobre comprimento de onda e frequência (período). O termo $e^{\frac{z}{2H}}$ é incorporado para levar em conta a conservação da energia, pois, como a densidade cresce com a altura, para manter a energia constante a amplitude da onda tem que aumentar. Neste caso particular das ondas de Kelvin, temos que elas só apresentam componentes ondulatórias nas direções zonal e vertical (essa constatação é fruto de observações com posterior confirmação teórica). Na direção meridional não tem componente ondulatória, porém, espera-se que a amplitude da onda dependa da distância ao equador. Por isso, os termos com um circunflexo. Esses termos denotam como a amplitude da onda de Kelvin se comporta com a distância ao equador.

Eliminando a amplitude da perturbação vertical, têm-se as seguintes equações governantes:

$$-iw\hat{u} - \beta y\hat{v} + ik\hat{\Phi} = 0 \quad (3.9)$$

$$-iw\hat{v} + \beta y\hat{u} + \frac{\partial\hat{\Phi}}{\partial y} = 0 \quad (3.10)$$

$$-ik\hat{u} + \frac{\partial\hat{v}}{\partial y} - \frac{iw}{N^2}\left(m^2 + \frac{1}{4H^2}\right)\hat{\Phi} = 0 \quad (3.11)$$

Esse conjunto de equações diferenciais descreve a estrutura meridional de uma onda confinada à região equatorial.

A onda equatorial de Kelvin é aquela que tem amplitude de perturbação meridional desprezível. Dessa forma, um ponto de partida razoável para estudar esse tipo de onda é considerar $\hat{v} = 0$ nas equações acima. Procedendo dessa forma, obtém-se que:

$$-iw\hat{u} + ik\hat{\Phi} = 0 \quad (3.12)$$

$$\beta y\hat{u} + \frac{\partial\hat{\Phi}}{\partial y} = 0 \quad (3.13)$$

$$-ik\hat{u} - \frac{iw}{N^2}\left(m^2 + \frac{1}{4H^2}\right)\hat{\Phi} = 0 \quad (3.14)$$

Portanto manipulado as equações acima obtém-se a relação de dispersão e a velocidade de grupo vertical, respectivamente:

$$m^2 = \frac{N^2 K^2}{w^2} - \frac{1}{4H^2} \quad (3.15)$$

$$Cz^z = \mp \frac{W^3 m}{N^2 K^2} \quad (3.16)$$

Antecipando que a raiz com Cg^z positivo será bem relevante para a média atmosférica, correspondendo a uma onda que se propaga para cima a partir da troposfera, nós, portanto, temos:

$$W = -\frac{NK}{m\sqrt{1 + \frac{1}{4m^2 H^2}}} \quad (3.17)$$

As equações acima conduzem às equações para a estrutura meridional do geopotencial e da velocidade zonal, que seguem:

$$\frac{d\hat{\Phi}}{dy} + \beta y \frac{K\hat{\Phi}}{W} = 0 \quad (3.18)$$

$$\frac{W}{k} + \frac{d\hat{u}}{dy} + \beta y \hat{u} = 0 \quad (3.19)$$

Cujas soluções são, respectivamente, dadas por:

$$\hat{\Phi}(y) = \Phi_0 e^{\frac{-1k}{2W}\beta y^2} \quad (3.20)$$

$$\hat{u}(y) = u_0 e^{\frac{-1k}{2W}\beta y^2} \quad (3.21)$$

Portanto, observa-se que a estrutura meridional da amplitude de uma onda de Kelvin ultra-rápida tem um comportamento de uma função Gaussiana centrada no equador, cuja propagação na direção zonal ocorre exclusivamente para leste, e que induz perturbações nos campos altura geopotencial, velocidade zonal e vertical e na temperatura.

3.4 Observações de Ondas Ultra-rápida de Kelvin

De acordo com o período de oscilação as ondas de Kelvin são divididas em três categorias, lenta (16 dias) [30], rápida (6 dias) [31] e ultra-rápida (3,5 dias) [32] cujo comprimento de onda vertical e velocidade de propagação são descritos na Tabela 3.1.

A Tabela 3.1 apresenta as características das ondas de Kelvin.

Tabela 3.1: Características das ondas de Kelvin

Classificação	Período (dias)	V (m/s)	λ_z (km)	descoberta por
Lenta	15-20	20-40	10	Wallace e Kousky, 1968
Rápida	6-7	50-80	20	Hirota, 1978
Ultra rápida	3-4	120	40	Salby et al., 1984

[33] indicaram que a onda de Kelvin de três dias é um aspecto bastante persistente da mesosfera equatorial. Posteriormente, [34] investigaram o comportamento de ondas de Kelvin ultra-rápidas e constataram a presença de uma periodicidade semi-anual na atividade dessas ondas, indicando assim, uma possível interação com a oscilação semi-anual da mesosfera.

As ondas de Kelvin foram observadas na região MLT por Vincent e Lesicar (1991) e Vincent (1993), os quais observaram oscilações com períodos de 3-10 dias nos ventos zonais. Para o trabalho utilizaram radar de média frequência (MF) apud [36].

[35] observaram uma variabilidade semi-anual dessas ondas em torno de 85km de altitude, onde a oscilação semi-anual da mesosfera é máxima.

[10] chamou especial atenção para o importante papel das ondas de Kelvin ultra-rápidas na ionosfera, pois tem efeito significativo na geração do dínamo do campo elétrico. Devido ao seu longo comprimento de onda vertical (> 50 km), que poderiam penetrar na MLT e regiões termosfera (100-150 km) que transportam energia e momentum da troposfera.

[36] e [37] registraram a assinatura de ondas planetárias nas emissões do airglow na região equatorial. Estes destacaram uma oscilação de 3-4 as quais foram atribuídas às ondas de Kelvin ultra-rápidas.

Um aspecto importante da possível influência das ondas de Kelvin na ionosfera equatorial consiste em que durante o pôr do Sol e à noite, a camada F sofre uma elevação devido à deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ e modifica a direção para leste do campo \vec{E} gerado pelo dínamo da região F. O campo \vec{E} gerado depende do vento zonal (U) e da condutividade da região E [38].

[17] apresentaram uma análise de dados de vento na região MLT para a Ilha de Ascensão e relataram evidências de ondas de 3,5 dias nos ventos zonais.

[39] investigaram a estrutura vertical da onda de Kelvin, e mostraram a combinação da análise dos dados dos equipamentos utilizados promovendo a possibilidade do estudo da estrutura da atividade da onda de Kelvin em três dimensões.

[40] apresentaram oscilações de 3-4 dias na altura virtual camada (H'f), com variabilidade diária e [41] identificou oscilações com período de 3-4 dias para o período de 2004 em observações na ionosfera, em duas cidades com longitudes distintas. [42] mostrou evidências da propagação onda ultra rápida de Kelvin da estratosfera para ionosfera.

[43] estudou ondas planetárias através de dados de radar meteórico em São João do Cariri e identificou periodicidade em torno de 3-4 dias, com destaque aos eventos ocorridos em fevereiro-março e maio-junho que correspondem às características da onda ultra rápida de Kelvin. A fase se apresentou descendente compatível com uma propagação ascendente e comprimento vertical de 40 km para os eventos ocorridos entre os dias 58-70 e 140-152, mas para os eventos entre 205-217 e 310-322 o mesmo não ocorre.

[44] estudaram as contribuições da onda ultra rápida de Kelvin na região MLT através de dados de vento, temperatura, deriva vertical de plasma, do conteúdo eletrônico total e do perfil de densidade eletrônica, e identificaram a presença de oscilações entre 2-5 dias.

[45] investigaram a propagação das ondas rápidas e ultra-rápidas de Kelvin através do vento, temperatura e deriva vertical de plasma. Eles indentificaram a assinatura da onda de 4 dias nos dados de deriva vertical de plasma e nos dados de vento para 2005, concluindo assim que as características de propagação ascendente das ondas para a Região MLT seguido pelo acoplamento electrodinâmico para alturas da região F resultam em forte modulação da deriva vertical do plasma.

3.5 Interação Não Linear Entre Ondas Atmosféricas

Para estudar as propriedades das ondas atmosféricas é possível trabalhar com linearização das equações, através do método da Perturbação, para encontrar propriedades, informações e a relevância das ondas para a atmosfera, que consiste no estado básico e é assumido constante ou dependente das coordenadas espaciais e também considerá-las grandezas que não varia com o tempo, resultando na obtenção de soluções simples ainda assim as ondas podem interferir umas com as outras através de termos não lineares [22].

O acoplamento não linear faz surgir um conjunto de ondas filhas com frequências misturadas e torna-se necessário tratá-las através da teoria da não linearidade. E pode surgir devido à presença de fontes ou de fortes efeitos de processos dissipativos, e também surgir devido à própria amplitude da onda ou através da interação entre duas ondas.

Através de investigações sobre interações ressonantes não lineares [23] pontou que muitas ondas de gravidade observadas em alturas meteóricas surgem da interação entre a maré diurna e as ondas de gravidade aprisionadas abaixo da mesopausa. [24] mostrou que as componentes da maré têm uma amplitude modulada com períodos de poucos dias analisando muitos dados observacionais que foram obtidos, usando radar, próximo a mesopausa. Logo, eles concluíram que, a interação não linear da maré atmosférica com ondas planetárias pode modular a amplitude da maré com períodos igual ao da onda planetária.

Capítulo 4

Instrumentação e Metodologia

Este capítulo aborda as características gerais dos dados obtidos nas medidas de ventos da região MLT e dos dados das componentes de campo magnético obtidos por magnetômetros na região equatorial.

Os dados de vento foram estimados a partir das informações registradas pelo radar meteórico que opera em São João do Cariri (7,4°S; 36,5°O), durante o período compreendido entre janeiro e dezembro de 2005, enquanto que as medidas proporcionadas pelos magnetômetros foram originadas em 4 estações próximas da região equatorial, as quais foram obtidos do *International Real-time Magnetic Observatory Network*, através das componentes do campo magnético durante o mesmo período, cujas coordenadas estão descritas na Tabela 4.1. A Fig. 4.1 mostra a localização dos observatórios que comportam os instrumentos que registraram os dados utilizados nesse estudo.

Tabela 4.1: Coordenadas geográfica e magnética das estações que comportam os magnetômetros

Estação	Lat. Geo.°	Long. Geo.°	Lat. Mag.°	Lat. Mag.°
Ascencion Island, ASC	-7,9	345,6	-2,12	57,1
Addis Ababa, AAE	9,03	38,76	5,02	112,4
Huancayo, HUA	-12,05	284,67	-1,34	357
Kourou, KOU	5,1	307,4	15,18	307,4

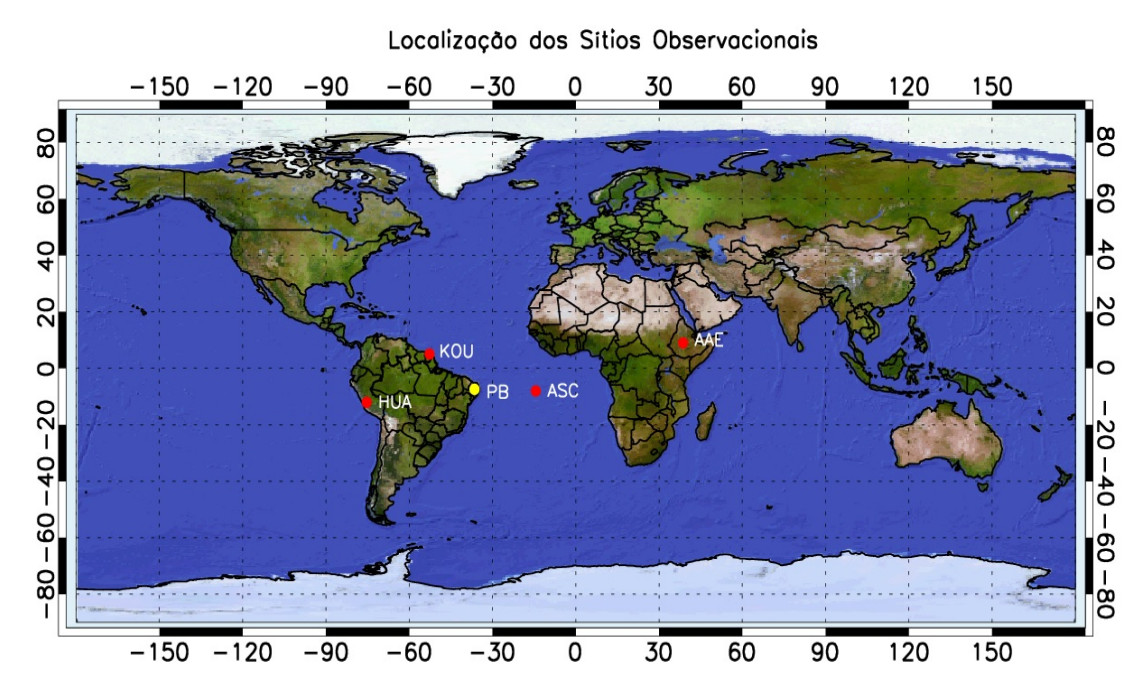


Figura 4.1: Localização geográfica dos sítios observacionais onde operam o radar meteorológico (São João do Cariri-PB) e os magnetômetros (HUA, KOU, ASC e AAE).

4.1 O Radar Meteorológico SKiYMET

Os dados de ventos da região da mesosfera e baixa termosfera usados foram obtidos através do radar meteorológico de São João do Cariri, o qual opera em alta repetição de pulsos na frequência de 35,2 MHz. O sistema usa uma antena transmissora Yagi de três elementos, com 5 antenas receptoras de 2 elementos dispostas no solo formando uma cruz assimétrica. Esta configuração interferométrica permite a determinação da trilha meteórica no céu.

O radar meteorológico é um instrumento científico utilizado para a observação de meteoros que normalmente entram na atmosfera terrestre. Para o entendimento do funcionamento deste radar torna-se necessário o entendimento sobre a formação dos meteoros na atmosfera. Diariamente a atmosfera superior da Terra é atingida por milhões de partículas de poeira do meio interplanetário, em alta velocidade entre 11 e 72 km/s. Os meteoróides que ao penetrarem na atmosfera terrestre colidem com as moléculas gasosas nela existentes sofrem um processo de ablação e fragmentação dando origem a uma trilha contendo gás ionizado. Em seu processo de funcionamento, o radar meteorológico envia um curto pulso de ondas de radio frequência através da antena transmissora, em (VHF very

high frequency). Parte desse sinal é refletido pela trilha ionizada deixada pelo meteoro sendo recebido pelo conjunto das antenas receptoras. Como a trilha meteórica é levada pelo vento, analisando-se o deslocamento Doppler do sinal refletido pela trilha, pode-se calcular a velocidade e a direção do vento atmosférico na altitude de observação.

O radar meteórico (SKiYMET) é um sistema comercial que opera segundo as especificações descritas na Tabela 4.2, referentes ao radar de São João do Cariri-PB. Detalhes adicionais sobre o sistema, modo de operação e método de detecção de meteoros para o radar SKiYMET são descritos por [46]. O sistema opera 24 horas por dia e a detecção do sinal meteórico é realizada automaticamente através de processos sucessivos. A qualidade do sinal é determinada através de análise de coerência de fase.

Tabela 4.2: Especificações do Radar Meteórico SKiYMET. Adaptada de [47]

Frequência de transmissão	35,24 MHz
Pico de potência transmitida	12 KW
Taxa de pulso	2144 pps
Canais receptores	5
Resolução	2 km

Este sistema de radar é composto de uma unidade transmissora, outra receptora e a unidade de processamento. Um receptor multicanal de pulsos de radar, software e técnicas de cálculos sofisticados são utilizados para detectar e analisar eventos meteóricos. A Figura 4.2, adaptada de [46], ilustra o sistema de hardware, parte superior, e os componentes de Software, parte inferior, do radar SKiYMET.

4.2 Magnetômetros

Magnetômetro é um aparelho que efetua medidas do campo magnético \vec{B} a partir de medidas de intensidade de corrente elétrica, por exemplo, em geral um magnetômetro é baseado em algum tipo de sensor, que converte o campo magnético em um sinal elétrico.

Podemos citar como exemplo o magnetômetro de fluxo saturado, ou fluxgate, pois é bastante usado nesta área de pesquisa devido a alta sensibilidade. O fluxgate, é um sensor do vetor campo magnético adequado para medir o campo geomagnético. São dispositivos

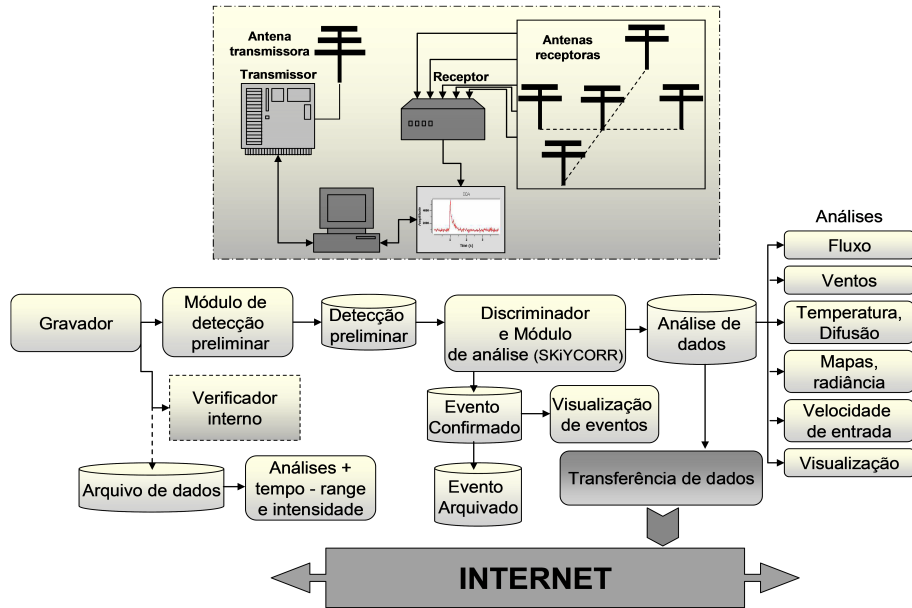


Figura 4.2: Modelo esquemático do sistema de Software do radar SKiYMET.

de estado sólido que medem a magnitude, direção e sentido de campos magnéticos. Medem campos estáticos ou alternados até alguns kiloHertz com sensibilidade para campos da ordem de 10^{-10} a 10^{-4} T. Não tem partes móveis e consomem pouca energia, podem alcançar 10 pT de resolução e estabilidade de 1 nT durante períodos longos [48].

O princípio geral de funcionamento do magnetômetro fluxgate é uma aplicação imediata da Lei de Indução de Faraday

$$\epsilon = - \frac{d\phi(t)}{dt} \quad (4.1)$$

que prevê a indução de uma força eletromotriz ϵ nos terminais de uma bobina, se houver variação no fluxo de campo magnético dentro dela [48].

O magnetômetro de fluxgate é chamado de magnetômetro vetorial, pois mede a intensidade do campo externo e pode ser utilizado para medir de forma independente as três componentes do campo magnético terrestre, seu funcionamento é baseado na interferência de um campo externo.

Em geral núcleos para fluxgates são feitos de ligas de material ferromagnético mole cuja curva de saturação $\vec{B} \times \vec{H}$ é praticamente vertical e possui permeabilidade alta ($\mu = \frac{dB}{dH}$) para um valor de H baixo e saturam rapidamente para valores mais elevados de H (onde $\mu \approx 0$). Possibilitando medir o estado de magnetização do núcleo através de um campo magnético externo [49].

O sensor fluxgate é envolto por dois sistemas de bobina. O primeiro, de excitação, leva o núcleo, através de uma corrente periódica, aos limites da saturação e o outro detecta o segundo harmônico deste sinal de excitação, que traz a informação do campo magnético a ser avaliado. [48]. Aplicando uma corrente alternada a um dos núcleos gera-se em ambos um campo magnético induzido, de igual direção e sentidos contrários. Quando não existe campo externo a medida nas bobinas secundárias é zero e na presença de um campo externo a medida nas bobinas secundárias varia proporcionalmente a intensidade do campo aplicado [50].

4.3 Metodologia para Análise dos Dados

O vento é obtido através da medida da velocidade radial de todos os meteoros detectados. As velocidades radiais são determinadas através de funções de autocorrelação e correlação cruzada associadas aos meteoros detectados e da taxa de mudança de fase no intervalo próximo a zero. A metodologia utilizada para estimativa dos ventos horizontais é a mesma descrita por [52].

Para o cálculo de espectro de dados não espaçados uniformemente, o método mais comumente utilizado é a análise de periodograma para identificar as periodicidades presentes nos campos de vento [53]; [51]. Essa técnica ignora o espaçamento desigual dos dados, envolvendo a estimativa do espectro de potência de Fourier normal, como se os dados fossem igualmente espaçados [54]. O periodograma representa a Densidade de Potência Espectral (PSD) de cada componente de frequência, sobre o segmento da série temporal, onde a contribuição espectral, em cada frequência ou período, é representada por picos [55].

Para extrair determinadas componentes de um sinal, no domínio do tempo, submeteu-se a sequência de dados a um filtro passa banda e a análise harmônica que é baseada no pressuposto de que uma oscilação periódica complexa pode ser produzida pela superposição de ondas que oscilam sobreposta à um nível médio, ou seja, as frequências dessas ondas são harmônicas de uma frequência fundamental. Identificado um sinal periódico na série temporal é possível analisar a amplitude e fase deste sinal periódico através de um ajuste aplicando o método dos mínimos quadrados [56].

Para se obter uma visão mais detalhada sobre o comportamento da energia espectral de oscilações de escala planetária com o tempo utiliza-se a transformada de ondaletas de Morlet (wavelet) que permite decompor um sinal em diferentes níveis de resolução. Pois a transformada em ondaletas revela no tempo que parte do sinal analisado transporta energia significativa e em que frequências isso acontece [57].

Para investigar a variabilidade nas componentes X, Y e Z do campo geomagnético com períodos de ondas planetárias, o método descrito por [58] foi aplicado. O método usa séries temporais de coeficiente relativo obtidas a partir das médias horárias das componentes do campo geomagnético, em que a periodicidade de 24 horas juntamente com todos os harmônicos são removidos. O método representa uma decomposição especial dos dados, onde ao invés de usar a função seno, usa-se o curso do diurno, o qual é tratado como periódico.

Para tanto é importante identificar a presença de periodicidade correspondente a onda ultra rápida de Kelvin nos dados de vento e magnetômetro através de filtro passa-banda e de wavelet, respectivamente. Analisar se os períodos em que há assinatura da onda são magneticamente calmos, através dos índices magnéticos e caracterizar a oscilação presente nos dados de vento através do comprimento de onda vertical e do período da onda, usando o Lomb-Scargle. Para os dados de campo magnético verificar a diferença de fase entre duas estações identificando a direção de propagação, através do espectro cruzado de ondaletas (*Cross-Wavelet Spectrum, CWP*), que consiste em correlacionar as periodicidades existentes em ambas localidades, onde houver a presença da mesma oscilação a energia será maior, ou seja, mostra a covariabilidade da energia entre duas séries temporais e revela informações sobre a relação entre as fases das mesmas [59].

Capítulo 5

Resultados

A onda ultra rápida de Kelvin tem sido estudada por [52], [60], [43], [44] e [45] no campo de vento. Neste trabalho é realizado o estudo acerca destas oscilações para a região equatorial, para o ano de 2005 com dados de vento e também de campo magnético, tomando por base os dias em que não ocorreram tempestades magnéticas. O intuito deste trabalho é dar uma contribuição para a compreensão da dinâmica da região MLT e do possível acoplamento entre essas regiões.

5.1 Variações da onda de 3-4 dias

As ondas de Kelvin caracterizam-se por ser uma perturbação com amplitude zonal intensa e baixa amplitude meridional, tomamos como exemplo os dados obtidos de vento em São João do Cariri para o ano de 2005 como pode ser visto nas Figuras 5.1 e 5.2 e que se apresenta a componente zonal e a componente meridional do vento, respectivamente, representadas pela linha preta e a amplitude da oscilação com frequência de corte entre 0,22 e 0,28 ciclo/dia é representada pela linha vermelha.

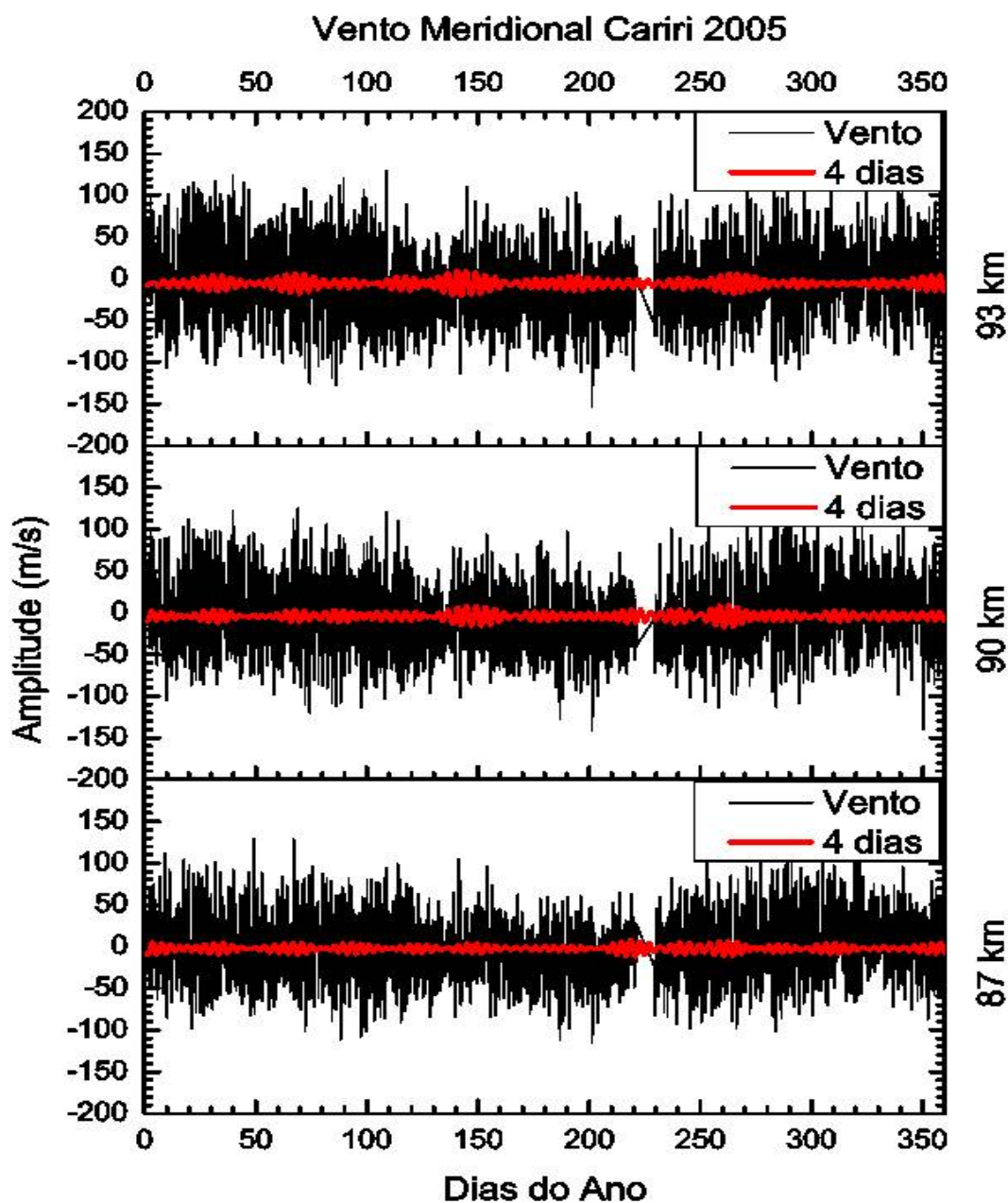


Figura 5.1: Componente meridional do vento para o ano de 2005 em três altitudes atmosféricas distintas (87, 90 e 93 km). Os dados de vento foram submetidos a um filtro passa-banda com períodos de passagem entre 3,5 e 4,5 dias.

Observa-se que a periodicidade em destaque possui amplitude mais elevadas para a componente zonal (Figura 5.1) do que para a componente meridional (Figura 5.2), entre os dias 50-90, 120-150, 190-220 e 290-330, os quais denominaremos eventos A, B, C e D, respectivamente. Este é o primeiro indício de que esta oscilação represente uma onda de Kelvin. Esta seção apresenta uma análise detalhada sobre os períodos descritos.

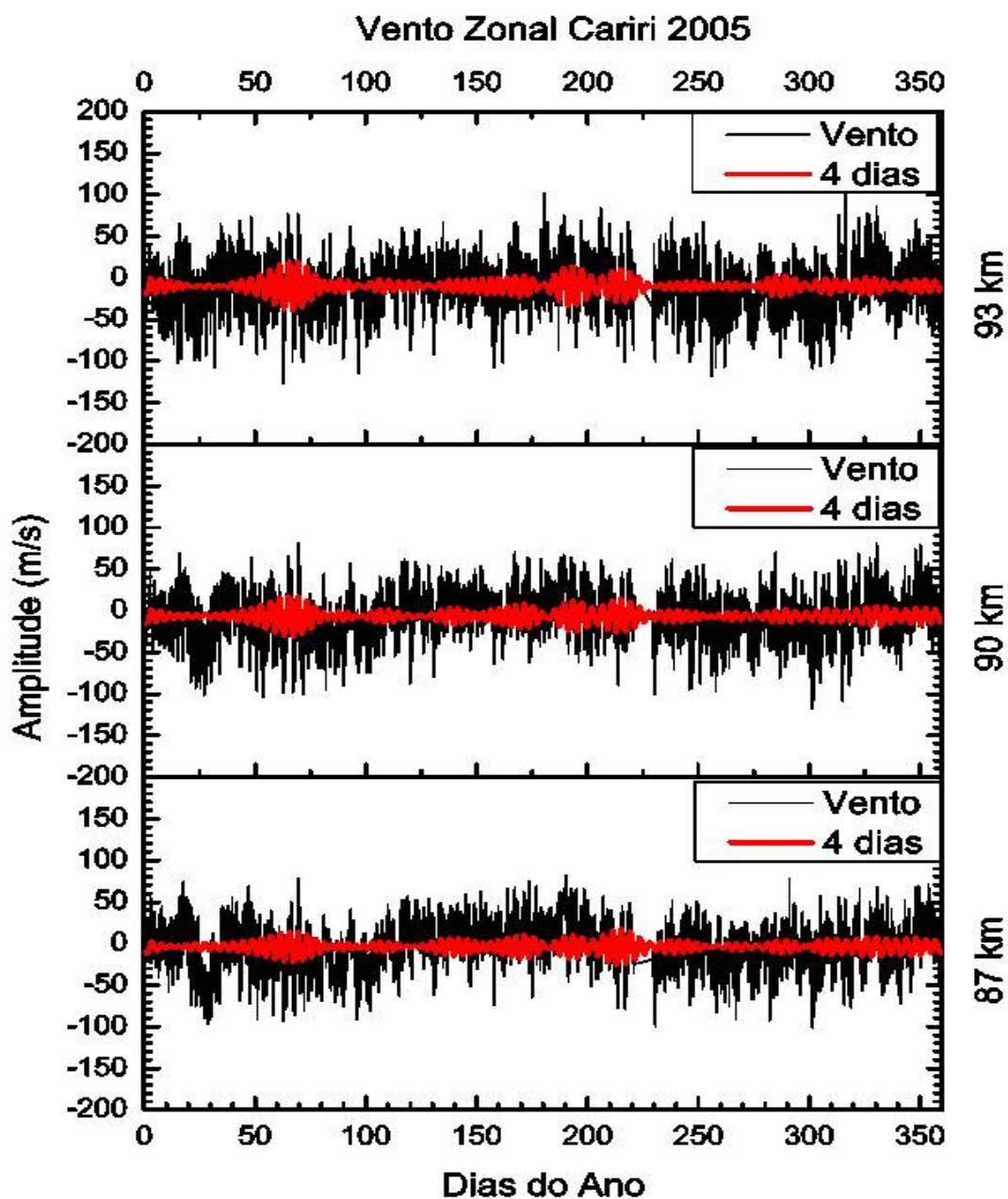


Figura 5.2: Componente zonal para o ano de 2005 em três altitudes atmosféricas distintas (87, 90 e 93 km). Os dados de vento foram submetidos a um filtro passa-banda com períodos de passagem ente 3,5 e 4,5 dias.

5.1.1 Filtro Passabanda Aplicado na Componente Zonal do Vento Meteorológico em São João do Cariri

Na Figura 5.3 a linha vermelha representa o vento filtrado na faixa de 3,5 a 4,5 dias, obtido com filtro passabanda com frequência de corte inferior de 0,22 ciclos/dia e

corrente superior de 0,28 ciclos/dia, enquanto a linha preta representa o vento Zonal de São João do Cariri nas camadas centradas em 87, 90 e 93 km.

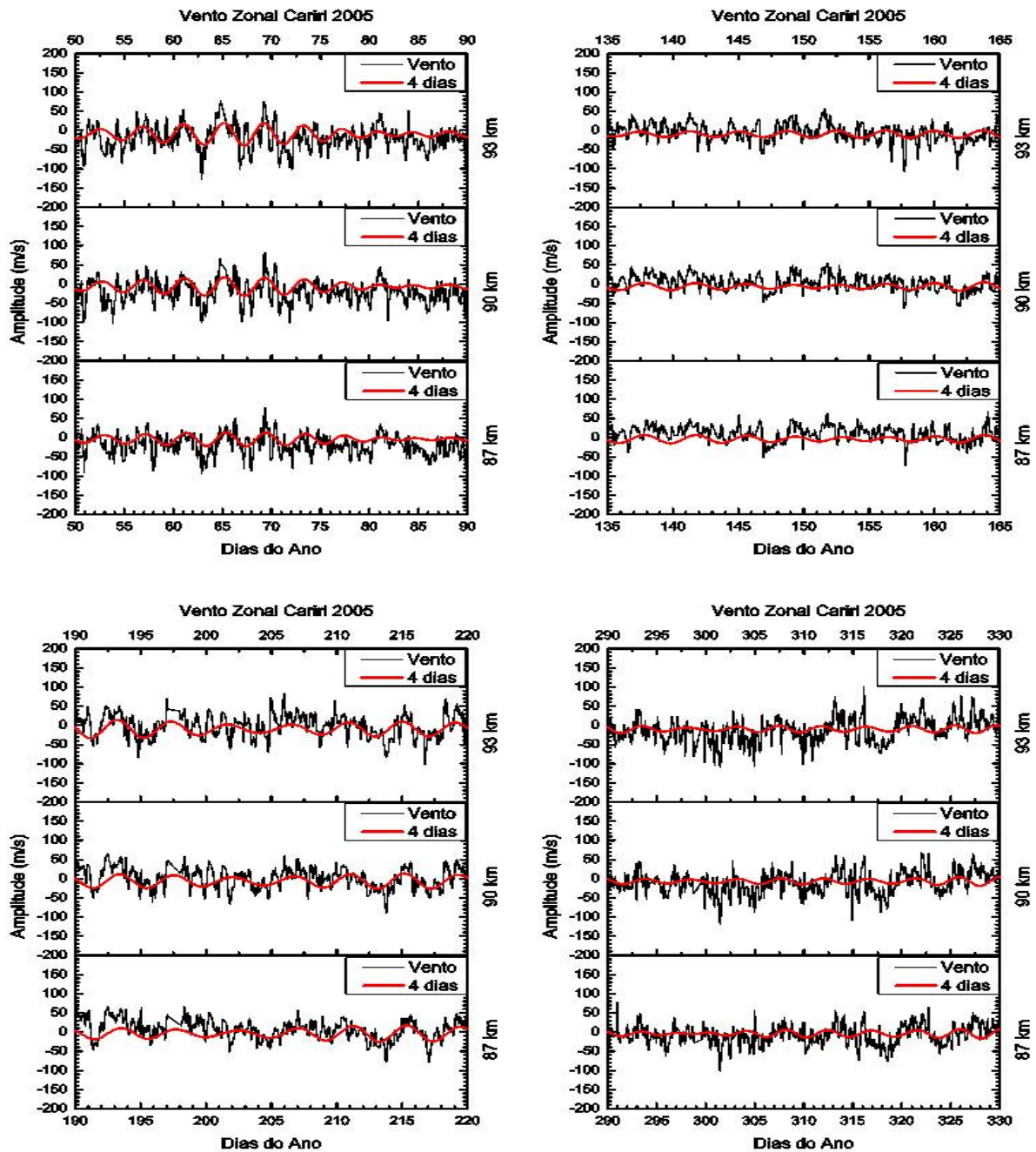


Figura 5.3: Componente Zonal do vento nas altitudes de 87, 90 e 93 km, para o período correspondente aos eventos A, B, C e D do ano de 2005, submetida a um filtro passa-banda com períodos de passagem entre 3,5 e 4,5 dias.

Identifica-se uma modulação no vento por uma oscilação que se repete a cada 4 dias aproximadamente nos eventos A, B, C e D.

5.1.2 Transformada de Wavelet de Morlet para o vento zonal de São João do Cariri

A transformada de ondaletas de Morlet proporciona uma investigação mais detalhada acerca das ondas de escala planetária e, por isto, foi utilizada para localizar a periodicidade de ~ 4 dias no tempo, conforme mostra a Figura 5.4.

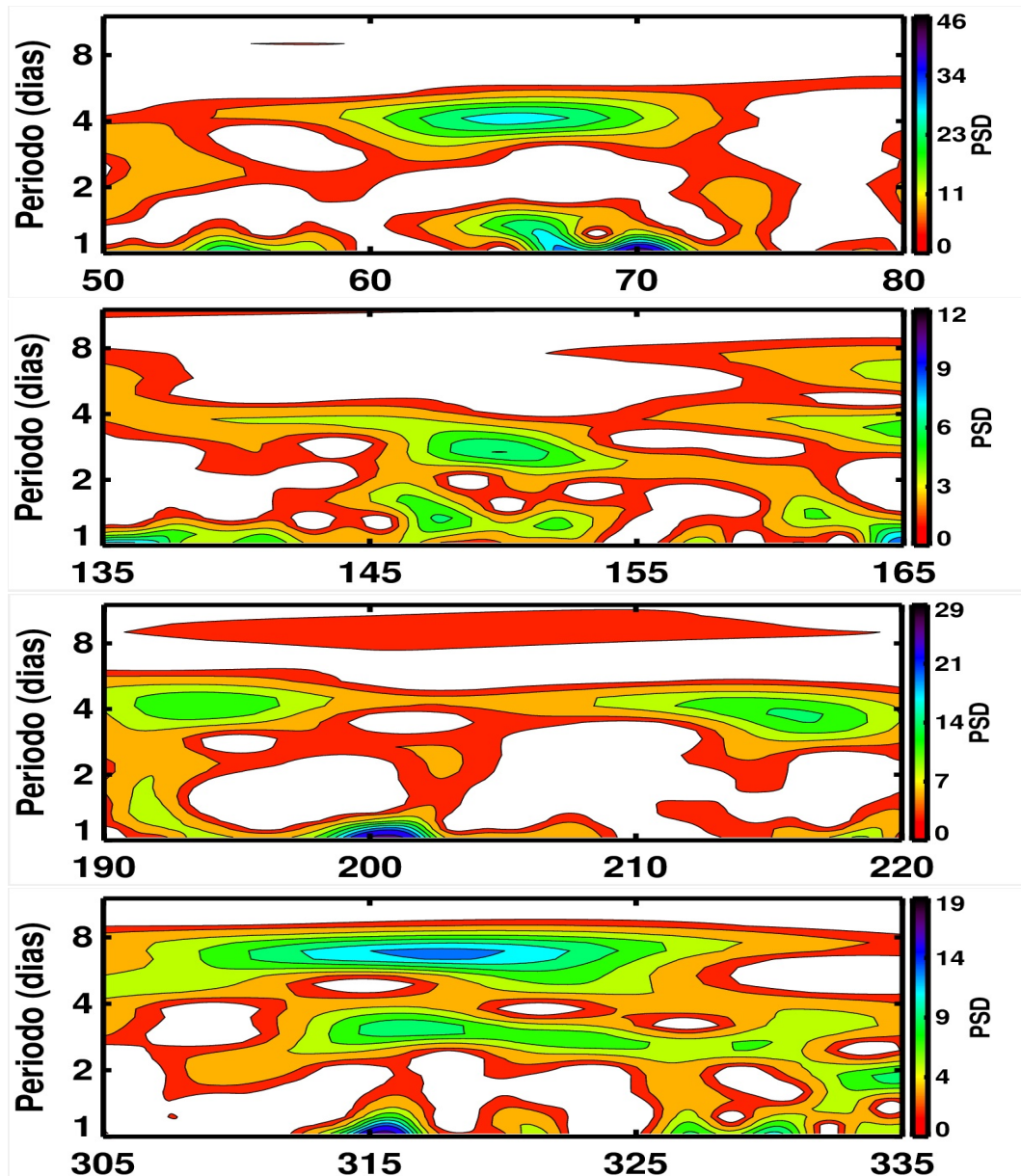


Figura 5.4: Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente zonal do vento obtido por radar meteorológico em São João do Cariri, para o período correspondente aos eventos A, B, C e D do ano de 2005.

Apresenta oscilação com período de 3-4 dias entre os dias 60-70, 145-155, 190-

200,210-220 e 315-328.

5.1.3 Transformada de Wavelet de Morlet para o campo magnético em HUA, ASC, AEE e KOU.

A Figura 5.8 apresenta a transformada de ondaleta de Morlet para a componente X do campo magnético nas estações de AEE, ASC, HUA e KOU. O período discriminado é composto de várias oscilações, sendo possível verificar núcleos de energia para o período meio dia (maré semi diurna), um dia (maré diurna), ~ 2 dias (oscilação de quase dois dias). Entretanto, é possível ainda verificar a presença de núcleos de energia cujo período está entre 3-4 dias e 6-7 dias. A oscilação de ~ 4 dias está presente em ambas localidades por volta dos dias 72, 150, 205-215, entre 312-318 para as estações de HUA e AEE, e 320-330 para todas estações.

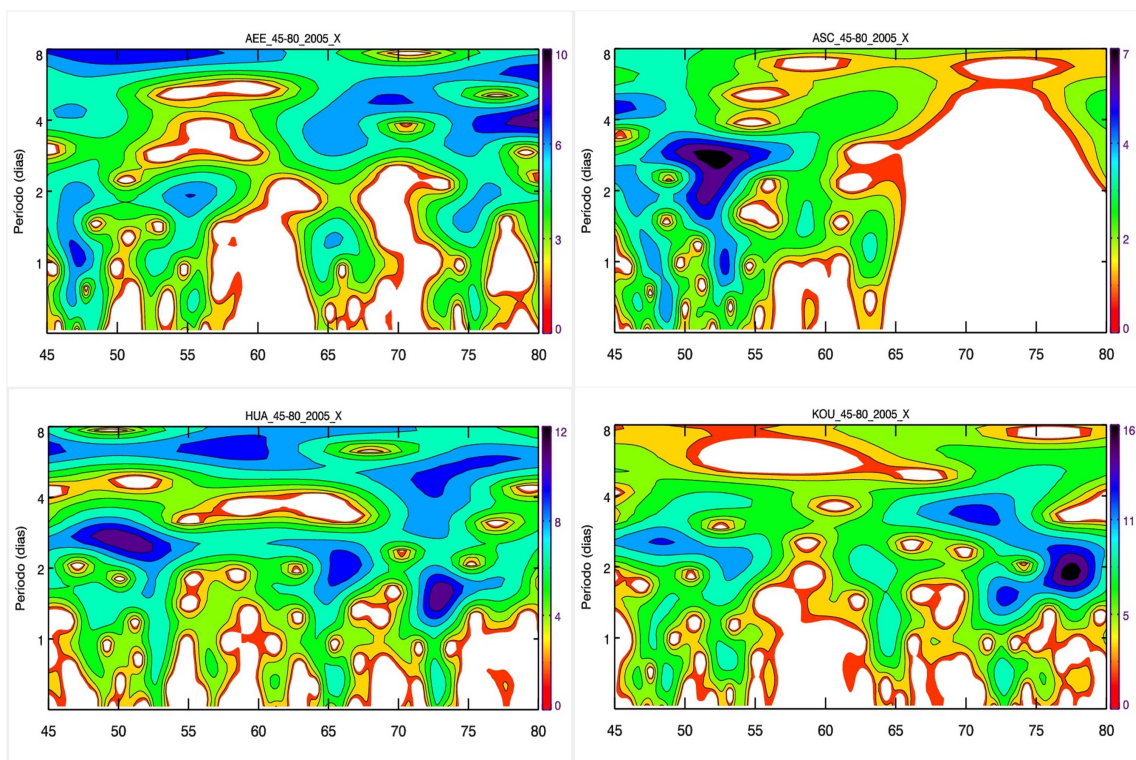


Figura 5.5: Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente X do campo magnético obtido por magnetômetros em AEE, ASC, HUA e KOU, para fevereiro-março de 2005.

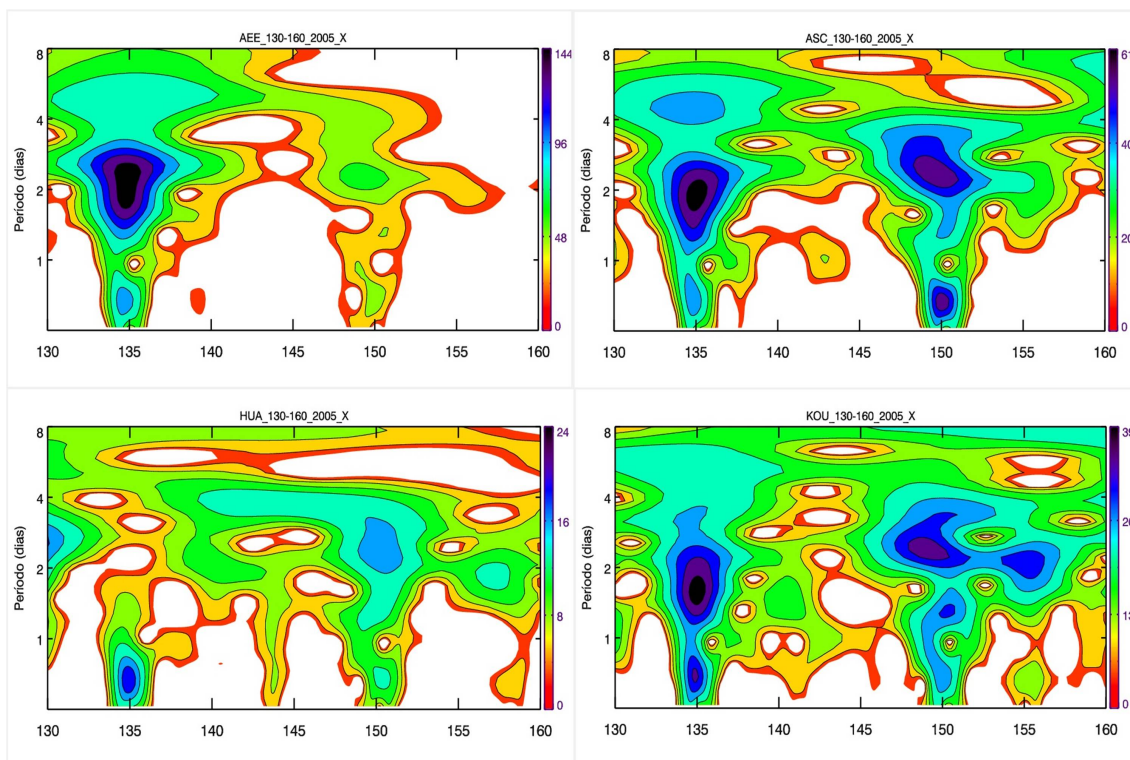


Figura 5.6: Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente X do campo magnético obtido por magnetômetros em AEE, ASC, HUA e KOU, para maio de 2005.

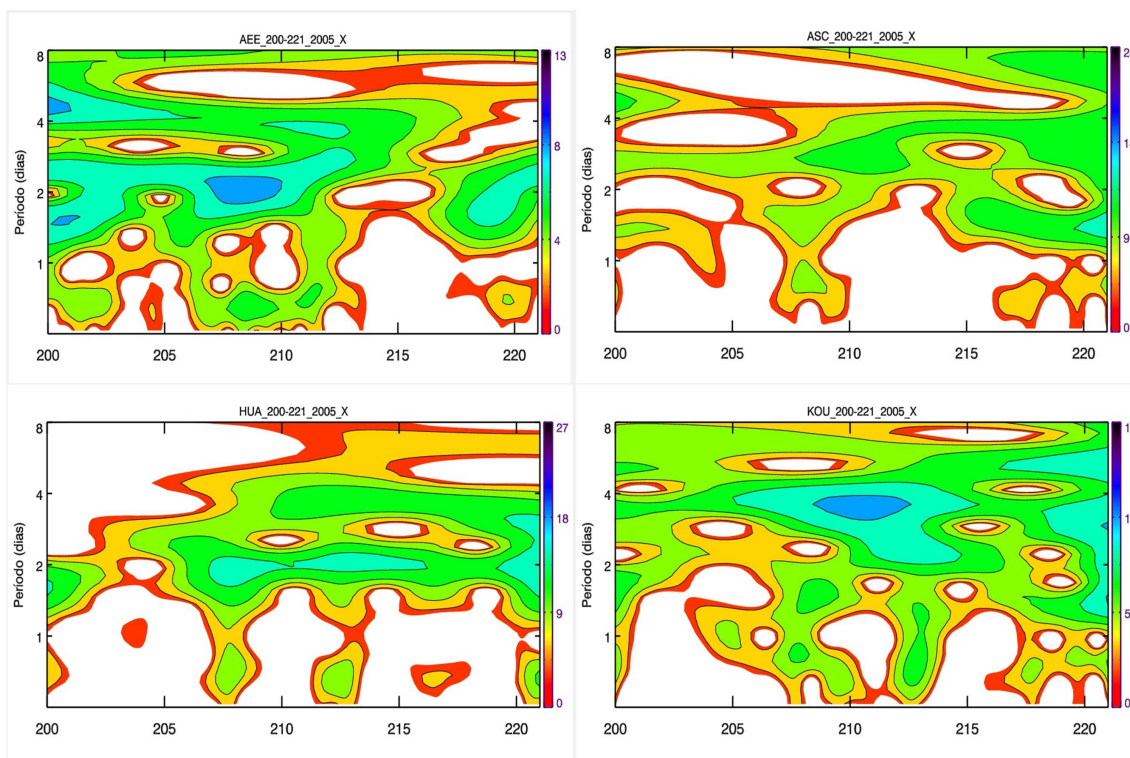


Figura 5.7: Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente X do campo magnético obtido por magnetômetros em AEE, ASC, HUA e KOU, para julho-agosto de 2005.

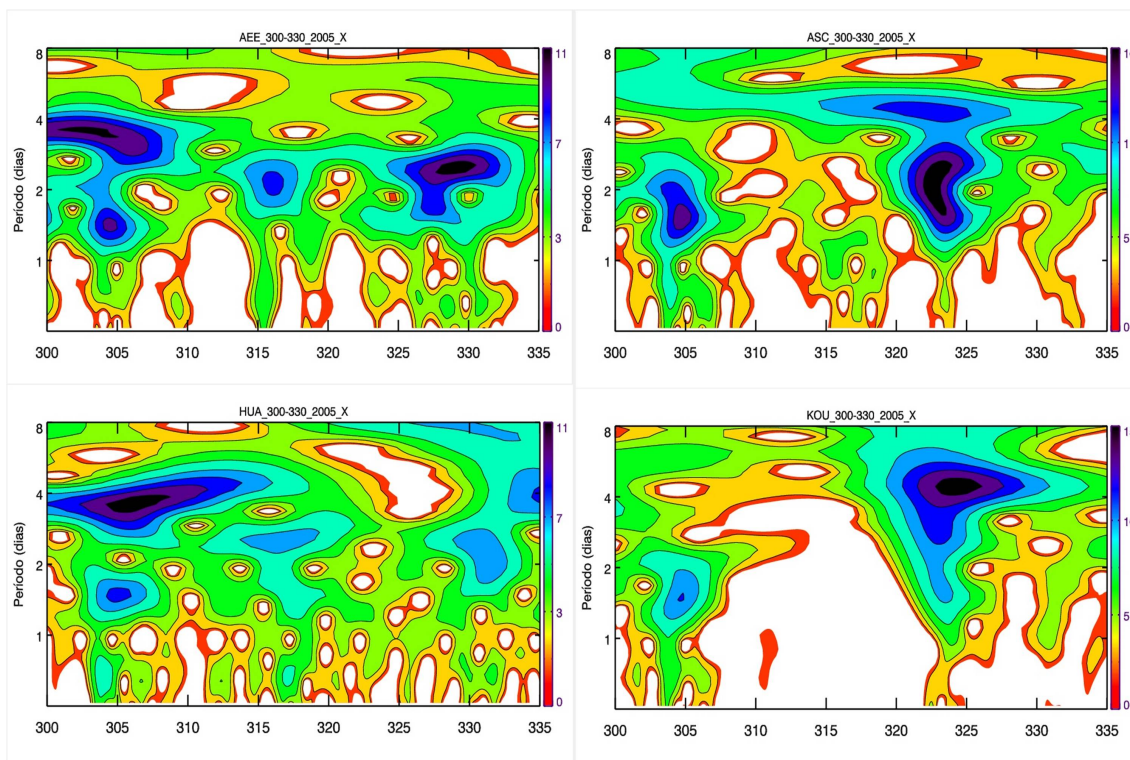


Figura 5.8: Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para a componente X do campo magnético obtido por magnetômetros em AEE, ASC, HUA e KOU, para outubro-novembro de 2005.

5.2 Índice Geomagnético

O índice geomagnético Dst para os eventos A, B, C e D, estão representados na Figura 5.9.

Uma vez que períodos geomagneticamente perturbados são inadequados para estudar a variabilidade nas componentes do campo magnético devido à propagação de ondas planetárias, o intervalo entre os dias 50-90 foi usado nas análises, uma vez que o mesmo apresentou atividades geomagneticamente calma a moderada. O período em torno do dia 72 é geomagneticamente calmo, portanto utiliza-se neste estudo, tendo em vista que períodos com tempestade magnética alteram o comportamento da dinâmica atmosférica induzindo correntes elétricas mais intensas e perturbando o meio. O índice Dst para o período entre os dias 120 e 150 não apresenta em geral tempestade geomagnética, exceto entre os dias 128-129 e 135-136 que apresentam tempestades geomagnéticas. Estes períodos não serão considerados neste estudo. Para o período entre os dias 190 e 220 consta atividade geomagnética moderada entre os dias 190 e 195, para os demais dias

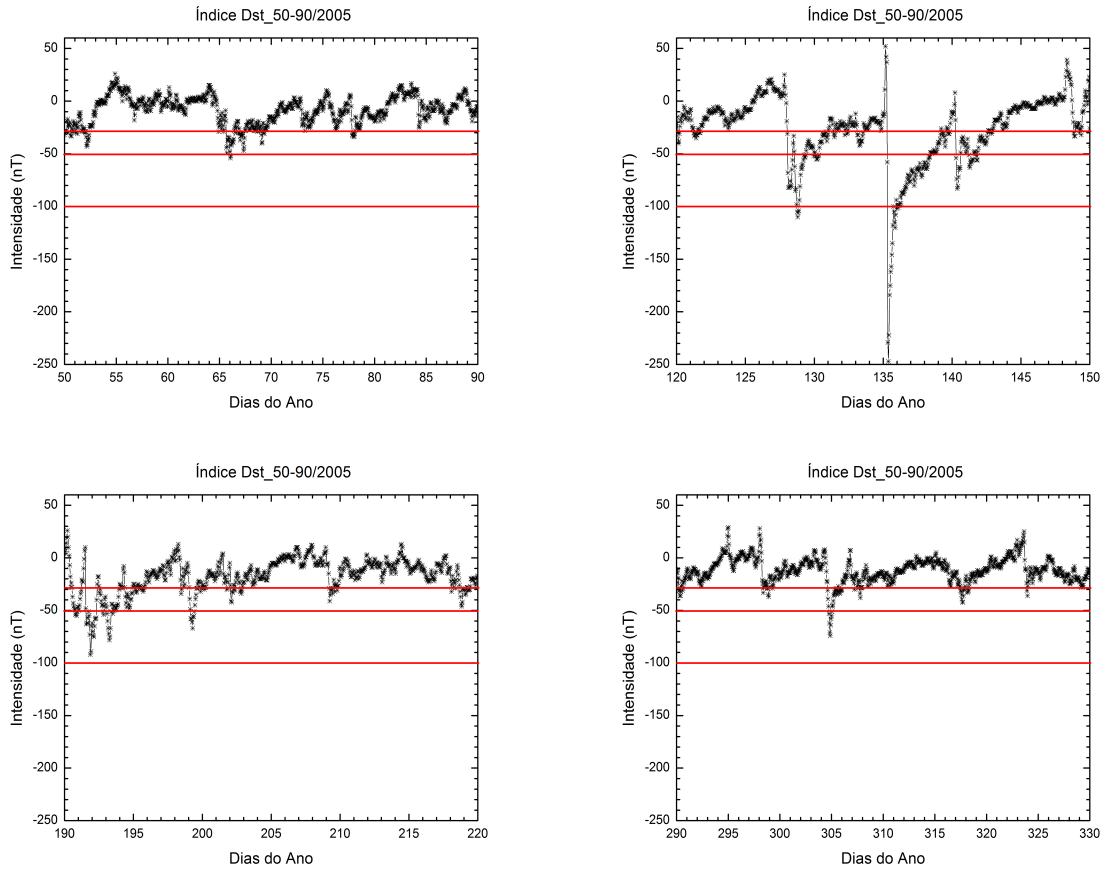


Figura 5.9: Índice geomagnético Ap para o período correspondente aos eventos A, B, C e D do ano de 2005.

o período é geomagneticamente calmo e portanto se enquadram no objeto de estudo. Para o período correspondente ao evento D, o índice geomagnético Dst indica que não houve tempestades magnéticas.

5.3 Caracterizando a onda de 3-4 dias

Identificada a presença da oscilação nos campos de vento e campo magnético pode-se partir para caracterizar esta oscilação. O teste de validação da onda será feito através do comprimento de onda e do período para o vento e da direção de propagação para o campo magnético.

Para estudar as características da estrutura vertical da oscilação de ~ 4 dias presente na componente do vento zonal de São João do Cariri para a camada centrada em 90 km de altura, as amplitudes e fases foram determinadas através da técnica de análise

harmônica para as sete camadas atmosféricas. Para tanto, faz-se a análise retirando o vento médio e o cálculo é feito com o valor apenas da perturbação, para evitar possíveis influências do vento médio. Os cálculos foram realizados para janela contendo dados de 12 dias, repetindo-se o procedimento após deslocar a janela num passo de 1 dia.

5.3.1 Periodograma de Lomb-Scargle

O periodograma resultante para as componente zonal está representado na Figura 5.10, referente ao intervalo entre o final de fevereiro e início de março, maio, ao período compreendido entre o final de julho e início de agosto, e entre outubro e novembro de 2005.

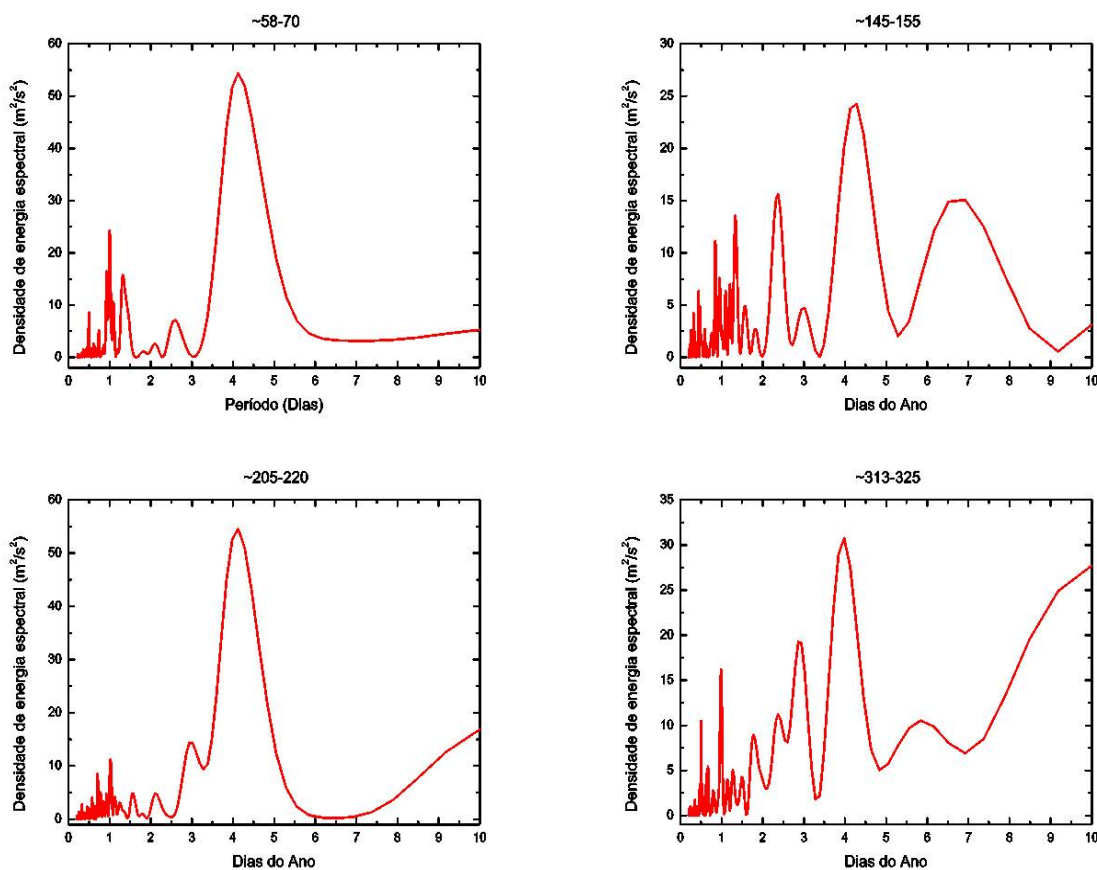


Figura 5.10: Periodograma de Lomb-Scargle correspondente ao vento zonal obtidos em São João do Cariri para fevereiro-março, maio, julho-agosto e outubro-novembro de 2005. Estes resultados são representativos para a camada centrada em 90 km.

Analisando o gráfico é possível distinguir picos de energia espectral em torno do

período de 4 dias, indicando que essa perturbação está presente na componente zonal do vento entre os dias 120 e 150, 190 e 220, 290 e 330 de 2005.

5.3.2 Perfis de Fase

A Figura 5.11 apresenta a estrutura de fase para o período entre fevereiro-março, maio, julho-agosto, e outubro-novembro, para o ano de 2005 conforme período descrito em cada gráfico.

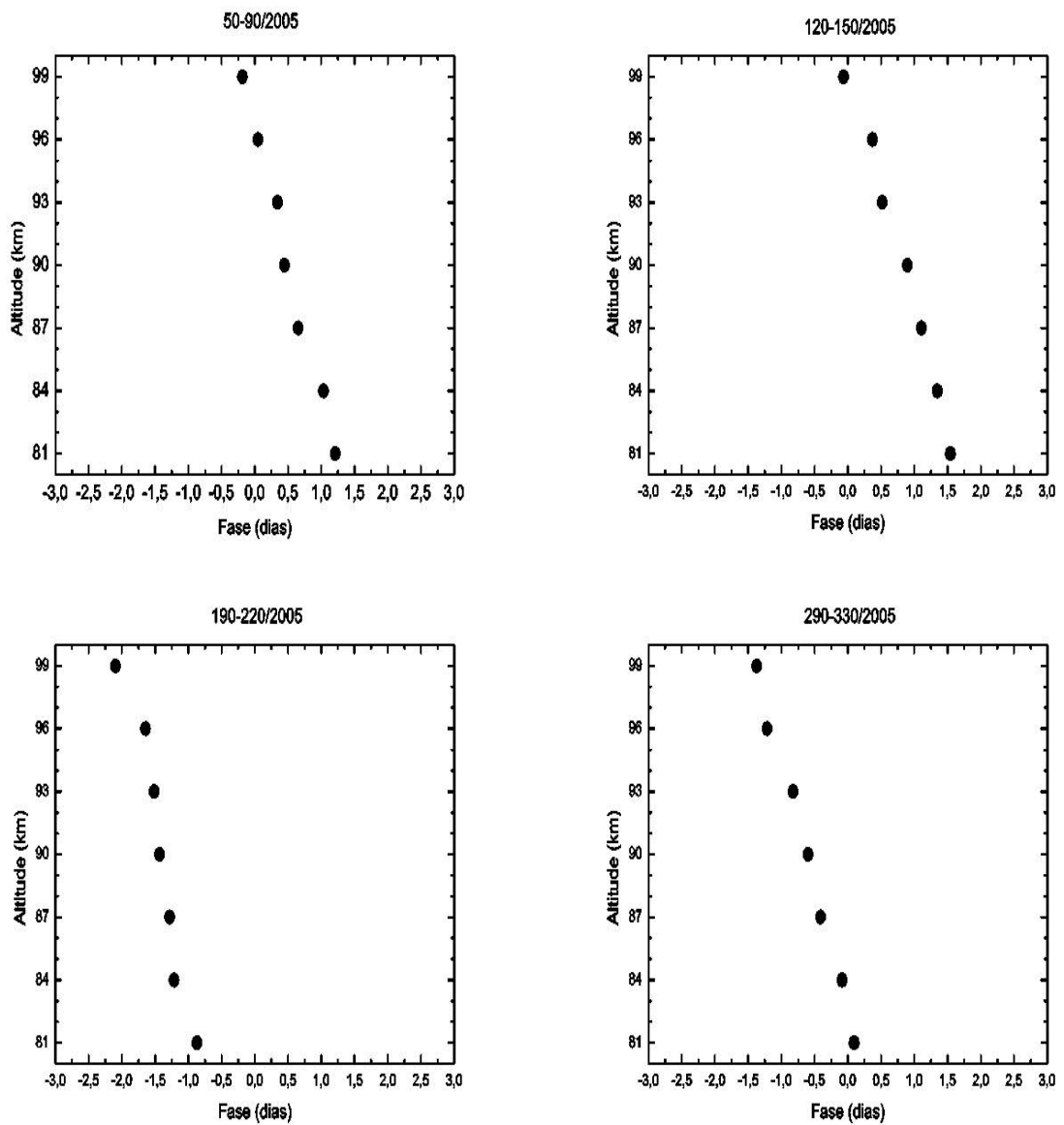


Figura 5.11: Perfil de fase da onda de quase 4 dias em São João do Cariri para os eventos ocorridos em 50-90, 120-150, 190-220, 290-330 de 2005, para a componente zonal do vento.

A estrutura de fase mostrada na Figura 5.11 revelou que o tempo em que o máximo ocorre primeiro nas altitudes mais elevadas, o que é consistente com propagação ascendente de energia, e os comprimentos de onda vertical estimado a partir das estruturas de fase, apresentaram valores próximos de 46 km, 43 km, 62 km e de 48 km para os eventos A, B, C e D, respectivamente. Os comprimentos calculados se enquadram no esperado para onda ultra-rápida de Kelvin.

5.3.3 Espectro Cruzado Aplicado à Dados de Campo Magnético

Utilizando espectro cruzado que relaciona as periodicidades existentes nos dados para ambas as estações, e aplicando wavelet é possível identificar as periodicidades existentes como mostra a Figura 5.12, que apresenta no eixo horizontal os dias do ano e no eixo vertical a periodicidade, bem como ao lado direito tem-se a escala de cor que representa a energia espectral.

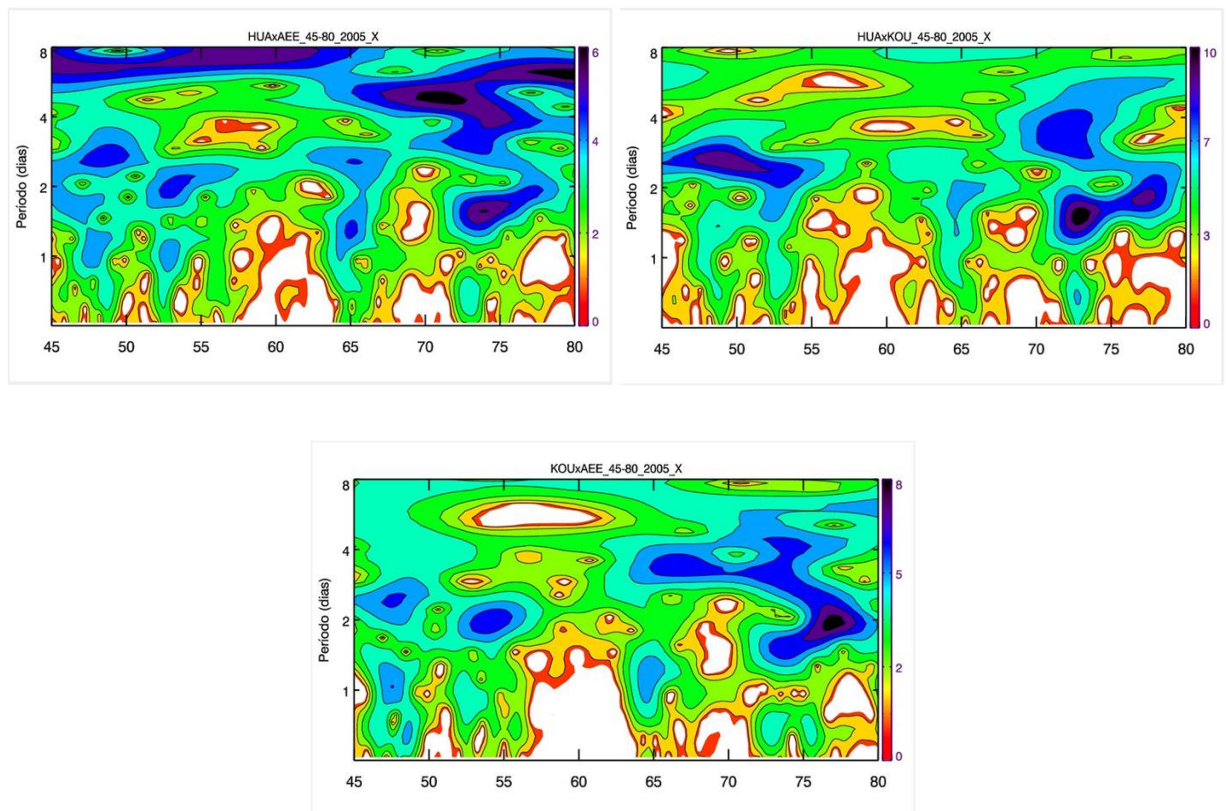


Figura 5.12: Análise de espectro cruzado para a componente X do campo magnético observados por magnetômetros, nas estações de AEE, HUA e KOU, entre os dias 45 e 90 de 2005.

O Espectro cruzado apresenta a relação da presença de periodicidade nos dados de campo magnético, como mostra a Figura 5.14. É possível identificar oscilação de ~ 4 dias nos dias 70, 150, 210-215, 318-330 em ambas as estações.

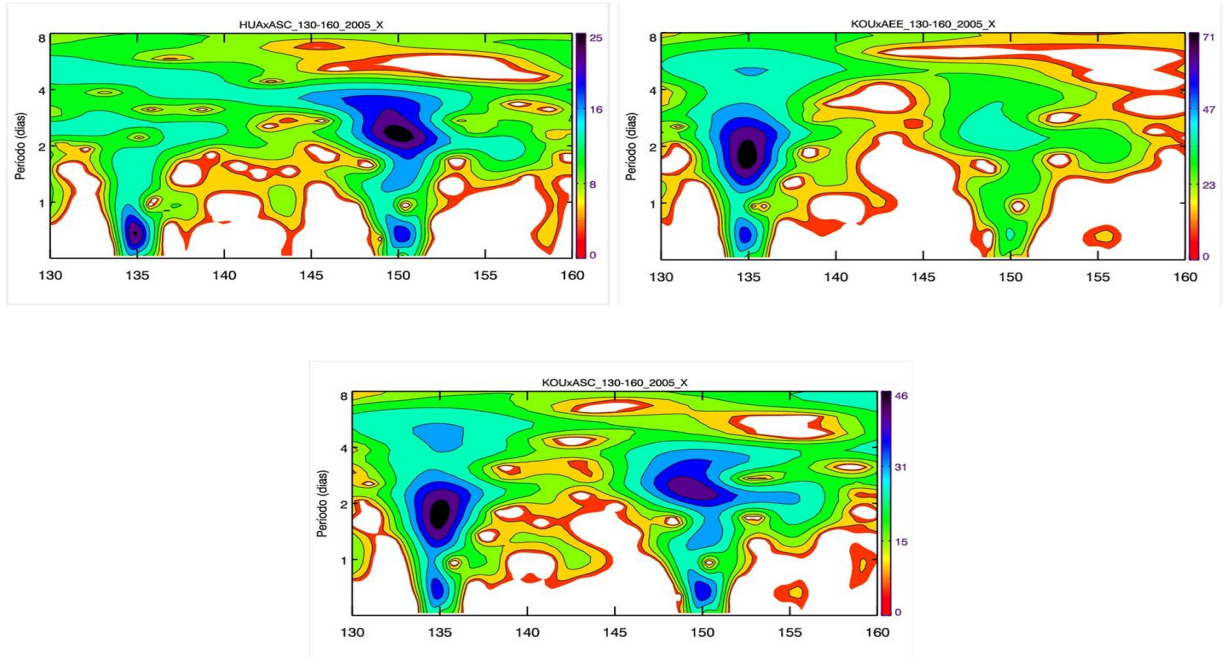


Figura 5.13: Análise de espectro cruzado para a componente X do campo magnético observados por magnetômetros, nas estações de AEE, ASC, HUA e KOU, para o mês de maio de 2005.

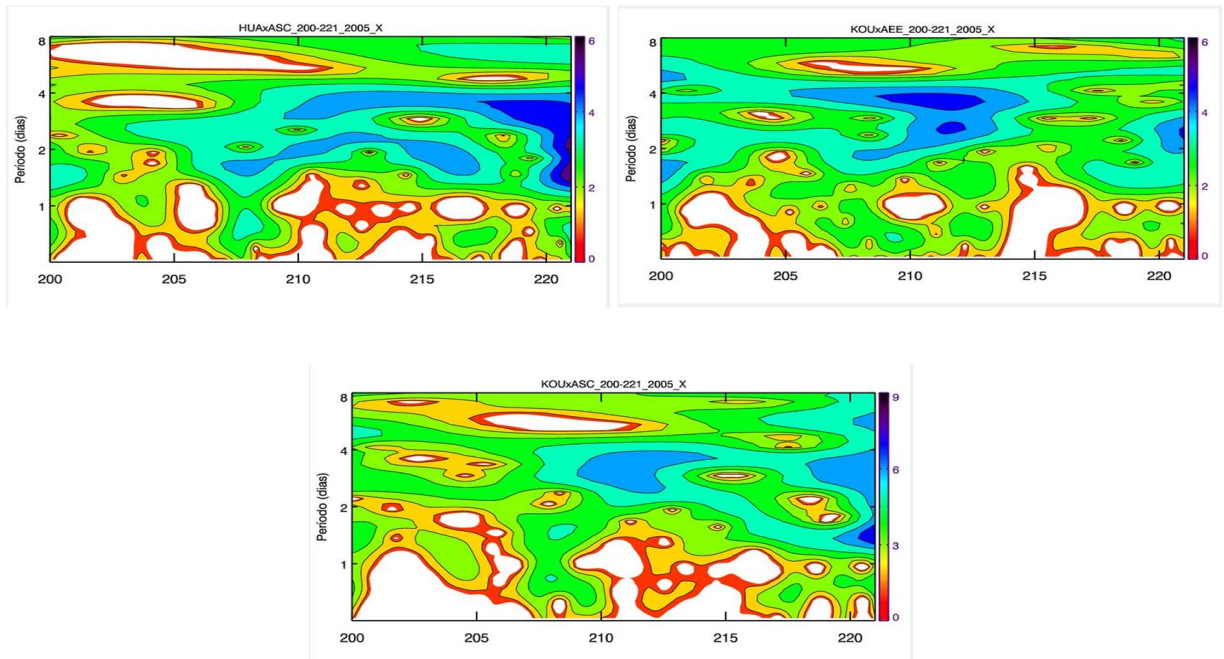


Figura 5.14: Análise de espectro cruzado para a componente X do campo magnético observados por magnetômetros, nas estações de AEE, ASC, HUA e KOU, para o mês de maio de 2005.

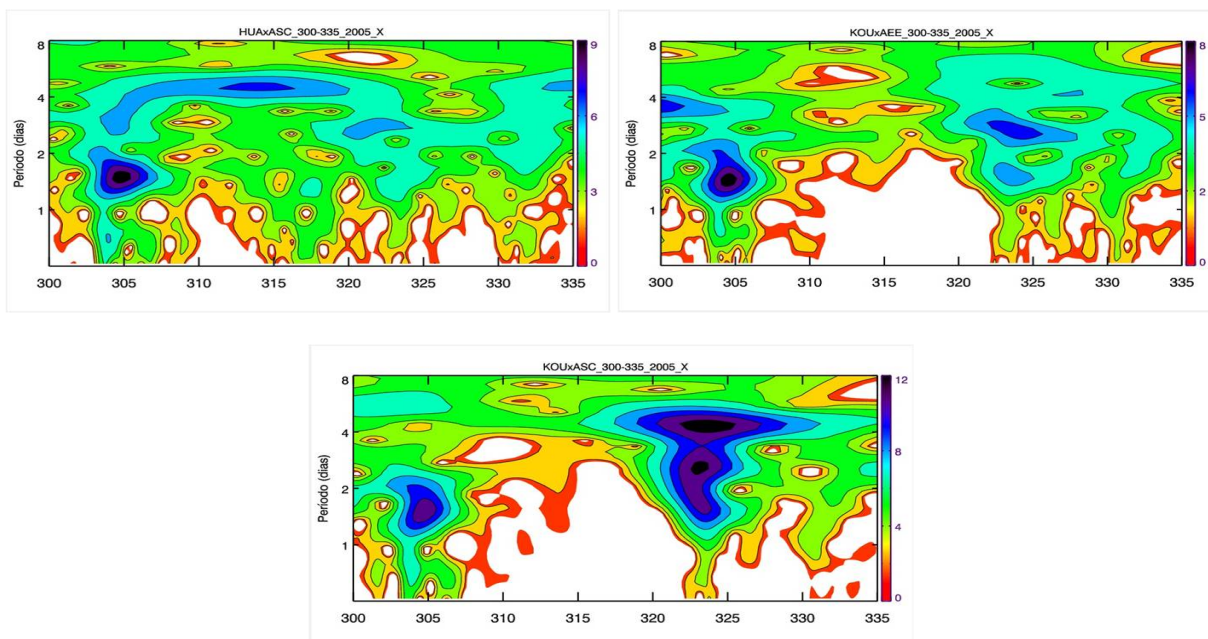


Figura 5.15: Análise de espectro cruzado para a componente X do campo magnético observados por magnetômetros, nas estações de AEE, ASC, HUA e KOU, para final de outubro e início de novembro de 2005.

Identificada a periodicidade de 3-4 dias no campo magnético vamos analisar a direção de propagação através da diferença de fase.

5.3.4 Densidade de energia do espectro cruzado e diferença de Fase

Para caracterizar oscilações no campo magnético estuda-se o comportamento de sua propagação em relação as estações através da diferença de fase.

Considere a Figura 5.16 na parte superior de cada gráfico tem-se a energia espectral em função do tempo e na parte inferior a diferença de fase para o período entre fevereiro-março, maio, julho-agosto e outubro-novembro.

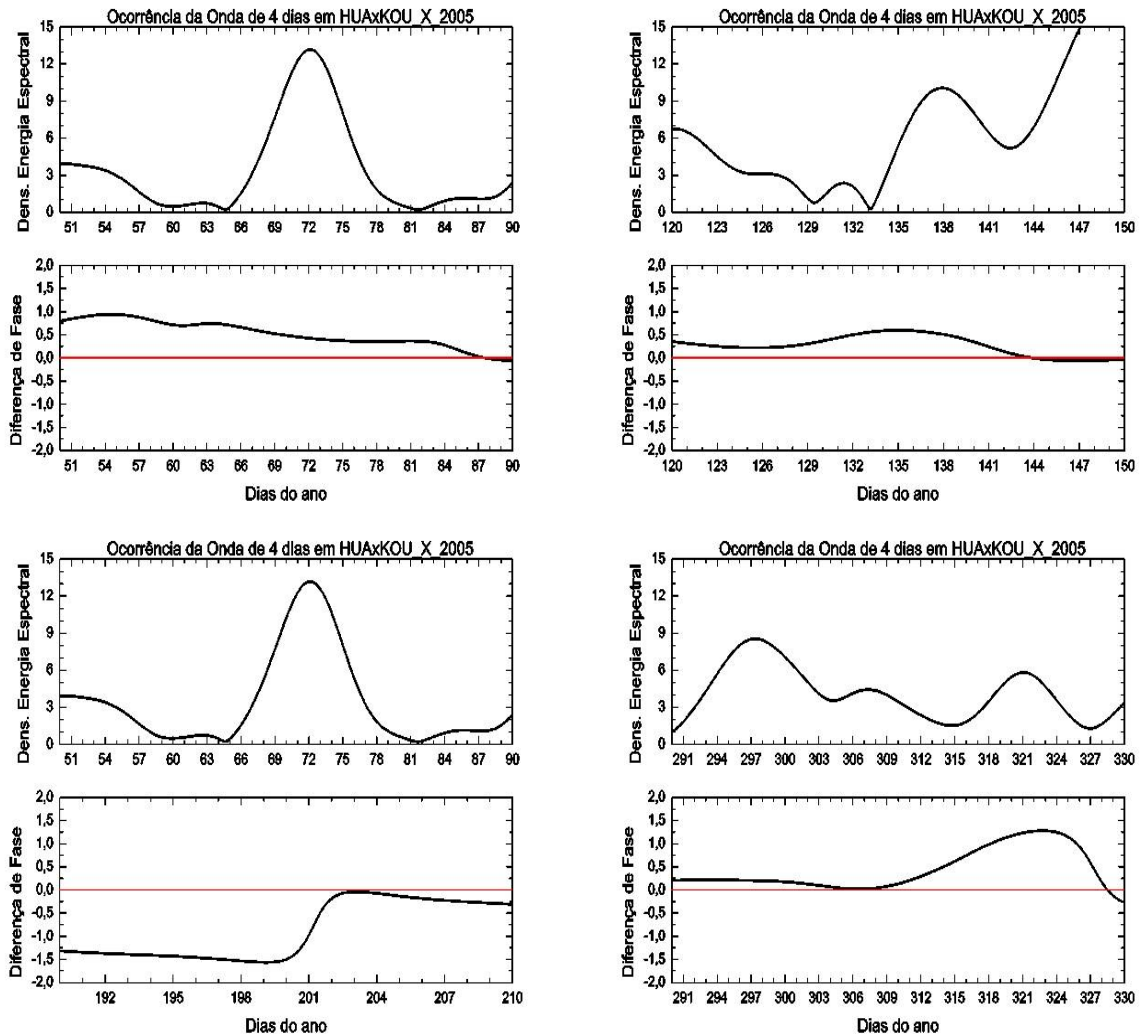


Figura 5.16: O gráfico superior apresenta a densidade de energia do espectro cruzado e o gráfico inferior a diferença de fase para a componente X do campo magnético observados por magnetômetros, nas estações de HUA e KOU entre os dias 50-90, 120-150, 190-220 e 300-335 de 2005.

Observa-se que para os eventos A, B e D, em que há presença da oscilação de 3-4 dias, a diferença de fase é positiva, ou seja, a onda maximiza primeiro em HUA e depois em KOU, ou seja propagação para leste.

Já o período correspondente ao final de julho e início de agosto apresenta diferença de fase negativa, ou seja, a onda maximiza primeiro em KOU e depois em HUA, portanto propagação para oeste. Sugerindo, portanto, que esta oscilação não representa uma onda ultra-rápida de Kelvin.

5.4 Acoplamento

As características observadas para o evento indicam a presença da oscilação de ~ 4 dias no vento e no campo magnético, a presença da oscilação na região E com a mesma periodicidade daquela observada no vento da região MLT, pode ser devido a propagação direta ou através da modulação entre a onda e maré ou entre outros modos de onda. No presente trabalho, tanto a propagação direta da onda de Kelvin até a região E, como a modulação da maré pela onda ultra-rápida de Kelvin são mecanismos que podem explicar a partir das observações.

Para averiguar a hipótese da modulação da maré pela onda ultra-rápida de Kelvin fez-se uma análise harmônica nos dados de vento meridional para periodicidade de 1 dia, tendo em vista que a amplitude da maré apresenta-se maior nesta componente, em seguida aplica-se a transformada de ondaletas de Morlet para destacar as periodicidade existentes, como é apresentado na Figura 5.17.

Observa-se a modulação da maré por uma oscilação de ~ 4 dias para os eventos A, B, C e D. Logo esta é uma evidência que a onda planetária ultra rápida de Kelvin que se apresenta no vento modula a maré atmosférica e esta por sua vez carrega consigo contribuições e afetam o campo magnético, gerando um acoplamento entre as camadas atmosféricas. Por outro lado, o fato da oscilação se propagar para leste na camada E, como sugerido pela diferença de fase obtida da análise de espectro cruzado, sugere que a onda está presente na camada E, ou outro modo de onda (secundária) que também se propaga para leste, fruto da interação entre a onda de Kelvin e a maré diurna por exemplo.

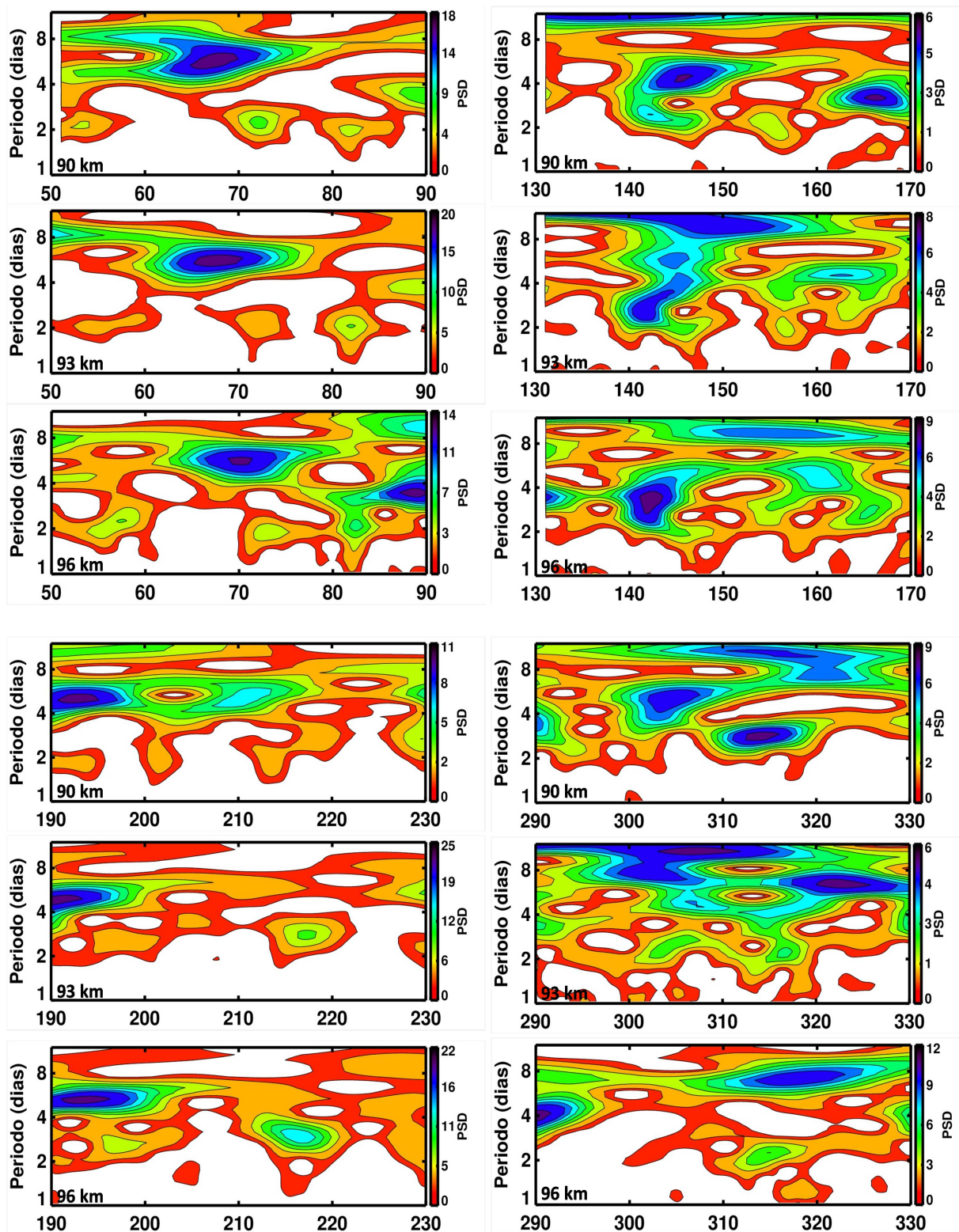


Figura 5.17: Resultados da aplicação da transformada de ondaletas de Morlet para o vento meridional observados por radar meteorológico em São João do Cariri, para as alturas 90 km, 93 km e 96 km, entre os dias 50-90, 120-150, 190-220 e 300-335 de 2005.

Considerando a interação da maré com a onda ultra-rápida de Kelvin pode-se gerar dois novos modos de onda. identificam-se os seguintes núcleos de interação não

linear ressonante: 1,25 ciclo/dia (frequência da maré + frequência da onda de 3-4 dias) que corresponde a um período de 1,33 dias e equivale a 32 horas e 0,8 ciclo/dia (frequência da maré - frequência da onda de 3-4 dias), cujo período é de 0,8 dia ou 20 horas. Para tal análise faz-se uso do periodograma de Lomb Scargle que aponta a energia espectral associada a oscilação sob forma de picos, como se apresenta na Figura 5.18.

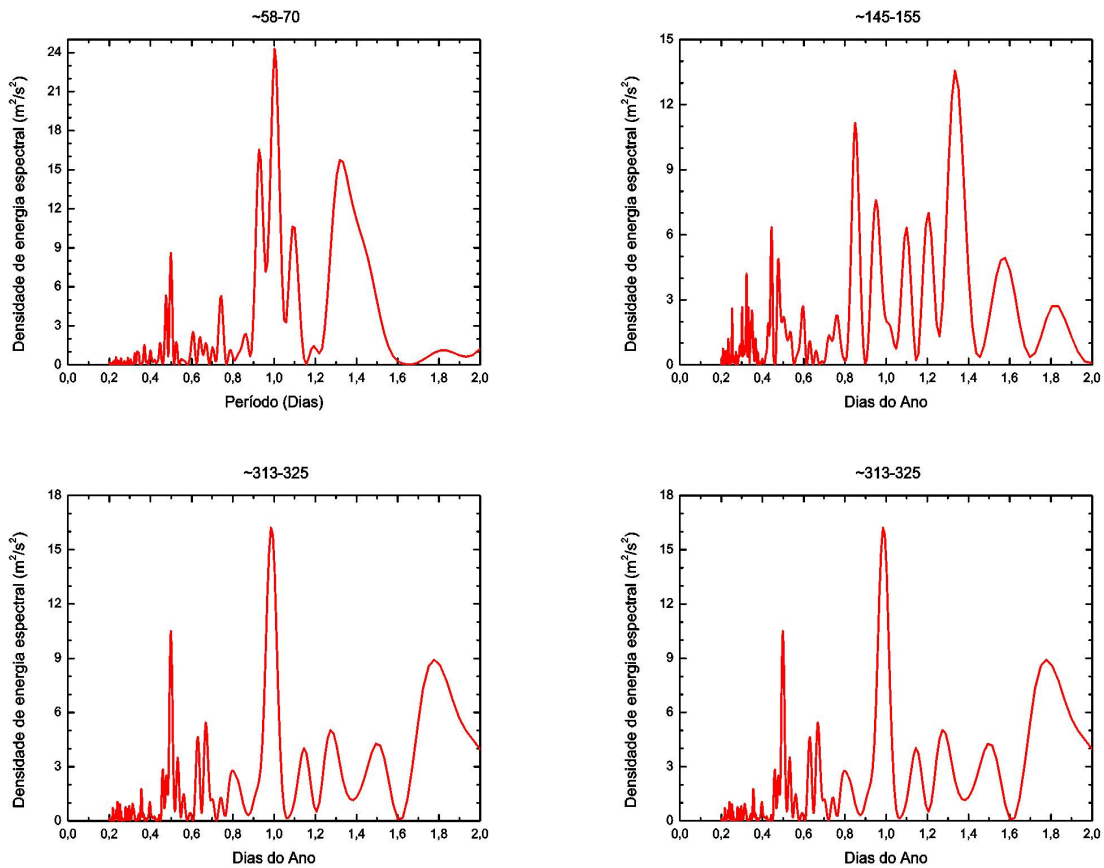


Figura 5.18: Periodograma de Lomb-Scargle correspondente ao vento zonal obtidos em São João do Cariri para fevereiro-março, maio, julho-agosto e outubro-novembro de 2005. Estes resultados são representativos para a camada centrada em 90 km.

Verifica-se a presença de períodos em torno de 1,3 dias e de 0,8 dias, sugerimos que isto seja o resultado da interação da maré com a onda ultra-rápida de Kelvin.

5.5 Discussões

Nesta pesquisa foram identificadas variações cujos períodos correspondem a oscilação de escala planetária de 3-4 dias na componente zonal do vento e no campo magnético na região equatorial, o que fornece evidência de acoplamento entre as camadas atmosféricas. Sugere-se a modulação da maré pela onda de Kelvin ultra-rápida.

[61] identificaram a presença de oscilações associadas com ondas planetárias na camada F da ionosfera equatorial e em baixas latitudes e [58] sugeriram que a modulação da maré atmosférica pela onda de 2 dias pode ser responsável por alterações no campo elétrico na região E.

[44] estudaram as contribuições da onda ultra rápida de Kelvin na região MLT através de dados de vento, temperatura, deriva vertical de plasma, do conteúdo eletrônico total e do perfil de densidade eletrônica, e identificaram a presença de oscilações entre 2-5 dias.

[45] investigaram a propagação das ondas rápidas e ultra-rápidas de Kelvin através do vento, temperatura e deriva vertical de plasma. E identificaram a assinatura da onda de 4 dias nos dados de deriva vertical de plasma e nos dados de vento para 2005, concluindo assim que as características de propagação ascendente das ondas para a região MLT seguido pelo acoplamento eletrodinâmico para alturas da região F resultam em forte modulação da deriva vertical do plasma.

[43] observaram oscilações planetárias com períodos entre 3 e 4 dias, no vento zonal de São João do Cariri para o ano de 2005 nos dias 58-70 e 140-152, com comprimento de onda próprio da onda ultra-rápida de Kelvin, também identificaram oscilação com período aproximado de 4 dias entre os dias 205-217 e 310-322, porém o comprimento de onda calculado foi superior ao esperado, aproximadamente 80 km, eles não sugeriram estes eventos como ondas de Kelvin.

Neste estudo utiliza-se apenas a perturbação sem o vento médio, o que possibilita melhor análise dos dados. Para os eventos A, B e C o comprimento de onda vertical encontrado foi de aproximadamente 45 km, já para o evento o D foi de 60 km, que difere dos resultados encontrados por [43]. Segundo [10] estes comprimentos são compatíveis com a onda ultra-rápida de Kelvin.

[62] identificou presença da oscilação de 3-4 dias no airglow entre os dias 01 e 14 de março de 2005, associando à onda ultra-rápida de Kelvin. E também entre os dias 30 de junho e 11 de julho, porém a estrutura vertical de fase obtidas com airglow para este período indicava a propagação descendente da onda. Nesta pesquisa foi constatado propagação ascendente da onda no vento zonal para o mesmo período, assim como modulação da maré por esta onda, que também foi identificada no campo magnético porém com propagação para oeste, o que não condiz com as características da onda ultra-rápida de Kelvin.

Segundo alguns autores a propagação direta de ondas planetárias da baixa atmosfera até o sistema termosfera-ionosfera não é possível [7], [8], [9], [10] e [11]. [12] sugeriram que a interação entre ondas planetárias e marés atmosféricas na porção inferior da ionosfera pode ser o mecanismo responsável pela variabilidade da camada E. Neste trabalho se apresentou resultados acerca da modulação da maré pela onda ultra-rápida de Kelvin no dados de vento zonal e sugere-se a interação dessas ondas como mecanismo responsável pela geração de ondas secundárias de 1,33 dias e 0,8 dias.

Identificou-se a presença da onda ultra-rápida de Kelvin na mesosfera e ionosfera, detecção quase simultânea de atividade de ondas planetárias na MLT fornece evidência de acoplamento entre a estratosfera e o sistema termosfera-ionosfera através de mecanismos indiretos.

Neste estudo sugere-se a modulação da maré pela onda ultra-rápida de Kelvin. Nos resultados obtidos observa-se a modulação da maré por uma oscilação de ~ 4 dias. Logo esta é uma evidência que a onda planetária ultra rápida de Kelvin que se apresenta no vento modula a maré atmosférica e esta por sua vez carrega consigo contribuições e afetam o campo magnético, gerando um acoplamento entre as camadas atmosféricas. Por outro lado, o fato da oscilação se propagar para leste na camada E, como sugerido pela diferença de fase obtida da análise de espectro cruzado, sugere que a onda está presente na camada E, ou outro modo de onda (secundária) que também se propaga para leste, fruto da interação entre a onda de Kelvin e a maré diurna por exemplo.

Capítulo 6

Conclusões e Perspectivas

Foi identificada presença de energia em torno de 3-4 dias nos dados de vento zonal obtidos em São João do Cariri-PB, no entanto a amplitude dessas oscilações para a componente meridional do vento não foi apreciável durante os eventos, sugerindo a possibilidade de estas oscilações representarem ondas de Kelvin. Os perfis verticais de fase mostraram fase descendente para todos os eventos e o comprimento de onda vertical foi estimado ser em torno de 45 km para o primeiro e segundo episódios. Os resultados sugerem que os eventos de ondas de 3-4 dias observados podem ser interpretados como ondas ultra-rápidas de Kelvin, pois os parâmetros das ondas inferidos estão em acordo com a literatura.

Picos de energia espectral para a banda periódica de 3-4 dias foram apresentados no campo magnético para as localidades de HUA, ASC, AEE e KOU. Constatou-se direção de propagação da oscilação para leste para os eventos A, B e D, que corresponde ao esperado na literatura.

A detecção quase simultânea de atividade de ondas planetárias na MLT fornece evidência de acoplamento entre a estratosfera e o sistema termosfera-ionosfera através de mecanismos indiretos. A interação entre ondas planetárias e marés atmosféricas na baixa ionosfera é apontada como mecanismo responsável pela variação da camada E, gerando ondas secundárias de 20 e 30 horas.

Sugere-se para trabalhos futuros que a análise seja estendida aos anos de 2006 e 2007 e feita a comparação dos resultados obtidos entre dados de ventos, airglow, deriva

vertical de plasma, conteúdo eletônico total e campo magnético. Utilizando uma maior quantidade de estações ao longo da região equatorial, e períodos nos quais não houve tempestade geomagnética. Além disso, seria interessante analisar as possíveis perturbações provocadas pela interação das ondas de Kelvin ultra-rápidas com outras oscilações, como por exemplo a maré semi-diurna.

Por fim é possível utilizar as medidas de vento e campo magnético para para se estudar o acoplamento entre camadas atmosféricas através oscilações de escala planetária, como no caso das ondas de Kelvin ultra-rápidas estudadas neste trabalho.

Referências Bibliográficas

- [1] ANDREWS, D.G., HOLTON, J.R., LEOVY, C.B., **Middle Atmosphere Dynamics**. Academic Press, Orlando 490p, 1987.
- [2] CHARNEY J. G.; DRAZIN, P. G., **Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere**. Journal of Geophysical Research, v. 66, p. 83–109, 1961.
- [3] FORBES, J., **Tidal and planetary waves**. in: Johnson, r.m.(ed.), **the upper mesosphere and lower thermosphere: A review of experiment and theory**. Geophysical Monograph, 1995.
- [4] LUO, Y.; MANSON, A.; MEEK, C.; THAYAPARAN, T.; MACDOUGALL, J.; HOCKING, W., **The 16-day wave in the mesosphere and lower thermosphere:simultaneous observations at saskatoon (52n, 107w) and london (43n, 81w), canada**. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, v. 64, p. 1287 1307, 2002.
- [5] HOLTON, J. R., **On the frequency distribution of atmospheric Kelvin waves**. Dept. of atmospheric Sciences, University of Washington Seattle, 1972.
- [6] PANCHEVA, D.; LYSENKO, I., **Quasi-two-day fluctuations observed in the summer F region electron maximum**. Bulgarian Geophysical. Journal, 1988.
- [7] PANCHEVA, D.; MUKHTAROV, P.; ANDONOV, B.; MITCHELL, N. J.; FORBES, J. M, **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 Atmosphere Solar Terrestrial Physics, 2009.

- [8] PANCHEVA, D.; MUKHTAROV, P.; ANDONOV, B.; FORBES, J. M., **Global distribution and climatological features of the 5-6-day planetary waves seen in the SABER/TIMED temperatures (2002-2007)**. Journal Atmosphere Solar Terrestrial Physics, 2010.
- [9] MUKHTAROV, P.; ANDONOV, B.; BORRIES, B.; PANCHEVA, D.; JAKOWSKI, N., **Forcing of the ionosphere from above and below during the arctic winter of 2005/2006**. Journal Atmosphere Solar Terrestrial Physics, 2010.
- [10] FORBES, J. N., **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, 2000.
- [11] POGORELTSEV, A. I.; VLASOV, A. A.; FROHLICH, K.; JACOBI, C., **Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere**. Journal Atmosphere Solar Terrestrial Physics, 2007.
- [12] HALPOUDIS, C.; PANCHEVA D.; MITCHELL, N. J., **A study of tidal and planetary wave periodicities present in midlatitude sporadic E-layers**. Bulgarian Geophysical. Journal Geophys. v.109, 2004.
- [13] SALBY, M. L., **Fundamentals of atmospheric physics**. Academic Press, San Diego 627p, 1996.
- [14] VOLLAND, H., **Atmospheric tidal and planetary waves**. Academic Press, Kluwer Academic, 1988.
- [15] Forbes, J. M., **Planetary waves in the thermosphere-ionosphere system**. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, V. 48, P. 91-98. 1996
- [16] BEER, T., **Atmospheric waves**. London: Adam Hilger, 1974.
- [17] PANCHEVA, D.V.; MUKHTAROV, P.J.; MITCHELL, N.J.; FRITTS, D.C.; RIGGIN, D.M.; TAKAHASHI, H.; BATISTA, P.P.; CLEMESHA, B.R.; GURUBARAN, S.; RAMKUMAR, G., **Planetary wave coupling (5 – 6–day waves) in the low-latitude atmosphere-ionosphere system**. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, v. 70, n. 1, p. 101-122, 2008.

- [18] FORBES, J. M.; GARRETT, H. B., **Theoretical studies of atmospheric tides.** Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 17, n. 8, 1979.
- [19] FORBES, J. M.; ROBLE, R. G.; FESEN, C. G., **Acceleration, heating and compositional mixing of the thermosphere due to upward-propagating tides.** Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 311–321, 1993.
- [20] HOLTON, J. R., **An Introduction to dynamic meteorology.** Academic Press, San Diego 529p, 2004.
- [21] HOLTON, J. R., **An introduction to dynamic meteorology.** London: Academic Press, 1992.
- [22] ALVES, E. O., **Influência em curta duração de ondas planetárias na dinâmica das marés atmosféricas observadas nos ventos meteóricos de São João do Cariri-PB.** Tese de Doutorado em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2012.
- [23] SPIZZICHINO, A., **Étude des interactions entre les différentes composants du vent dans la haute atmosphère (Troisième partie: Théorie des interactions non linéaires entre les ondes atmosphériques).** Annales de Géophysique, 1969.
- [24] TEITELBAUM, H.; VIAL, F., **Étude des interactions entre les différentes composants du vent dans la haute atmosphère (On tidal variability induced by nonlinear interaction with planetary waves).** J. of Geophysical Research, v. 96, 1991.
- [25] RATCLIFFE, J. A., **An introduction to the ionosphere and magnetosphere.** London: Cambridge University Press, p. 5, 1972.
- [26] KELLEY, M. C., **The Earth's ionosphere.** London: San Diego: Academic Press, 1989
- [27] DENARDINI, C. D., **Estudo da eletrodinâmica da ionosfera equatorial durante o período de máxima atividade solar (1999-2002).** Tese de Doutorado em Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos - SP, 2003.

- [28] GONZALEZ, W. D.; JOSELYN, J. A.; KAMIDE, Y.; KROEHL, H. W.; ROSTOKER, G.; TSURUTAN, B. T.; VASYLIUNAS, V. M., **What is a geomagnetic storm?**. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, 1994.
- [29] KIRCHHOFF, V., **Introdução a Geofísica Espacial**. São Paulo: Nova Estela, 1991.
- [30] WALLACE, J. M.; KOUSKY, V. E., **Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.25, p. 900-907, 1968.
- [31] HIROTA, I., **Equatorial waves in the upper stratosphere and mesosphere in relation to the semiannual oscillation of the zonal wind**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 35, n. 4, p. 714-722, 1978.
- [32] SALBY, M.L.; HARTMANN, D.L.; BAILEY, P.L.; GILLE, J.C., **Evidence for equatorial Kelvin modes in Nimbus7 LIMS**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 41, n. 2, p. 220-235, 1984.
- [33] RIGGIN, D.M.; FRITTS, D.C.; TSUDA, T.; NAKAMURA, T.; VINCENT, R.A., **Radar observations of a 3-day Kelvin wave in the equatorial mesosphere**. *Journal of Geophysical Research*, 1997.
- [34] YOSHIDA, S.; et al., **Seasonal variations of 3.0 3.8-day ultra-fast Kelvin waves observed with a meteor wind radar and radiosonde in Indonesia**. *Earth Planets Space*, July 1999.
- [35] SRIDHARAN, S. GURUBARAN; S., RAJARAM, R., **Radar observations of the 3.5-day ultra-fast Kelvin wave in the low-latitude mesopause region**. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2002.
- [36] TAKAHASHI, H.; BURITI, R A; GOBBI, D; BATISTA, P. P., **Equatorial planetary wave signatures observed in mesospheric airglow emissions**. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, vol. 64, 2002.
- [37] BURITI, R. A.; TAKAHASHI, H.; LIMA, L. M.; MEDEIROS, A. F., **Equatorial planetary waves in the mesosphere observed by airglow periodic oscillations**. *Advanced in Spaces Research*. vol. 35, p.2031-2036, 2005.

- [38] ABDU, M. A., DENARDINI, C. M., SOBRAL, J. H. A., BATISTA, I. S., MURALI-KRISHNA, P., IYER, K. N., VELIZ, O., DE PAULA, E. R., **Equatorial electrojet 3 – m irregularity dynamics during magnetic disturbances over Brazil: results from the new VHF radar at São Luís**. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, in press, 2003.
- [39] TIMMERMANS, R. M. A.; VAN OSS, R. F. AND H. M. KELDER., **Equatorial Kelvin wave signatures in ozone column measurements from the Global Ozone Monitoring Experiment (GOME)**. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, 2005.
- [40] TAKAHASHI, H. ; LIMA, L. M. ; WRASSE, C. M. ; ABDU, M. A. ; BATISTA, I. S. ; GOBBI, D. ; BURITI, R. A. ; BATISTA, P. P., **Evidence on 2-4 day oscillations of the equatorial ionosphere h'F and mesospheric airglow emissions**. *Geophysical Research Letters*, vol. 32, 2005.
- [41] TAKAHASHI, H.; WRASSE, C. M.; PANCHEVA, D.; ABDU, M. A. ; BATISTA, I S; LIMA, L. M.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R., **Signatures of 3–6 day planetary waves in the equatorial mesosphere and ionosphere**. *Annales Geophysicae*, vol. 24, 2006.
- [42] TAKAHASHI, H.; WRASSE, C M; FECHINE, J.; PANCHEVA, D.; ABDU, M. A. ; BATISTA, I S; LIMA, L. M.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B R; SCHUCH, N. J.; SHIOKAWA, K.; GOBBI, D; MLYNCZAK, M. G.; RUSSELL, J. M., **Signatures of ultra fast Kelvin waves in the equatorial middle atmosphere and ionosphere**. *Geophysical Research Letters*, vol. 34, 2007.
- [43] LIMA, L. M.; ALVES, E. O.; MEDEIROS, A. F.; BURITI, R. A.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R. AND TAKAHASHI, H., **3-4 day Kelvin waves observed in the MLT region at 7.4^o S, Brazil**. *Geofísica Internacional*, 2008.
- [44] GU, S. Y.; DOU, X.; LEI, J.; LI, T.; LUAN, X.; WAN, W.; RUSSELL, J. N., **Ionospheric response to the ultrafast Kelvin wave in the MLT region**. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2014.
- [45] ABDU, M. A.; BRUM, C. G. M.; BATISTA, P. P.; GURUBARAN, S.; PANCHEVA, D.; BAGESTON, J. V.; BATISTA, I. S.; TAKAHASHI, H., **Fast and ultrafast**

- Kelvin wave modulations of the equatorial evening F region vertical drift and spread F development.** Earth, Planets and Space, 2015.
- [46] HOCKING, W. K.; 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.
- [47] CLEMESHA, B. R.; BATISTA, P. P.; SIMONISH, 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.
- [48] SOUSA, P. L.; BAFFA, O.; CARNEIRO, A. A. O.; NAVAS, E., **Magnetômetro de Fluxo Saturado (Fluxgate) com Alta Sensibilidade para aplicações em Biomagnetismo.** Revista de Física Aplicada e Instrumental. Vol. 12, 1997.
- [49] CAMPBELL, W. H., **Introduction to geomagnetic fields.** USA: Cambridge University Press, 1997.
- [50] BENYOSEF, L. C. C.; NOVAK, M. A., **Magnetômetro de Núcleos Saturados.** Revista de Física Aplicada e Instrumental. Vol. 11, 1997.
- [51] LOMB, N., **Least-squares frequency analysis of unequally spaced data.** Astrophysics and Space Science, v. 39, 1976.
- [52] LIMA, L.M., **Observações de ondas planetárias na região da mesopausa equatorial e de baixas latitudes do hemisfério sul.** Tese de Doutorado em Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos - SP, 2004.
- [53] SCARGLE, J., **Studies in astronomical time-series analysis statistical aspects of spectral-analysis of unevenly spaced data.** Astrophysical Journal, v. 263, 1982.
- [54] HERNANDEZ, G., **Time series, periodograms, and significance.** Geophysical Research, v. 104, 1999.
- [55] TOKUMOTO, A.S., **Variabilidade de Maré Diruna na Região de 80-100 km de altitude sobre Cachoeira Paulista (22,7 S; 45 O).** Tese de Doutorado em

Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos - SP, 2007.

- [56] BLOOMFIELD, P., **Fourier Analysis of Times Series: an Introduction**. New York: John Wiley & Sons, 1976.
- [57] BOLZAN, M. J. A., **Transformada em Ondaleta: uma Necessidade**. Revista Brasileira de Ensino de Física. Vol. 28, 2006.
- [58] PANCHEVA, D. V.; MUKHTAROV, P. J.; SHEPHERD, M. G.; MITCHELL, N. J.; FRITTS, D. C.; RIGGIN, D. M.; FRANKE, S. J.; BATISTA, P. P.; ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; CLEMESHA, B. R.; KIKUCHI, T., **Two-day wave coupling of the low-latitude atmosphere-ionosphere system**. Journal. Geophysical. Research, v. 111, 2006.
- [59] BOLZAN, M. J. A., **Análise da Transformada em Ondaletas Aplicada em Sinal Geofísico**. Revista Brasileira de Ensino de Física. Vol. 26, 2004.
- [60] ALVES, O. A., **Identificação de ondas planetárias ultra-rápidas de Kelvin nos ventos meteóricos sobre São João do Cariri-PB (7,4°S; 36,5°O)**. Dissertação de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2007.
- [61] ABDU, M. A.; BATISTA, P. P.; BATISTA, I. S.; BRUM, C. G. M.; CARRASCO, A. J.; REINISCH, W., **Planetary wave oscillations in mesospheric winds, equatorial evening prereversal electric field spread F**. Geophys. Research Letters, Vol. 33, 2006.
- [62] GOMES, F. G., **Observação de Oscilações de 3-4 dias através das emissões do airglow mesosférico em São João do Cariri (7,4°S; 36,5°W)**. Dissertação de mestrado em Física, Universidade Federal de Campina Grande-PB, 2009.