



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14805-TDI/1248

**VARIABILIDADE DE MARÉ DIURNA NA REGIÃO DE 80-100 KM
DE ALTITUDE SOBRE CACHOEIRA PAULISTA (22,7 S; 45 O)**

Aparecido Seigim Tokumoto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos
Drs. Paulo Prado Batista e Barclay Robert Clemenha, aprovada em 27 de fevereiro de
2007.

INPE
São José dos Campos
2007

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Publicado por:

esta página é responsabilidade do SID

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Gabinete do Diretor – (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 – CEP 12.245-970

São José dos Campos – SP – Brasil

Tel.: (012) 3945-6911

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**Solicita-se intercâmbio
We ask for exchange**

Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14805-TDI/1248

**VARIABILIDADE DE MARÉ DIURNA NA REGIÃO DE 80-100 KM
DE ALTITUDE SOBRE CACHOEIRA PAULISTA (22,7 S; 45 O)**

Aparecido Seigim Tokumoto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos
Drs. Paulo Prado Batista e Barclay Robert Clemenha, aprovada em 27 de fevereiro de
2007.

INPE
São José dos Campos
2007

523.4-852

Tokumoto, A. S.

Variabilidade de maré diurna na região de 80-100 km de altitude sobre Cachoeira Paulista (22,7 S; 45 O) / Aparecido Seigim Tokumoto. - São José dos Campos: INPE, 2007. 163 p. ; (INPE-14805-TDI/1248)

1. Marés atmosféricas. 2. Meteoro radar.
3. Radar meteórico. 4. Ventos. 5. Mesosfera. I. Título.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Geofísica Espacial

Dr. Alexandre Alvares Pimenta



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Paulo Prado Batista



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Barclay Robert Clemesha



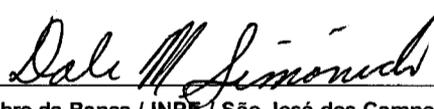
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Neusa Maria Paes Leme



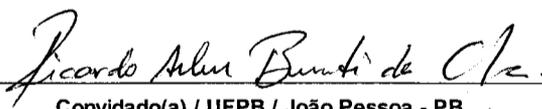
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Dale Martin Simonich



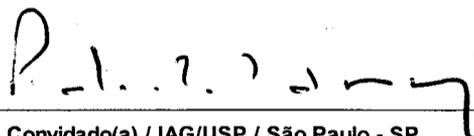
Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Ricardo Arlen Buriti da Costa



Convidado(a) / UFPB / João Pessoa - PB

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Aluno (a): Aparecido Seigim Tokumoto

São José dos Campos, 27 de Fevereiro de 2007

À minha esposa Terezinha, a meus filhos André Filipe e
Ana Carolina,
parceiros nessa luta sem fim, dedico.

A meu pai e ao meu amigo Valdir José de Paiva,
que de um plano superior me observam e torcem, dedico.

À minha mãe, meus irmãos, parentes e amigos,
que sempre ficam juntos a mim nas horas mais difíceis, dedico.

Ao Dr. Luis Guillermo Pazos Garcia,
grande amigo e responsável direto pela decisão que culminou no fim desta etapa,
dedico.

Enfim a Deus,
que colocou pessoas tão maravilhosas em minha vida, dedico.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores Dr. Paulo Prado Batista e Dr. Barclay Robert Clemesha, que muito contribuíram para que esta etapa fosse cumprida plenamente.

Aos Drs. Takahashi, Delano e Dale cuja dedicação e empenho no desenvolvimento das atividades serviram de exemplo e motivação para a minha busca constante de aperfeiçoamento.

À Primavera sempre gentil e prestativa tanto no suporte técnico quando na troca de idéias.

Aos meus amigos de luta, o Lúcio, o Lourivaldo, Fabio e Alexandre Pimenta que tão gentilmente me ajudaram na elaboração de programas e na sugestão de análises.

Aos meus amigos do Laser: Arnaldo, Fernandinho, Agnaldo, João Pelógia, Carol, Fernandinha, Rubinho, Chicão, Narli, Con e Arnaldo pelo companheirismo e amizade.

Aos meus professores do curso de Geofísica Espacial por acreditarem que todo o conhecimento precisa ser compartilhado.

Ao Dr. Walter Gonzales Alarcon que me incentivou a escolher a pós graduação em Geofísica Espacial.

À Dra. Alicia pelo gosto que me despertou pela análise estatística.

Ao pessoal do setor de Pós-Graduação, J.B, Lafaiete, Márcio, Carol e Malu, pela prontidão e gentileza no atendimento.

Ao pessoal da biblioteca pela gentileza e preocupação em dar o suporte necessário à execução deste trabalho.

Aos meus amigos da Escola Estadual Maria Luiza de Guimarães Medeiros pelo incentivo e cumplicidade nessa luta, em particular, à Cristina que gentilmente me ajudou na revisão gramatical deste texto.

Ao Dr. Jesus Marden dos Santos que sempre foi meu incentivador.

Ao CNPq por me propiciar esta bolsa de Doutorado.

Ao INPE pelo apoio técnico e infra-estrutura.

RESUMO

Seis anos de dados coletados pelo radar meteórico SkiYmet foram utilizados para estudar a variabilidade sazonal e a variabilidade dia-a-dia da maré diurna. A variabilidade sazonal tem uma climatologia bem conhecida e tem sido estudada há vários anos. A variabilidade dia-a-dia, entretanto ainda é pouco conhecida e os seus mecanismos de produção ainda não estão completamente explicados. Acredita-se que esta variabilidade seja o resultado de diferentes mecanismos agindo sobre a maré, dentre estes mecanismos pode-se citar a deposição de momentos por ondas de gravidade, a interação não linear da maré diurna com a semidiurna, a interação não linear da maré diurna com ondas planetárias, influência de tempestades geomagnéticas sobre os vento neutros e a interação da maré migrante diurna com a maré não migrante. Neste trabalho foram estudados todos os mecanismos, exceto o último, foram investigados e concluiu-se que todos contribuem para a variabilidade da maré diurna. A deposição de momento por ondas de gravidade tem uma contribuição maior para a variabilidade sazonal da maré diurna, e a interação da maré diurna com a maré semidiurna contribui melhor para a variabilidade dia-a-dia.

**DIURNAL TIDE VARIABILITY IN THE REGION BETWEEN 80 AND 100 KM
HEIGHT OVER CACHOEIRA PAULISTA (22.7°S, 45°W)**

ABSTRACT

Six year of data collected by a SkYmet meteor radar were used to study the tidal seasonal and the day-to-day variabilities. The tidal seasonal variability has a well known climatology and has been studied for long years. At contrary, the tidal day-to-day variability is not well known and its producing mechanisms are not completely explained. Probably this variability is the result of several mechanisms acting on the tide, among the mechanisms there is the gravity wave momentum deposition, non-linear interactions between diurnal and semidiurnal tides, non-linear interactions between diurnal tide and planetary waves, geomagnetic storms influences, and the interactions between migrating and non-migrating tides. All the mechanisms were investigated in this work, except the last, and was concluded that all the mechanisms studied contributed to tidal variability. The gravity wave momentum deposition contributed better to seasonal variability of diurnal tide and the interactions between tides and between diurnal tide and planetary wave contributed better to day-to-day variability.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SÍMBOLOS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	27
1.1 – Dinâmica da Região da Mesosfera e Baixa Termosfera	27
1.2 - A Variabilidade da Maré Diurna.....	30
1.3 - Visão Geral da Tese.....	31
CAPÍTULO 2 – VARIABILIDADE DA MARÉ DIURNA EM BAIXAS LATITUDES: TEORIAS E OBSERVAÇÕES	33
2.1 Climatologia dos Ventos médios.....	34
2.2 – A Variabilidade da Maré Diurna.....	35
2.3 – Interação com Ondas de Gravidade	35
2.3.1 – A Parametrização do Mecanismo.....	35
2.3.1.1 – Forçante da Maré por Ondas de Gravidade	36
2.3.1.2 – Fluxo de Calor por Ondas de Gravidade	37
2.3.2 – Observações da Interação Entre Marés e Ondas de Gravidade.....	37
2.4 – Interação Não Linear.....	40
2.4.1 – A Simulação da Interação Onda-Onda.....	40
2.4.2 – As Observações da Interação Não Linear.....	42
2.4.2.1 – Maré Terdiurna e a Maré Diurna Secundária.....	43
2.4.2.2 – Ondas Planetárias.....	46
2.5 – Influência de Tempestades Geomagnéticas.....	47
2.5.1 – Índices Geomagnéticos.....	47
2.5.1.1 – Índice AE.....	47
2.5.1.2 – Índice Kp.....	47
2.5.1.3 – Índice Dst.....	48
2.5.2 – Efeitos Sobre a Média e Baixa Atmosfera.....	49
CAPÍTULO 3 -INSTRUMENTAÇÃO	51
3.1 – Técnicas de Medidas de Ventos Neutros.....	51
3.1.1 –Técnica das Antenas Espaçadas.....	52
3.1.2 – Técnica Interferométrica.....	52
3.1.2.1 – Princípio Doppler.....	53
3.1.2.2 – Alcance do Eco	55

3.1.2.3 – Ambigüidade na Posição dos Meteoros.....	56
3.1.2.4 – Determinação dos Ventos por Medidas de Radar	57
3.2 – O Radar Meteorico Modelo SKiYMET	59
CAPÍTULO 4 – TÉCNICAS DE ANÁLISE DE ONDAS PRESENTES NOS CAMPOS DE VENTO.....	67
4.1 – Análise Harmônica	67
4.2 – Periodograma de Lomb-Scargle	68
4.3 – Análise Bi-Espectral.....	70
4.4 – Transformadas de Ondeletas	73
CAPÍTULO 5 - RESULTADOS	77
5.1 – Variabilidade de Período Longo .da Maré diurna.....	77
5.1.1.1 – Deposição de Momento por Ondas de Gravidade.....	77
5.1.1.2 – Método Para Determinar o Fluxo de Momento Usando o Radar Meteorico SKIYMET.....	78
5.2. – Variabilidade Sazonal da Maré Diurna.....	80
5.2.1 – Vento Meridional	81
5.2.1.1 – Maré Diurna	81
5.2.1.2 – Raiz Quadrada da Variância dos Ventos.....	83
5.2.1.3 – Vento Médio	84
5.2.2. – Vento Zonal.....	86
5.2.2.1 – Maré Diurna.....	86
5.3. – Variabilidade Dia-a-Dia da Maré Diurna	90
5.3.1 – Interação com Atividades de Ondas de Gravidade	90
5.3.1.1 – Vento Meridional	91
5.3.1.2 – Vento Zonal.....	97
5.3.2 – Interação Não Linear Entre a Maré Diurna e a Semidiurna	103
5.3.2.1 – As Marés Semidiurna e Terdiurna.....	103
5.3.2.1.1 – Vento Meridional	103
5.3.2.1.2 – Vento Zonal.....	110
5.3.2.2 – Interação entre a Maré Diurna e Ondas Planetárias.....	115
5.3.2.2.1 – Vento Meridional.....	116
5.3.2.2.2 – Vento Zonal.....	127
5.3.3 – Influência das Tempestades Geomagnéticas.....	145
CAPÍTULO 6 - CONCLUSÃO	149
6.1 – Sugestões para Trabalhos Futuros.....	151
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	153

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Variações sazonais do vento médio zonal em 50 km e 80 km, em 18°N.....	39
2.2 Simulação da modulação da maré diurna por uma onda planetária de 10 dias.....	42
2.3 Amplitudes zonais das marés diurna, semidiurna e terdiurna sobre London, Canadá.....	44
2.4 Índice Dst para o evento de tempestade geomagnética que ocorreu em novembro de 2003.....	48
2.3 Análise de épocas superpostas da amplitude da maré semidiurna durante perturbações geomagnéticas sobre Saskatoon, Canadá.....	50
3.1 Funcionamento de um radar.....	55
3.2 Coordenadas da coluna de ionização do meteoro.....	57
3.3 Deslocamento Doppler versus direção do eco.....	58
3.4 Detecção em tempo real de meteoros, pelo radar.....	60
3.5 Distribuição dos meteoros por altura.....	61
3.6 Terra penetrando em uma nuvem de partículas.....	62
3.7 Distribuição diária de meteoros no dia 12/09/2000.....	62
3.8 Esquema representando o funcionamento do radar meteórico.....	63
3.9 Antenas receptoras do SKiYMET.....	63
3.10 Disposição das antenas em Cachoeira Paulista.....	64
3.11 Sistema Físico do radar.....	64
4.1 Periodograma de Lomb-Scargle para o vento meridional sobre Cachoeira Paulista.....	70
4.2 Bi-espectros	72

4.3	Exemplo de transformadas de ondeletas de Morlet.....	74
4.4	Série temporal para ventos meridionais em 85 km, período 01/01 a 15/02/2000.....	75
4.5	Espectro de amplitudes dos ventos não filtrados entre 01/01 e 15/02/2000.....	75
4.6	Transformada de ondeletas dos ventos não filtrados entre 01/01 e 15/02/2000.....	76
5.1	Amplitude da componente meridional da maré diurna entre 1999 e 2004.....	81
5.2	Amplitude da componente meridional da maré diurna prevista pelo modelo GSWM-02.....	81
5.3	Raiz quadrada da variância do vento meridional.....	83
5.4	Velocidades do vento médio meridional.....	85
5.5	Amplitude da componente zonal da maré diurna.....	86
5.6	Amplitude da componente zonal da maré diurna prevista pelo modelo GSWM-02.....	87
5.7	Raiz quadrada da variância do vento zonal.....	87
5.8	Velocidades do vento médio zonal.....	89
5.9	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 1999.....	91
5.10	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2000.....	92
5.11	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2001.....	93
5.12	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2002.....	94
5.13	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2003.....	95

5.14	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2004.....	96
5.15	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento zonal entre abril e dezembro de 1999.....	97
5.16	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2000.....	98
5.17	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2001.....	99
5.18	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2002.....	100
5.19	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2003.....	101
5.20	Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 2004.....	102
5.21	Amplitude da maré terdiurna meridional.....	104
5.22	Amplitude da maré semidiurna meridional.....	105
5.23	Periodograma do vento meridional não filtrado, medido com um intervalo de altura de 10 km, centrado em 85 km e coletado entre 01 e 16 de abril de 1999.....	107
5.24	Bi-espectro do vento meridional não filtrado, medido com um intervalo de altura de 10 km, centrado em 85 km e coletado entre 01 e 16 de abril de 1999.....	107
5.25	Épocas em que aparece a maré terdiurna e há a interação não linear, camada de 85 km, vento meridional.....	108
5.26	Épocas em que aparece a maré terdiurna e há a interação não linear, camada de 95 km, vento meridional.....	108
5.27	Amplitude da maré terdiurna zonal.....	110
5.28	Amplitude da maré semidiurna zonal.....	110
5.29	Periodograma do vento zonal não filtrado, medido com um intervalo de altura de 10 km, centrado em 95 km e coletado em dezembro de 2000.....	112

5.30	Bi-espectro do vento meridional não filtrado, medido com um intervalo de altura de 10 km, centrado em 95 km e coletado em dezembro de 2000.....	113
5.31	Épocas em que aparece a maré terdiurna e há a interação não linear, camada de 85 km, vento zonal.....	114
5.32	Épocas em que aparece a maré terdiurna e há a interação não linear, camada de 95 km, vento zonal.....	115
5.33	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados e da maré diurna entre abril e dezembro de 1999, camada de 85 km	117
5.34	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2000, camada de 85 km	118
5.35	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados entre janeiro e dezembro de 2001, camada de 85 km.....	119
5.36	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados entre janeiro e dezembro de 2002, camada de 85 km.....	120
5.37	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados entre janeiro e dezembro de 2003, camada de 85 km.....	120
5.38	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados entre janeiro e dezembro de 2004, camada de 85 km.....	121
5.39	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados e da maré diurna entre abril e dezembro de 1999, camada de 95 km	122
5.40	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2000, camada de 95 km	123
5.41	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados entre janeiro e dezembro de 2001, camada de 85 km.....	124
5.42	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados entre janeiro e dezembro de 2002, camada de 95 km.....	124
5.43	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados entre janeiro e dezembro de 2003, camada de 95 km.....	125
5.44	Transformada de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados entre janeiro e dezembro de 2004, camada de 95 km.....	125

5.45	Periodograma de Lomb-Scargle dos ventos não filtrados, calculado sobre um segmento de 45 dias de dados com início em janeiro de 2000, na camada de 95 km.....	126
5.46	Bi-espectro dos ventos não filtrados, calculado sobre um segmento de 45 dias de dados com início em janeiro de 2000, na camada de 95 km.....	127
5.47	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre abril e dezembro de 1999, camada de 85 km	128
5.48	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2000, camada de 85 km	129
5.49	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2001, camada de 85 km	130
5.50	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2002, camada de 85 km	131
5.51	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2003, camada de 85 km	132
5.52	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2004, camada de 85 km	133
5.53	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre abril e dezembro de 1999, camada de 95 km	134
5.54	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2000, camada de 95 km	135
5.55	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2001, camada de 95 km	136
5.56	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2002, camada de 95 km	137
5.57	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2003, camada de 95 km	138
5.58	Transformada de ondeletas dos ventos zonais não filtrados e da maré diurna entre janeiro e dezembro de 2004, camada de 95 km	139
5.59	Periodograma de Lomb-Scargle dos ventos zonais não filtrados, junho de 1999, camada centrada em 85 km.....	140

5.60	Bi-espectro dos ventos zonais não filtrados, junho de 1999, camada centrada em 85 km.....	141
5.61	Periodograma de Lomb-Scargle dos ventos zonais não filtrados, abril de 1999, camada centrada em 95 km.....	141
5.62	Bi-espectro dos ventos zonais não filtrados, abril de 1999, camada centrada em 95 km.....	142
5.63	Épocas em que há interação não linear entre a maré diurna e ondas planetárias, camada de 85 km.....	143
5.64	Épocas em que há interação não linear entre a maré diurna e ondas planetárias, camada de 95 km.....	144
5.65	Comparação das médias superpostas das velocidades do vento zonal e o índice DST médio de cinco eventos de tempestade geomagnética.....	146
5.66	Comparação das médias superpostas das velocidades do vento meridional e o índice DST médio de cinco eventos de tempestade geomagnética.....	147

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Comprimentos de onda verticais λ_z	45
5.1 Coeficientes de correlação entre a amplitude da maré diurna meridional e a raiz quadrada da variância dos ventos.....	84
5.2 Coeficientes de correlação entre a amplitude da maré diurna zonal e a raiz quadrada da variância dos ventos.....	88

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

a	Raio da Terra
A_0	Valor médio da série
A_1	Amplitude da onda portadora
A_2	Amplitude da onda moduladora
A_n	Amplitude da componentes de ondas
\hat{B}	Estimador
c	Velocidade da luz no espaço
c_p	Calor específico do gás com pressão constante
d	Distância entre as antenas
f	Função genérica
f_d	Frequência Doppler
f_R	Frequência do radar
F_u	Aceleração do vento zonal devido à deposição de momento
g	Aceleração da gravidade
\bar{G}	Fluxo de calor induzido por ondas
H	Escala de altura
$h'(t)$	Função de ajuste para o periodograma de Lomb-Scargle

$h(t)$	Ondeleta de Morlet
J	Taxa de aquecimento
K	Número de onda total
Kn	Número de segmentos
K_{zz}	Dissipação turbulenta
M	Número de frequências independentes
$\hat{M}_3^i(k, l)$	Triplo produto de transformadas rápidas de Fourier
N	Frequência de flutuação
$P(z)$	Probabilidade de falso alarme
$P'(a')$	Espectro de energia da ondeleta
$P_x(\omega)$	Periodograma
R	Coefficiente de correlação
R_g	Constante do gás
R_R	Distância radial do alvo
R_x	Antena receptora
T	Temperatura absoluta em kelvin
T_R	Intervalo de tempo entre a transmissão e recepção do sinal
T_s	Temperatura média
T_x	Antena transmissora

u	Velocidade do vento zonal
u_b	Velocidade do vento médio zonal no nível de saturação
v	Velocidade do vento meridional
V	Velocidade do vento
V_c	Velocidade de fase da onda de gravidade
V_R	Velocidade radial do eco
w	Velocidade do vento vertical
$W(a',b')$	Transformadas de ondeletas
w'	Perturbação sobre o vento vertical
$X(t)$	Série temporal
z	Altitude

Gregos

β	Ângulo zenital
φ	Geopotencial
κ	R/c_p
λ	Longitude
θ	Co-latidade
ρ	Densidade em log-pressão

ω	Frequência
τ	Constante que torna o periodograma invariante no tempo
φ'	Perturbação no geopotencial
δ	Ângulo de deslocamento do vento
λ_n	Comprimento de onda
Ω	Velocidade angular da Terra
ζ	Ângulo azimutal
Φ	Fase do sinal nas antenas
ϕ_n	Fase da onda

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Dinâmica da Região da Mesosfera e Baixa Termosfera

A região da mesosfera e baixa termosfera, também conhecida por *mesosphere – lower thermosphere* (MLT), é composta pela mesosfera localizada entre a estratopausa (~50 km) e a mesopausa (~100 km) e a parte inferior da termosfera (~100 a 120 km). Na mesosfera a absorção da radiação solar, que é muito baixa, se associa à perturbações atmosféricas locais e a um forte resfriamento decorrente da emissão de radiação infravermelha pelo CO₂ para produzir um decréscimo da temperatura com a altitude. Isso torna particularmente a mesopausa, no verão, o lugar mais frio da atmosfera terrestre, podendo alcançar valores menores do que 120K nas latitudes polares. Nesta região o movimento ascendente das diversas oscilações atmosféricas é o principal mecanismo de transporte de momento e energia das regiões mais baixas para as mais altas da atmosfera.

As oscilações atmosféricas predominantes na região MLT são os ventos médios, as ondas de gravidade, as ondas planetárias e as marés atmosféricas. Os ventos médios são oscilações de períodos longos, quase estacionários, que compõem a atmosfera de fundo. Estes ventos surgem do desequilíbrio de pressão decorrente do balanço entre a energia solar absorvida na forma de radiação ultravioleta e a energia emitida de volta ao espaço na forma de radiação infravermelha. A radiação ultravioleta possui uma forte dependência da latitude, tendo nas partes mais altas da atmosfera um máximo próximo ao pólo de verão e um mínimo próximo ao pólo de inverno. Por outro lado, a radiação infravermelha não possui uma dependência muito forte em relação à latitude. Isto implica em um acúmulo de energia no hemisfério de verão e uma carência no hemisfério de inverno. No balanço energético ocorre um escoamento meridional (direção norte – sul). O efeito de Coriolis produz uma deflexão neste fluxo e gera o vento zonal (direção leste - oeste). Sobre este fluxo médio, ocorrem outras oscilações cujos períodos são mais curtos, são elas: ondas de gravidade, as ondas planetárias e as marés atmosféricas.

As ondas de gravidade são oscilações transversais que se propagam tanto horizontalmente quanto verticalmente na atmosfera, e possuem períodos característicos que vão de minutos até horas e escala espacial que se estende de alguns quilômetros até milhares de quilômetros. Estas ondas se propagam de forma ascendente na atmosfera e crescem exponencialmente em amplitude. Na medida em que encontra o decréscimo exponencial da densidade com a altura, ao alcançarem um nível crítico, elas se quebram e depositam energia e momentum para o fluxo médio. Essa propagação vertical se constitui em um meio importante de transporte de energia e momento dos níveis mais baixos para os mais altos da atmosfera, produzindo flutuações nos ventos e na temperatura das camadas menos densas, cujas intensidades são várias ordens de grandeza maiores do que àquelas provocadas nas camadas mais densas onde as mesmas são geradas (McLandress, 1998).

O mecanismo gerador das ondas de gravidade está relacionado à estratificação da atmosfera. Quando uma parcela de ar é deslocada verticalmente, atua sobre ela uma força restauradora decorrente do desbalanço entre o gradiente de pressão e a força de gravidade. As oscilações resultantes nos campos atmosféricos são as ondas de gravidade (Holton, 1992), cujas velocidades de propagação são normalmente bem menores do que as das ondas sonoras. Em princípio, qualquer perturbação na atmosfera com escala de tempo desde poucos minutos até várias horas pode gerar as ondas de gravidade (Hines, 1974). Várias fontes de geração para estas oscilações, tanto na alta como na baixa atmosfera, têm sido propostas dentre as quais destacam-se: instabilidades, escoamento atmosférico sobre topografia irregular, atividades frontais e tempestades convectivas, entre outras (Taylor e Hapgood, 1988).

As ondas planetárias são oscilações com períodos acima de um dia e que possuem uma grande estrutura horizontal, da ordem do diâmetro terrestre. A variação do efeito da força de Coriolis com a latitude age sobre a atmosfera como uma força externa, tendo como resultado ondas horizontalmente transversais com comprimentos de onda horizontais de milhares de quilômetros. A origem destas ondas tem sido atribuída, em geral, a processos convectivos, interações não lineares entre marés atmosféricas e ondas de gravidade ou modos diferentes de ondas de marés, além de variações isoladas na

topografia, e aquecimento diferencial entre continentes e oceanos (Beer, 1974). Particularmente, as ondas equatoriais de escala planetária são geradas principalmente por mecanismos que envolvem sistemas convectivos de nuvens na troposfera tropical (Holton, 1972).

As marés atmosféricas, são oscilações com períodos que são harmônicos do dia solar ou lunar. A maré diurna possui o período de um dia, a semidiurna, de meio dia, a terdiurna de um terço do dia, e assim sucessivamente. As marés são chamadas lunares quando são produzidas pela ação gravitacional da Lua, e solares quando são produzidas pela absorção da radiação solar infravermelha, pelo vapor d'água na troposfera, e da radiação ultravioleta, pelo ozônio na estratosfera. O Sol também exerce uma atração gravitacional, porém seus efeitos são desprezíveis se comparados com a ação gravitacional da Lua.

As bases teóricas para o estudo de marés atmosféricas são encontradas nos trabalhos de Chapman e Lindzen (1970), Forbes (1982 a e b), Forbes e Garret (1979), Hagan et al. (1995), e as ondas planetárias em Volland (1995), Forbes (1995) e Salby (1981).

As principais componentes de maré são a diurna e a semidiurna. A maré migrante diurna possui um período de 1 dia solar, o principal modo propagante desta componente é o (1,1) que possui um comprimento de onda vertical curto, em torno de 25 km, e é mais intenso entre as latitudes 30° S e 30° N. Nas latitudes mais altas há a predominância dos modos propagantes da maré semidiurna, principalmente o (2,2) que possui um comprimento vertical de onda grande (maior que 80 km).

Nas regiões próximas a mesopausa, as marés produzem efeitos importantes sobre os campos de densidade, temperatura e vento e também na composição da atmosfera através do transporte vertical de constituintes. Forbes et al. (1993) discutiram os efeitos dinâmicos da maré diurna mostrando que esta maré pode acelerar o vento zonal na baixa termosfera devido à dissipação molecular e turbulenta, eles também sugeriram que a estrutura multicelular apresentada pelo vento médio meridional nas latitudes baixas era devida à dissipação da maré diurna sobre esta componente.

Particularmente, a climatologia da maré diurna em baixas latitudes, em especial nas latitudes próximas a 22° S ainda é pouco estudada, principalmente decorrente da escassez de locais de observação, neste sentido, os resultados coletados Cachoeira Paulista adquirem uma grande importância neste estudo. O comportamento sazonal de ventos na região MLT sobre esta localidade foi discutido inicialmente na Dissertação de Mestrado deste autor (Tokumoto, 2002) e posteriormente por Batista et al. (2004), utilizando na ocasião dois primeiros anos de dados coletados pelo radar meteorológico SkiYmet, em funcionamento desde março de 1999. Neste trabalho será estudada a variabilidade da maré diurna, tanto de período mais longo, quanto mais curto, usando agora seis anos de dados, de 1999 a 2004.

1.2 A Variabilidade da Maré Diurna

O comportamento latitudinal e vertical das marés em função das estações na região entre 70 e 110 km de altura tem sido bem estudado (Avery et al., 1989; Manson et al., 1989; Vincent et al., 1989). Vários trabalhos apresentam relativo sucesso em reproduzir o comportamento geral das marés por simulações numéricas (Vial, 1986; Portnyagin e Kajdalov, 1986; Forbes e Hagan, 1988; Forbes e Vial, 1989).

Ao contrário desta variabilidade de período mais longo, a de período mais curto (que abrange até 5 dias), ainda que identificada há vários anos, não é ainda completamente explicada em termos de mecanismos de produção. Bernard (1981) mostrou que variações com períodos de poucos dias são freqüentemente observadas, especificamente, notou que flutuações de marés com períodos acima de 6 dias medidas em Garchy, França (47°N) e Kiruna, Suécia (68°N) estão correlacionadas entre si, mas as variações de períodos mais curtos não repetem esta correlação. Outros autores têm observado estes tipos de variações (Cevolani, 1987; Cevolani e Kingsley, 1992). Bernard (1981) sugeriu que variações de períodos longos estão relacionadas às variações da fonte de excitação da maré ou com as condições de propagação na atmosfera média, enquanto que as de período curto podem ser devidas a perturbações locais. Manson et al. (1982) estudaram a possibilidade de explicar estas variações com consequência da presença de ondas de gravidade que poderiam modificar a amplitude

da maré, como demonstrado anteriormente por Walterscheid (1981), porém, não encontraram correlação significativa entre a presença de ondas de gravidade e as variações na amplitude da maré. Também concluíram que os ventos médios nestas altitudes também não pareciam ser a causa da variabilidade de período curto. Fritts e Vincent (1987), por outro lado, usando os dados de Adelaide (35° S) entre 9 e 17 de junho de 1974, notaram que a aceleração associada com o fluxo de momento de ondas de gravidade de período menor que uma hora era modulado com período de 24 horas, indicando uma interação entre marés e algumas ondas de gravidade. A dificuldade de especificar os mecanismos produtores da variabilidade de período curto é devida provavelmente à existência de vários mecanismos agindo junto ou separadamente. Manson et al. (1982) sugeriram que as ondas com períodos de 9,7 horas e 16 horas observadas com frequência sobre Sakatoon (52°N) fossem geradas pela interação não linear entre a maré semidiurna e a onda planetária de quase dois dias. A identificação da interação não linear entre ondas como fonte de variação na amplitude da maré já havia sido sugerida por estudos efetuados por Spizzichino (1969). Estes estudos foram posteriormente retomados por Teitelbaum et al. (1989) e Teitelbaum e Vial (1991).

O estudo da variabilidade da maré é importante porque pode servir para diagnosticar a forma como a atmosfera reage à ação dos elementos dinâmicos e como isto pode interferir na estrutura da região MLT.

1.3 Visão Geral da Tese

O objetivo principal dessa tese é contribuir para um melhor entendimento das causas da variabilidade observada na maré diurna, que é a componente predominante na região entre 80 e 100 km de altura sobre Cachoeira Paulista. Serão particularmente investigadas as interações não lineares entre as marés diurnas e semidiurnas, entre as marés diurnas e as ondas planetárias, os efeitos causados pela deposição de momento e energia por ondas de gravidade e os efeitos de tempestades geomagnéticas sobre a maré diurna.

O radar SkiYmet coleta dados de vento de forma contínua, 24 horas por dia, através das observações dos movimentos dos traços meteóricos. Estes traços são produzidos pela

ablação de partículas capturadas pela órbita terrestre. Ao penetrarem na atmosfera em alta velocidade, estas partículas sofrem um processo de desintegração e produzem longas trilhas ionizadas que são posteriormente transportadas pelos ventos neutros da região, Estas trilhas são abundantes entre as alturas de 70 e 110 km e podem fornecer informações dinâmicas importantes para as observações de solo. Além dessas informações, este radar também fornece informações astronômicas sobre os meteoros, como a velocidade de entrada dos meteoros, riantes de chuvas meteóricas, entre outros.

Esta tese está dividida da seguinte maneira.

No Capítulo 2 serão abordados alguns aspectos teóricos e observacionais dos mecanismos causadores da variabilidade na maré diurna como a deposição de energia e momento por ondas de gravidade, interação não linear entre a maré diurna e a semidiurna e entre a maré diurna e as ondas planetárias, o efeito das tempestades geomagnéticas e a influência das marés não migrantes.

No Capítulo 3 serão descritas algumas técnicas de medida de ventos neutros na região da mesosfera e baixa termosfera, com ênfase ao radar meteórico. Algumas técnicas de análise das ondas presentes nos dados de ventos serão descritas no Capítulo 4.

No Capítulo 5 serão apresentados os resultados dos estudos da variabilidade da maré diurna observada nos campos de vento sobre Cachoeira Paulista. Para finalizar as conclusões e considerações finais serão apresentadas no Capítulo 6.

CAPÍTULO 2

VARIABILIDADE DA MARÉ DIURNA EM BAIXAS LATITUDES: TEORIAS E OBSERVAÇÕES.

A maré diurna possui, em latitudes próximas a 20°, uma variação em tempo e em altura bem característica, onde predomina um ciclo semi-anual, com valores máximos de amplitude nas alturas mais elevadas e nos equinócios e os mínimos nos solstícios. Os picos maiores se apresentam no outono, e os menores no verão (Tokumoto, 2002; Batista et al., 2004). Alguns estudos indicam que este comportamento é o resultado de turbulências causadas por transferência de momento e energia das ondas de gravidade para as camadas de ar, o que provocaria acelerações no vento médio e alterações na amplitude da maré (Talaat et al., 2001, Mayr et al, 1998, McLandress, 2002). Nestes estudos foram constatados que a inversão do sentido do vento médio zonal foi acompanhada de uma amplificação da amplitude da maré. Estes efeitos podem então indicar a ocorrência de deposição de momento pelas ondas de gravidade, e desta forma torna-se interessante uma análise da climatologia do vento médio para verificar a importância da deposição de momento na variabilidade sazonal da maré diurna.

Além da variabilidade sazonal, também há variações nas amplitudes da maré com períodos menores, sugerindo que há a modulação em amplitude da maré diurna por ondas planetárias de períodos diversos e interação não linear entre a maré diurna e semidiurna que é um mecanismo gerador de maré terdiurna e maré diurna secundária, sendo que esta última pode reforçar a amplitude da maré diurna primária.

Também há estudos da influência de perturbações geomagnéticas sobre a amplitude da maré diurna na região MLT. Esta influência pode ser de duas maneiras, a primeira é de que estas perturbações podem produzir oscilações nas partes mais altas da termosfera e propagação para baixo até atingir as regiões próximas a mesopausa, a segunda, seria relacionada com alterações na produção e distribuição do ozônio na estratosfera, e sendo este elemento uma fonte importante de marés, algumas alterações em sua estrutura poderiam afetar as amplitudes ou fase das marés na mesosfera. Atualmente, outro mecanismo que tem merecido a atenção dos pesquisadores é a influência de marés

não migrantes, geradas principalmente por liberação de calor latente no topo da troposfera. Estas marés não acompanham o movimento aparente do Sol e por isso podem possuir variações longitudinais em amplitude e fase importantes. Este último mecanismo não será abordado nesta tese, por uma opção de se trabalhar apenas com os outros mecanismos nesta fase da pesquisa, em trabalhos posteriores pode-se comparar os dados com outras localidades na mesma latitude.

2.1 Climatologia dos Ventos Médios

As observações por satélite e radares mostram que há dois comportamentos distintos na variabilidade de períodos longos dos ventos médios zonais. Na região equatorial há a dominância de um ciclo semi-anual e quase bienal em regiões próximas a estratopausa (50 km). Salby (1984) indica a influência principalmente de quebra de ondas de gravidade e de ondas de Kelvin na estratosfera. Este comportamento também é observado por Vincent e Lesicar (1991), Eckermann e Vincent (1994) e Avery et al. (1990) que verificaram uma inversão do sentido do vento zonal, de leste para oeste no equinócio de outono e de oeste para leste no solstício de verão. Na componente meridional o ciclo é predominantemente anual com ventos apontados para o sul abaixo de 92 km e no sentido contrário acima desta altura.

Nas latitudes mais altas, o vento médio zonal muda de comportamento e gradualmente torna-se anual. Lisenko et al. (1994) observaram que o vento na região entre 70 e 110 km, é apontado para leste na primeira metade do ano e depois inverte para oeste, em medidas feitas em Kazan, Rússia (56°N) e Saskatoon, Canadá (52°N). Vincent e Ball (1981) observaram que vento sobre Adelaide (35°S) apontava para o oeste até o início do inverno, após este período sofre uma reversão e no verão já apontava para o leste. Fritts e Isler (1994) em observações sobre Kauai (22° N) concluíram que nesta latitude haveria uma superposição de características da região equatorial e de latitudes médias nos ventos zonais, ou seja, uma combinação de ciclos semi-anuais, em altitudes abaixo de 90 km, e anuais, acima desta altura.

2.2 A Variabilidade da Maré Diurna

As principais causas da variabilidade das marés propostas por diversos autores podem ser resumidas como: mudanças nos ventos médios zonais ou na estrutura de temperatura por onde a maré se propaga (Lindzen e Hong, 1974); mudanças na distribuição global do ozônio, vapor d'água (Bernard, 1981); liberação de calor latente na tropopausa (Hagan, 1996; Hagan et al., 1997); variações na difusividade turbulenta ou na dissipação (Geller et al., 1997); efeitos geomagnéticos sobre as marés na atmosfera superior (Singer et al., 1994); interação não linear entre marés e ondas planetárias (Spizzichino, 1969, Teitelbaum e Vial, 1991; Beard et al., 1999; Pancheva, 2001), interação não linear entre maré diurna e maré semidiurna (Teitelbaum et al., 1989) e interações entre ondas de gravidade e a maré diurna (Forbes et al., 1991; Talaat et al., 2001; Mayr et al., 1998).

2.3 Interação com Ondas de Gravidade

2.3.1 A Parametrização do Mecanismo

As observações da maré diurna, em baixas latitudes, na região MLT, têm mostrado variações pronunciadas em suas amplitudes e fases, que não são completamente explicadas pelo estágio de conhecimento atual sobre mecanismos forçantes. Particularmente, observações de radares e satélites apresentam variações semi-anuais na amplitude da maré diurna com picos próximos aos meses de equinócio (Fritts e Isler, 1994; Hays et al., 1994; McLandress, 1996, Talaat et al., 2001).

Mayr et al. (1999) utilizaram um modelo numérico espectral que incorpora a parametrização de Hines (1997) e, a partir dos resultados, os autores concluíram que: a) devido à absorção de momento de ondas de gravidade no regime de crescimento dos ventos horizontais, a amplitude da maré diurna é amplificada em alturas entre 80 e 120 km; b) a maré semidiurna também é amplificada quando é excitada sem a maré diurna, porém, com a presença da maré diurna sua amplitude é reduzida.; c) a variação anual do vento zonal causa a filtragem de ondas de gravidade e esta produz uma variação semianual forte na maré diurna, observada pelo satélite UARS; d) As modulações

sazonais da maré semidiurna é em parte devida à filtragem de ondas de gravidade, associada com a variação sazonal da maré diurna; e) As marés são moduladas com períodos relacionados com as ondas planetárias geradas por processos dinâmicos na mesosfera.

Meyer (1999) usou a parametrização de Lindzen (1981) para a difusão turbulenta e forçante de momento para simular o amortecimento da amplitude da maré diurna durante os solstícios e a parametrização de Hines (1997) para absorção das ondas de gravidade pelo vento médio zonal para simular o crescimento das amplitudes durante os equinócios.

2.3.1.1 Forçante da Maré por Ondas de Gravidade

A estimativa da dissipação turbulenta induzida por ondas de gravidade é expressa como uma função da velocidade de fase da onda e do vento médio zonal, a seguir será utilizada a dedução desenvolvida por Orland et al. (2005):

$$K_{zz} = \frac{K}{2N^3} (u - Vc)^4 \left[\frac{1}{H} - \frac{3u}{(u - Vc)} \right] \quad (2.1)$$

onde K é o número de onda horizontal total (soma vetorial dos comprimentos de ondas zonal e meridional), N é a frequência de flutuação da onda (*Brunt-Vaisala*), u é a velocidade do vento médio zonal, Vc é a velocidade de fase da onda de gravidade, $H = \frac{RT}{g}$ é a escala de altura, R é a constante do gás, T a temperatura e g a aceleração da gravidade. Observa-se na Equação (2.1) que o coeficiente de dissipação turbulenta K_{zz} segue a variação do vento médio zonal. No modelo de Zhu et al.(1999), este coeficiente substitui os coeficientes de fricção Rayleigh e de resfriamento newtoniano como parâmetro de dissipação da maré, e a variação sazonal desta adquire a forma semianual característica com amplificação nos equinócios e amortecimento nos solstícios. A aceleração do vento médio zonal devido a deposição de momento por ondas de gravidade é dada por:

$$F_u = -\frac{K}{2N}(u_b - V_c)^3 \left[\frac{1}{H} - \frac{3u}{u - V_c} \right] \quad (2.2)$$

onde u_b é a velocidade do vento médio zonal no nível de saturação de uma onda individual.

Pode-se notar a relação desta aceleração com o coeficiente de dissipação turbulenta.

2.3.1.2 Fluxo de Calor por Ondas de Gravidade

A expressão para o fluxo de calor por ondas de gravidade pode ser deduzida aplicando a parametrização de Lindzen (1981) e a notação padrão de Holton (1975), e é dada por:

$$\bar{G} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 \overline{w' \phi'_z} \right) = \frac{K}{N} (u_b - V_c)^4 \left[\frac{1}{H} - \frac{3u}{u - V_c} \right]^2 \quad (2.3)$$

onde w' é uma perturbação sobre o vento vertical, ρ_0 é a densidade e ϕ' uma perturbação no geopotencial. As Equações (2.2) e (2.3) relacionam a forçante de ondas de gravidade e o vento médio. A componente que afeta a maré diurna é determinada da modulação da forçante de ondas de gravidade com a inclusão dos ventos de fundo.

Os efeitos combinados da forçante de ondas de gravidade e do aquecimento produzem um efeito secundário na variação sazonal, geralmente aumentando as amplitudes, próximo aos equinócios e suprimindo as amplitudes no verão, em torno de 95 km.

2.3.2 Observações da Interação Entre Marés e Ondas De Gravidade

As ondas de gravidade desempenham um papel importante na dinâmica da atmosfera média. Elas aparecem associadas à forte oscilação semianual observada tanto próxima à estratopausa, quanto perto da mesopausa (Kovalam et al., 2005). Em particular, esta última acredita-se, ser em parte, produzida por ondas de gravidade remanescentes das ondas previamente filtradas pelos ventos estratosféricos e que alcançam a mesosfera (Dunkerton, 1982). Liu (2000) indicou que a quebra de ondas devida à interação entre ondas de gravidade e marés produz inversões de temperatura na mesosfera.

A oscilação semianual da maré diurna também foi observada na latitude de 22° , em medidas feitas por instrumentos a bordo do satélite UARS (Hays et al., 1994, Burrage et al., 1995). Estas medidas indicaram que os picos de amplitude da maré diurna ocorrem durante os períodos de equinócio.

Mayr et al. (1998) simularam a variação sazonal da maré diurna através da filtragem de ondas de gravidade pelo vento médio e observaram que os efeitos das fontes de momento de ondas de gravidade são pequenos abaixo de 60 km e importantes entre 80 e 120 km. Observaram também que a oscilação semianual no vento médio zonal é dominante próximo ao equador, enquanto que fora da área tropical a oscilação anual é dominante, com os ventos direcionados para o oeste no verão e para leste no inverno para as alturas de 50 e 80 km.

Mayr et al. (1999) observaram que a modelagem numérica indicava, para a latitude de 18° , que as épocas dos picos da amplitude meridional da maré diurna eram consistentes com a época da inversão do sentido dos ventos zonais, ou seja próximo aos equinócios. A Figura 2.1 faz uma representação desta distribuição sazonal.

Meyer (1999) mostrou que a maré diurna tem uma amplificação em suas amplitudes nos equinócios e supressão no solstício de verão. Gavrilov et al. (2003) observaram, em medidas feitas com radar MF entre 1990 e 2000 sobre Kauai (22°N), que os resultados apresentavam variações sazonais e interanuais das variâncias de vento que poderiam ser atribuídas às ondas de gravidade atmosféricas. Observaram também que o vento médio zonal possui variação principalmente anual abaixo de 83 km e nas alturas maiores tende a migrar para a variação semi-anual.

As ondas de gravidade têm seus picos de intensidade concentrados nos solstícios, também abaixo de 83 km, que migram para os meses de equinócios nas altitudes maiores. Estas observações concordam com o comportamento sazonal previsto pelas simulações de Mayr et al. (1999) para as ondas de gravidade e para o vento zonal.

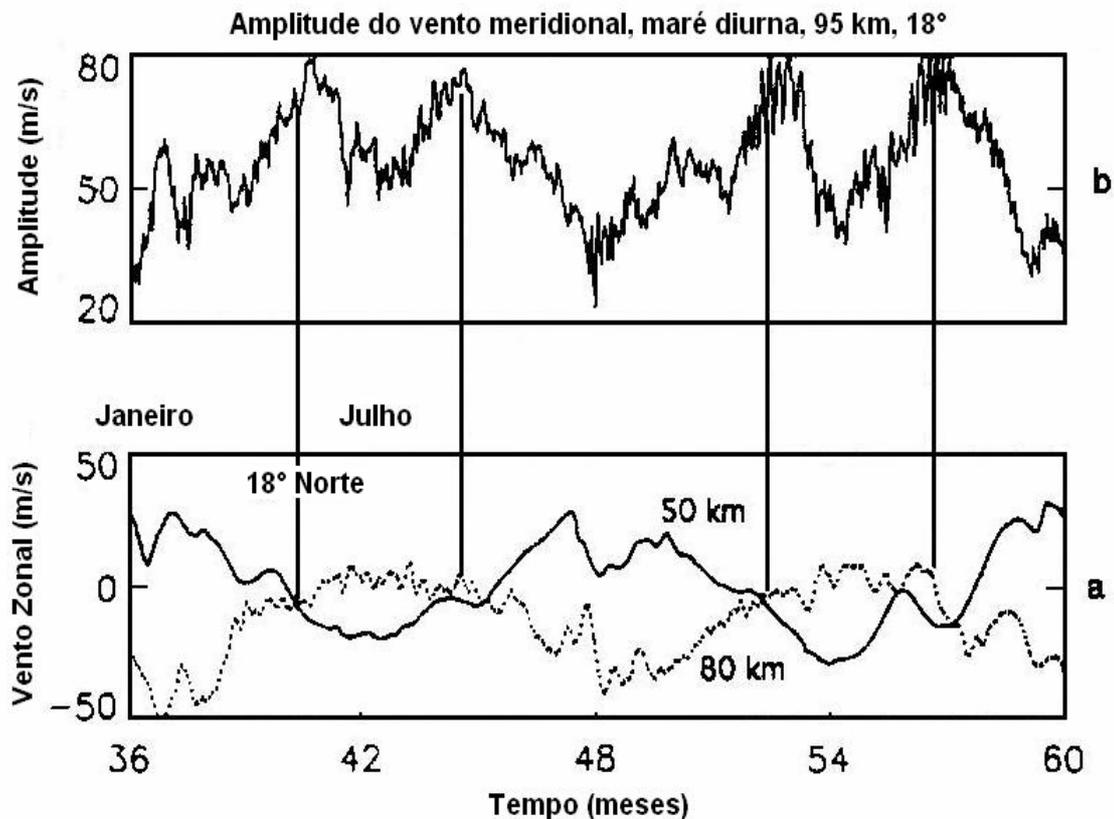


FIGURA 2.1 - Variações sazonais (início no solstício de dezembro) do vento médio zonal em 50 km e 80 km, em 18°N (a), e as amplitudes meridionais da maré diurna a 95 km, em 18°N (b).

FONTE: Adaptada de Mayr et al. (1999)

Ortland et al. (2005) também discutiram a distribuição sazonal da maré diurna e concluíram que, o aumento ou redução da amplitude da maré diurna depende da fase relativa entre a maré diurna e a forçante de momento por ondas de gravidade. Williams et al. (1999) estudando o acoplamento entre ondas de gravidade, as marés e as ondas planetárias acharam fortes evidências de fluxos de ondas de gravidade (representados pela variância do vento) provenientes da baixa atmosfera sendo modulados por marés.

Nakamura et al. (1997), em observações realizadas em Kauai no Havaí (22°N), Adelaide na Austrália (35°S), Christmas Island (2°N) e Jakarta na Indonésia (6°S), encontraram indícios de interação não linear entre a maré diurna e ondas de gravidade como a causa do decréscimo da amplitude da primeira. Manson et al. (1998) em

observações feitas com radar MF sobre Saskatoon, Canadá (52°N) encontraram modulações das variâncias de ondas de gravidade com períodos de 12, 24 e 48 horas, durante o verão e resultados semelhantes foram obtidos por Fritts (1995).

Desta forma, pelo que foi apresentado até agora, pode-se concluir que a deposição de momento por ondas de gravidade desempenha um papel importante na climatologia da maré diurna e na distribuição do vento médio e as observações e simulações confirmam estas características.

2.4 Interação Não Linear

2.4.1 A Simulação da Interação Onda-Onda

As bases teóricas deste tipo de interação foram inicialmente descritas por Spizzichino (1969) que elaborou um modelo teórico onde duas ondas chamadas primárias interagem não linearmente gerando ondas secundárias cujas frequências e números de ondas corresponderiam à soma ou diferença de suas correspondentes nas ondas primárias. Posteriormente esta análise foi retomada por Teitelbaum et al (1989), que discutiram a maré terdiurna como resultado da interação não linear entre as marés diurna e semidiurna, e por Teitelbaum e Vial (1991), que simularam a interação não linear entre marés e ondas planetárias.

Nesta simulação, foram utilizadas as equações primitivas em coordenadas esféricas e log-pressão, levando em consideração a força de Coriolis e os termos não lineares, definidas por Holton (1975):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} (u \cos \theta) + w \frac{\partial u}{\partial z} + 2\Omega \cos \theta v + \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \varphi}{\partial \lambda} = 0 \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{u^2}{a} \cot \theta + w \frac{\partial v}{\partial z} - 2\Omega \cos \theta u + \frac{1}{a} \frac{\partial \varphi}{\partial \theta} = 0 \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} + \kappa \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) w + N^2 w = \kappa J \quad (2.6)$$

$$\frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (2.7)$$

onde λ, θ e z são a longitude, co-latidade e altitude em log-pressão; u, v e w são as velocidades zonal, meridional e vertical, respectivamente; φ é o geopotencial; $N^2 = R_g (dT_s / dz + \kappa T_s)$ é a medida de estabilidade, tendo T_s como a temperatura média; R_g como a constante universal dos gases; $\kappa = R_g / c_p$ com c_p sendo o calor específico do gás com a pressão constante; ρ é a densidade em log-pressão ($\rho = \rho_0 \exp(-z)$); a é o raio da Terra; Ω é a velocidade angular da Terra e J é a taxa de aquecimento.

Os campos atmosféricos f podem ser expandidos em uma série de potências sobre um parâmetro ε :

$$f = f^{(0)} + \varepsilon f^{(1)} + \varepsilon^2 f^{(2)} + \dots \quad (2.8)$$

Esta expressão fornece uma hierarquia de equações em ordem decrescente. As equações de ordem zero correspondem aos parâmetros médios zonais como o vento médio zonal e a temperatura, as de ordem 1 são as que possuem os parâmetros lineares, ou seja, representam as marés e as ondas planetárias primárias. As equações de ordem 2 são aquelas forçadas pelo produto dos parâmetros das ondas primárias provenientes dos termos não lineares descritos anteriormente nas Equações (2.4) a (2.7). Estas equações de ordem 2 podem descrever a interação não linear entre as ondas.

Dentre as soluções para estas equações está aquela que lembra a modulação entre as ondas. Particularmente, a onda planetária pode induzir, por exemplo, uma modulação em amplitude da maré, neste caso esta última teria a forma de onda portadora e a primeira de moduladora:

$$f = A_1 \cos \omega_1 t + \frac{mA_1}{2} \cos(\omega_1 + \omega_2)t + \frac{mA_1}{2} \cos(\omega_1 - \omega_2)t \quad (2.9)$$

onde, A_1 é a amplitude da portadora, $m = \frac{A_2}{A_1}$ é quociente entre as amplitudes da moduladora A_2 e a amplitude da portadora, ω_1 é a frequência da portadora, ω_2 é a frequência da moduladora. Ao se aplicar uma transformada de Fourier na Equação (2.9) aparecem no espectro dois picos secundários correspondentes a $\omega_1 + \omega_2$ (soma) e $\omega_1 - \omega_2$ (diferença).

A Figura 2.2 mostra uma simulação que ilustra a modulação de uma maré diurna por uma onda planetária de 10 dias.

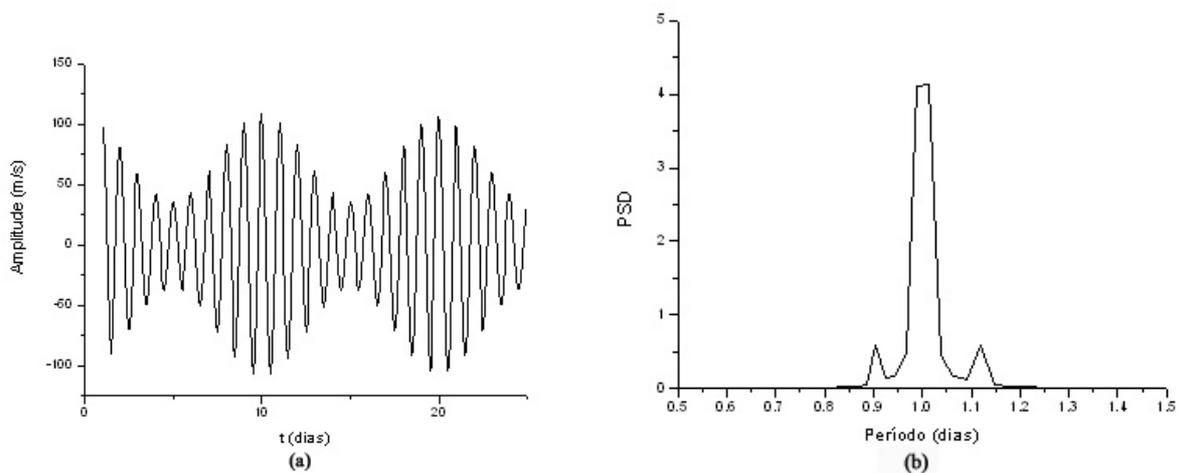


FIGURA 2.2 - Simulação da modulação da maré diurna por uma onda planetária de 10 dias, (a) Amplitude em função do tempo e (b) Densidade espectral de potência (PSD) centrada do período da maré diurna (1 dia). Note que os picos secundários laterais correspondem à soma e à diferença entre as frequências primárias originais (1 ciclo por dia e 0,1 ciclo por dia), respectivamente.

2.4.2 As Observações da Interação Não Linear

A interação não linear ocupa atualmente um lugar de destaque entre os mecanismos causadores da variabilidade da maré. Nesta seção, serão apresentadas as observações da

maré terdiurna e sua relação com a interação não linear entre a maré diurna e a semidiurna, e na seqüência as interações entre a maré diurna e ondas planetárias

2.4.2.1 Maré Terdiurna e a Maré Diurna Secundária

A interação não linear entre a maré diurna e a maré semidiurna pode gerar como produtos a maré diurna secundária e a maré terdiurna. Isto sugere que parte das marés terdiurnas, presentes em várias observações de ventos, podem estar relacionadas com a interação não linear entre as marés anteriormente citadas.

A maré terdiurna foi inicialmente mencionada por Revah (1967) e posteriormente analisada por Cevolani (1987), Manson e Meek (1986) e Namboothiri et al.(2004). Este componente não tem sido tão estudado quanto os outros componentes provavelmente por não ser uma característica dominante na dinâmica da região MLT como a maré diurna ou a semidiurna. Apesar de ter sua amplitude pequena, em alguns casos esta supera a amplitude da maré diurna (Teitelbaum et al., 1989, Reddi et al., 1993).

Teitelbaum et al. (1989) mostraram, nas medidas feitas em Garchy entre 6 e 28 de janeiro de 1976, que a maré terdiurna apresentou amplitudes e variação temporal similares às observadas na maré diurna. Eles observaram também que as amplitudes da componente terdiurna são maiores e a sua variação de fase é mais regular no inverno do que no verão. Estes autores também fizeram simulações com a estrutura latitudinal da maré diurna secundária e notaram que sua amplitude é muito pequena em relação à da maré diurna primária, particularmente em latitudes mais baixas, quando esta última é dominante, porém a primeira ganha importância em latitudes mais altas, principalmente no inverno, quando as amplitudes de ambos os componentes são equivalentes.

Thayaparan et al. (1997) também encontraram estruturas semelhantes para a maré terdiurna em observações feitas em London, Canadá (43°N) e também observaram que esta maré possui uma variação em altura e tempo da amplitude semelhante às da maré diurna e maré semidiurna.

A Figura 2.3 mostra a variabilidade de período curto da maré diurna, semidiurna e terdiurna sobre London, Canadá em 1994, na componente zonal. Esta figura mostra que as amplitudes zonais das três marés são equivalentes no período observado e a sua distribuição temporal é consistente para as 3 componentes da maré. As amplitudes da componente meridional não foram representadas neste trabalho, mas suas características são semelhantes às observadas na componente zonal.

Este autor também comparou as estruturas de fases das três componentes de marés e encontrou valores de comprimentos de onda verticais consistentes com os gerados por interação não linear e descritos por Spizzichino (1969), ou seja:

$$\lambda_3 = \frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{\lambda_1 + \lambda_2} \quad (2.10)$$

Onde λ_1, λ_2 e λ_3 são os comprimentos de onda verticais das marés diurna, semidiurna e terdiurna, respectivamente.

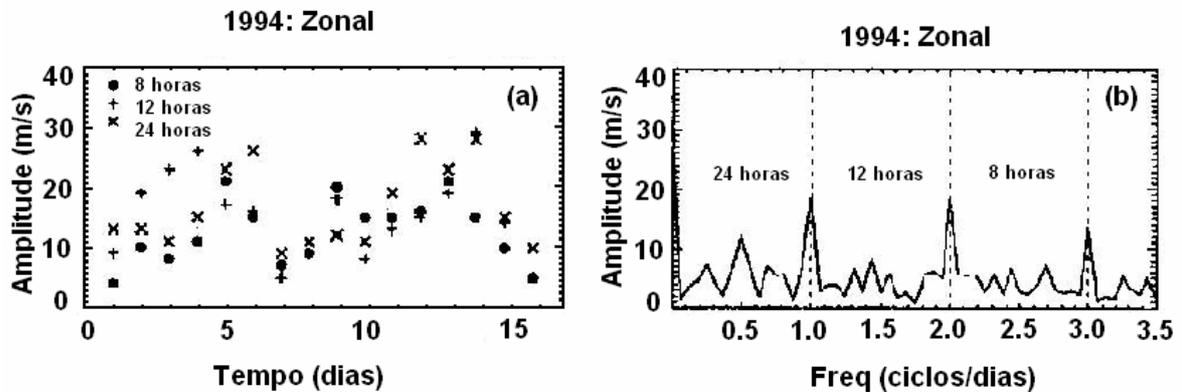


FIGURA 2.3 - Amplitudes zonais das marés diurna, semidiurna e terdiurna sobre London, Canadá, medidas entre 11 e 26 de Janeiro de 1994. A variação dia-a-dia da amplitude da maré é representada no painel (a) e o espectro das amplitudes em (b).

FONTE: Adaptada de Thayaparan et al.(1997).

A Tabela 2.1 mostra os comprimentos de onda verticais λ_z calculados para as marés terdiurna, semidiurna e diurna.

TABELA 2.1. Comprimentos de onda verticais λ_z

Período de observação	Terdiurna, km	Semidiurna, km	Diurna, km
11 a 26 de Janeiro, 1994	25±6	90±4	40±7
1 a 16 de Fevereiro, 1995	30±7	100±4	60±7
27 de Março a 11 de Abril, 1996	40±4	80±4	90±4

FONTE: Adaptada de Thayaparan et al . (1997)

Estas características de amplitudes e fases já foram anteriormente apontadas por Glass e Fellous (1974) como decorrentes da interação não linear entre a maré diurna e semidiurna, pois particularmente os comprimentos de onda vertical mais curtos são difíceis de explicar por processos de excitação direta pela radiação solar os quais prevêm valores teóricos longos.

Smith e Ortland (2001) simularam a estrutura e origem da maré terdiurna e analisaram a geração da maré terdiurna tanto por excitação térmica direta pela radiação solar, como por interação não linear entre as marés diurnas e semidiurnas. Nesta simulação os autores, em uma primeira aproximação, aplicaram um modelo não linear para investigar a geração da maré terdiurna na atmosfera média, posteriormente foram efetuados cálculos adicionais para distinguir os mecanismos de excitação desta maré, separando as contribuições devidas à excitação solar direta das devidas à interação não linear. A identificação dos fatores que contribuem para a estrutura global da maré terdiurna foi feita através de um modelo linear que aplica as teorias de marés para a separação em modos de Hough, desta forma foram determinadas as estruturas vertical e latitudinal na maré terdiurna. Estas estruturas são determinadas pela integração no tempo de algum campo (vento zonal, temperatura) e uma forçante térmica específica como por exemplo uma onda propagante para o oeste de número de onda zonal 3 e período de 8 horas, correspondendo a uma maré terdiurna migrante. A análise dos cálculos aponta para uma

grande contribuição dos ventos e temperaturas para as amplitudes maiores da maré terdiurna no hemisfério de inverno. Latitudinalmente, a modelagem indica que a forçante da maré terdiurna em médias e altas latitudes é a excitação solar direta, enquanto que nas latitudes mais baixas usa-se a interação não linear.

2.4.2.2 Ondas Planetárias

As amplitudes e fases das marés diurna e semi-diurna na região da mesosfera e baixa termosfera apresentam variações cujas escalas estendem-se desde dias até anos (Bernard, 1981; McLandress et al., 1996, Beard e Pancheva, 1999). Esta variabilidade pode ser atribuída, dentre outros mecanismos, às interações não lineares entre as marés e ondas planetárias (Teitelbaum e Vial, 1991).

Manson et al. (1982) sugeriram que as ondas com período de 9,7- e 16-horas, que são freqüentemente observadas sobre Saskatoon, seriam geradas pela interação não linear entre a maré semidiurna e a onda de quase dois dias. Teitelbaum e Vial (1991) mostraram que a interação não-linear entre uma onda de maré e uma onda planetária pode modular a amplitude da maré com um período igual ao da onda planetária. A presença de ondas de 16-horas observadas no vento mesosférico polar foram atribuídas à interação não-linear entre maré diurna e a onda de quase-dois-dias (Rüster, 1994). Beard et al. (1999), estudando os dados de vento sobre Sheffield, apresentaram três casos analisados pelo periodograma de Lomb-Scargle e pela análise bi-espectral e encontraram picos e tripletos que evidenciavam a existência da interação não linear entre a maré semidiurna e ondas planetárias. Pancheva (2001) observou modulações de períodos de 2, 5, 10, 16 e de 25 a 27 dias nas amplitudes das marés da região da mesosfera e baixa termosfera e observados por radares meteorológicos localizados no Reino Unido, Bulgária e Suécia. Estas observações indicaram que a interação não linear entre as marés e ondas planetárias contribuiu significativamente para a variabilidade das primeiras em período de ondas planetárias. Os períodos de modulação mais freqüentemente observados foram de 2, 5, 10, 16 e 25-27 dias.

Fritts e Isler (1994) analisaram a variabilidade nas amplitudes e fases da maré diurna nos dados de ventos sobre Kauai, no Havaí, entre 1991 e 1992, e observaram uma forte modulação por ondas planetárias, em particular, pela onda de 16 dias.

2.5 Influência de Tempestades Geomagnéticas

2.5.1 Índices Geomagnéticos

As tempestades geomagnéticas são perturbações no campo geomagnético da Terra que duram um ou mais dias e tendem a ocorrer simultaneamente ao redor da Terra. Para uma melhor compreensão destes distúrbios foram criados índices que são utilizados para medir as variações do campo magnético próximo à superfície. O monitoramento das variações no campo magnético é feito por magnetômetros, baseados em terra. Os principais índices são:

2.5.1.1 Índice AE

O índice AE (*auroral electrojet*) é obtido de um número de estações distribuídas ao longo da latitude próxima à zona auroral do hemisfério norte. Para cada estação, a perturbação do campo magnético é registrada com uma função da hora universal (UT). A superposição dos dados de todas as estações registra o valor mínimo para a componente horizontal do campo e o índice é chamado AL., de forma análoga também é determinado um índice máximo para a componente horizontal do campo, chamada de índice AU. O índice AE é a diferença entre AU e AL.

2.5.1.2 Índice Kp

O índice Kp é obtido de um número de estações com magnetômetros em latitudes médias. Quando as estações não são fortemente influenciadas por correntes do eletrojato auroral estas condições são chamadas de magneticamente calmas. Porém, se a zona auroral avança em direção ao equador, estas estações podem registrar os efeitos desta corrente e da corrente de anel magnetosférica. Isto ocorre em períodos magneticamente perturbados. O índice Kp utiliza ambas as perturbações para gerar em escala logarítmica

de 0 a 9 sobre um período de 3 horas. Uma variação deste índice é o Ap, que é feito em escala linear.

2.5.1.3 Índice Dst

O índice Dst (*Disturbance storm time*) é obtido por estações próximas ao equador. Nestas latitudes, a componente horizontal da perturbação do campo magnético é dominada fortemente pela corrente de anel magnetosférica. Este índice é a medida direta da média horária da perturbação e fornece um diagnóstico da corrente do eletrojato equatorial e as variações da componente horizontal durante as tempestades magnéticas. Este índice Dst é medido em nanoteslas (nT), sendo que os valores próximos de zero indicam uma magnetosfera calma. Quando ocorre alguma tempestade o índice Dst apresenta picos de valores negativos altos.

A Figura 2.4 mostra o índice Dst para o mês de novembro de 2003, quando ocorreu um grande evento de tempestade geomagnética.

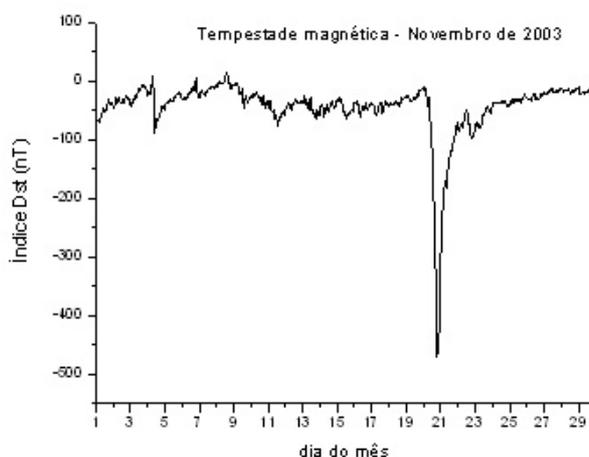


FIGURA 2.4 - Índice Dst para o evento de tempestade geomagnética que ocorreu em novembro de 2003

FONTE: WDC for Geomagnetism – Universidade de Kioto

Esta tempestade começou no dia 19, atingiu o pico no dia 20, em torno -450 nT, e acabou no dia 21.

2.5.2 Efeitos Sobre a Média e Baixa Atmosfera

Nas regiões polares, durante as principais tempestades magnéticas, os ventos neutros são perturbados através da transferência de momento e aquecimento termosférico. Este aquecimento produziu um aumento nos valores do vento em regiões próximas à mesopausa (Zhang e Shepherd, 2000). Na região MLT, espera-se que estes efeitos sejam menores do que os esperados na termosfera, em parte, porque a densidade da mesosfera é maior. Porém, a dinâmica desta região é bastante complexa e os efeitos geomagnéticos são mais difíceis de detectar, e são frequentemente mascarados pelas outras atividades dinâmicas oriundas de saturação de ondas de gravidade, por exemplo.

Singer et al. (1994) investigaram a influência destas tempestades sobre as marés atmosféricas. Neste estudo, foram utilizados os dados de ventos de 8 estações, Saskatoon (52,1°N; 106,6°O), medidos com radar MF entre 1983 e 1992, Sheffield (54,3°N; 1,6°O), medidos com radar meteoricos entre 1988 e 1992, Durham (43,1°N; 70,9°O), medidos com radar meteorico entre 1983 e 1991, Juliusruh (54,6°N; 13,4°L), medidos com radar MF entre 1989 e 1992, Kühlungsborn (54,1°N; 11,8°L), medidos com radar MF entre 1989 e 1992, Collm (51,3°N; 13,0°L), medidos com perfilador de vento LF entre 1978 e 1992, Obninsk (55,5°N; 37,3°L), medidos com radar meteoricos entre 1982 e 1992 e Badary (52,3°N; 104,3°L), medidos por perfilador de vento LF entre 1979 e 1991. Estes dados foram comparados com os períodos de perturbação forte ($A_p > 74$) levando em consideração que os efeitos das perturbações influenciam menos em latitudes médias. Os autores perceberam, que em geral, é difícil de separar os efeitos oriundos de eventos da baixa atmosfera com os das tempestades magnéticas. Para obter uma consistência estatística maior e tentar isolar os efeitos geomagnéticos dos outros efeitos nos ventos da região MLT, foi utilizado o método de superposição de épocas, também conhecido como método de sincronização ou esquema de Buys-Ballot. Este método consiste em calcular a média aritmética, por exemplo, de velocidades do vento ou amplitudes da maré próximas às datas onde ocorrem tempestades geomagnéticas, o dia do início súbito da tempestade é chamado de dia chave e a ele atribui-se o número zero. Ao se determinar a média dos valores de todos os eventos espera-se que os valores

persistentes sejam destacados e as variações acidentais compensadas. Este método é aplicado para os ventos médios e as amplitudes da maré semidiurna.

Os resultados para épocas superpostas para a maré semidiurna sobre várias estações são mostrados na Figura 2.5.

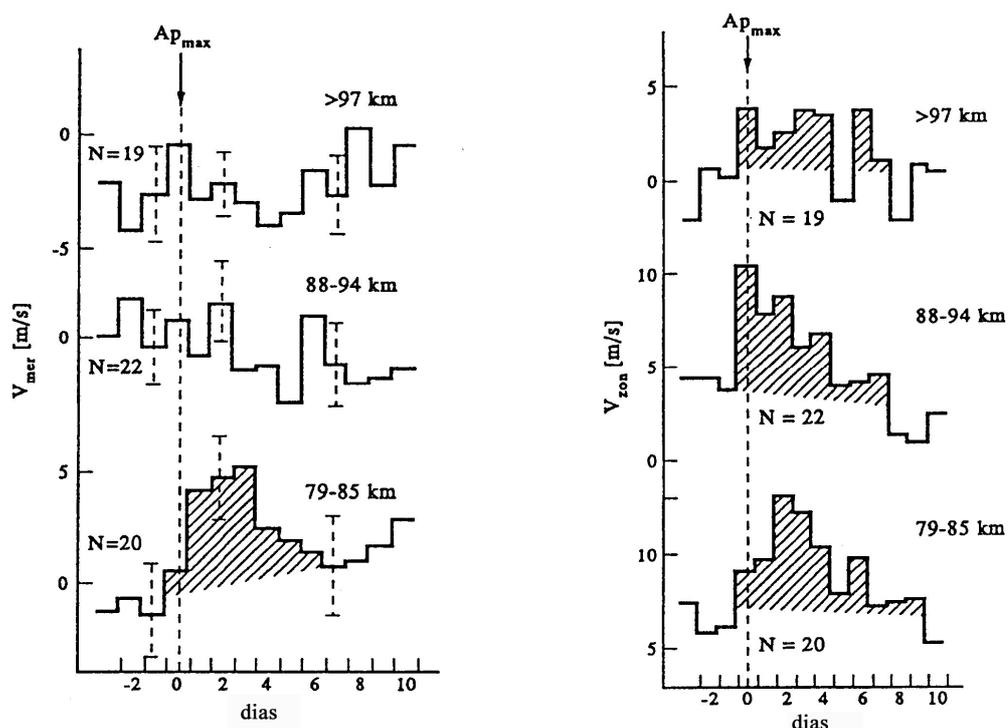


FIGURA 2.5 - Análise de épocas superpostas da amplitude da maré semidiurna durante perturbações geomagnéticas sobre Saskatoon, Canadá. O painel da esquerda representa as perturbações sobre o vento meridional, e o painel da direita, as perturbações sobre o vento zonal. O N representa o número de eventos usados na média, e a linha tracejada vertical indica o dia chave.

Fonte: adaptada de Singer et al. (1994).

Nesta análise os autores perceberam que a mudança foi pequena tanto na componente zonal quanto na meridional e não foi possível detectar características comuns que poderiam ser causadas por perturbações geomagnéticas.

CAPÍTULO 3

INSTRUMENTAÇÃO

3.1 Técnicas de Medidas de Ventos Neutros

Heath et al. (1974) descreveram diversas técnicas para o estudo de parâmetros atmosféricos na região da mesosfera e baixa termosfera. As principais técnicas utilizadas no estudo da média atmosfera, até 100 km são: (a) técnica das partículas cadentes, onde um grande número partículas refletoras são lançadas por foguetes entre as alturas de 60 a 100 km, uma vez lançadas a sua trajetória é rastreada por radar. Esta técnica permite a análise das características dos ventos horizontais associados com o movimento espacial das partículas; (b) técnica das esferas cadentes. Nesta técnica as esferas também são lançadas por um foguete, e posteriormente são rastreadas por radares, os perfis de densidade são deduzidos da aceleração de queda das esferas e o perfil de temperatura é calculado pela resolução das equações básicas da hidrodinâmica e termodinâmica, associadas ao meio atmosférico observado, (c) técnica das granadas acústicas. Esta técnica consiste no lançamento de cargas explosivas por foguetes em alturas previamente determinadas. Através de microfones sensíveis na superfície da Terra são registrados os tempos de chegada dos sons entre as detonações, que associados à posição das explosões podem determinar a temperatura e a velocidade média do vento na região entre duas explosões consecutivas.

Além destas técnicas baseadas em foguetes, há também aquelas baseadas em satélites, como o UARS (*Upper Atmosphere Research Satellite*) (Fleming et al. 1996) onde os ventos podem ser medidos por imageadores Doppler e interferométricos, e as baseadas em instrumentos de terra, como radiômetros de infravermelho para medida de temperaturas estratosféricas e espectrofotômetros para determinação da radiação UV retro-espalhada pelo ozônio e em radares como os meteorológicos, os MST e os MF.

Segundo Muller (1974), de todas as técnicas utilizadas no estudo de ventos na alta atmosfera, apenas as que utilizam radares e, em particular, radares meteorológicos,

permitem o estudo contínuo em longos períodos, possibilitando a avaliação das variações diurnas e sazonais no regime de ventos.

3.1.1 Técnica das Antenas Espaçadas

A técnica de antenas espaçadas é utilizada por alguns tipos de radares de vento, como o MF. Esta técnica utiliza uma antena transmissora que emite radiação eletromagnética que atinge as camadas de espalhamento irregulares nas regiões ionosféricas, as quais se deslocam com velocidades iguais às dos ventos que as transportam. A radiação, refletida, ao retornar ao solo, forma as figuras de difração que se deslocam com a mesma direção, mas com o dobro da velocidade das camadas de espalhamento (Briggs et al, 1995). Os sinais refletidos são captados por um grupo de antenas, espaçadas entre si, e as funções de correlação cruzada, calculadas entre os pares de antenas receptoras, determinam a velocidade dos ventos neutros que transladam a camada de espalhamento.

O radar MF utiliza esta técnica e opera com frequências baixas, em torno de 1,98 MHz, para aproveitar a reflexão parcial das partículas ionizadas das regiões ionosféricas, principalmente as D e E, que são invisíveis para frequências muito altas (Hocking, 1997).

3.1.2 Técnica Interferométrica

Diariamente a atmosfera superior da Terra, entre 70 e 120 km de altura, é atingida por milhões de partículas de poeira do meio interplanetário chamadas de meteoros. Estas partículas, em geral, são associadas com restos de cometas e quando capturadas pela órbita terrestre penetram a atmosfera com velocidades médias situadas entre 10 km/s e 72 km/s (Greenhow e Lovell, 1960), a esta velocidade e sob a ação do atrito do meio atmosférico estas partículas sofrem ablação e produzem longas e finas trilhas ionizadas que podem ser detectadas a olho nu ou com instrumentos apropriados, como os radares meteorológicos.

Os meteoros incidem na atmosfera de duas maneiras: aleatoriamente, na forma de meteoros esporádicos e de forma mais organizada e periódica, na forma de chuva de

meteoros. Os meteoros esporádicos representam a maior parte dos meteoros que penetram na atmosfera. As chuvas de meteoros por sua vez possuem uma distribuição espacial mais organizada onde os meteoros estão agrupados e percorrem uma mesma trajetória. Os meteoros destas chuvas parecem vir de uma área definida do céu, denominada radiante, e possuem uma periodicidade de retorno anual.

As chuvas de meteoros recebem a denominação de acordo com a direção de seu radiante. Assim, por exemplo, são denominadas de Taurídeos se o radiante apontar para a Constelação de Touro (Taurus), Perseídeos, para a Constelação de Perseu, Geminídeos, para a Constelação de Gêmeos (Gemini) e assim sucessivamente.

McKinley (1961) fez uma análise detalhada dos aspectos científicos e técnicos envolvidos nos estudos dos meteoros, e descreveu também várias técnicas de observação, desde as mais antigas baseadas na vista humana até as mais modernas baseadas em radar. O radar meteórico é o instrumento que atualmente é utilizado para determinar, entre outras coisas, os parâmetros atmosféricos associados com o movimento dos meteoros.

3.1.2.1 Princípio Doppler

Os radares meteóricos determinam ventos na mesosfera através da medida do deslocamento Doppler do sinal refletido por vários traços meteóricos, que persistirem o tempo suficiente para se fazer as medidas de vento ($t \geq 0,1s$). A expressão do deslocamento Doppler em frequência dos ecos meteóricos é dada por:

$$f_d = -\frac{2f_R}{c}V_R \quad (3.1)$$

onde f_d é a frequência Doppler, f_R é a frequência do radar, V_R é a velocidade radial de afastamento ou de aproximação do eco em relação ao radar e c é a velocidade da luz no espaço .

A frequência Doppler também pode ser escrita em função da taxa de mudança de fase devido ao deslocamento do traço com o vento, e é dada por:

$$f_d = \frac{1}{2\pi} \frac{d\Phi}{dt} \quad (3.2)$$

Combinando as Equações (3.1) e (3.2) pode-se escrever a velocidade radial do traço em função da taxa de variação de fase, como:

$$V_R = -\frac{\lambda_r}{4\pi} \frac{d\Phi}{dt} \quad (3.3)$$

A técnica utilizada por estes radares é a interferométrica. Nesta técnica, os sinais que chegam às antenas receptoras, que são separadas entre si por uma distância d , possuem um pequeno atraso de tempo dado por $d \sin \beta / Vc$, onde c é a velocidade da luz no espaço livre. Este atraso é apresentado como uma diferença de fase entre as antenas:

$$\Delta\Phi = \frac{2\pi}{\lambda_r} d \sin \beta \quad (3.4)$$

onde λ_r é o comprimento de onda do radar. Na ausência de ruídos as diferenças de fase são determinadas pela correlação cruzada complexa de dois sinais de voltagem.

Como pode ser visto na Equação (3.4) a direção do eco pode ser determinada por $\Delta\Phi$, e pela análise da taxa de variação das fases dos sinais no tempo (deslocamento Doppler) pode-se determinar a velocidade radial do traço meteórico (Thayaparan, 1995).

Os radares meteóricos têm sido usados com bastante sucesso no estudo dos movimentos atmosféricos, pois permitem medidas em várias altitudes.

A Figura 3.1 mostra o esquema básico do funcionamento de um radar meteórico.

A antena transmissora emite radiação eletromagnética pulsada com frequências são definidas de acordo com o tipo de radar. Esta radiação é refletida na forma de ecos pelo elemento espalhador (traço meteórico). As antenas receptoras detectam estes ecos e determinam a direção do traço meteórico, calculando a fase relativa entre as antenas. O tempo de atraso entre o sinal emitido e o sinal recebido define a distância radial.

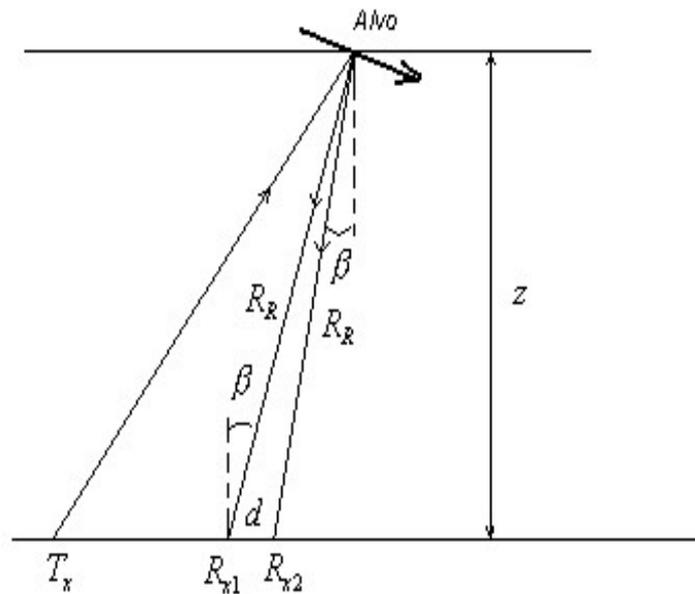


FIGURA 3.1 - Funcionamento de um radar meteorológico com uma antena transmissora (T_x) e um par de antenas receptoras (R_{x1}) e (R_{x2}), separadas por uma distância d . O alvo está a uma altura z em relação ao solo e distância radial R_R e ângulo zenital β , em relação às antenas receptoras.

A antena transmissora emite radiação eletromagnética pulsada com frequências são definidas de acordo com o tipo de radar. Esta radiação é refletida na forma de ecos pelo elemento espalhador (traço meteorológico). As antenas receptoras detectam estes ecos e determinam a direção do traço meteorológico, calculando a fase relativa entre as antenas. O tempo de atraso entre o sinal emitido e o sinal recebido define a distância radial.

3.1.2.2 Alcance do Eco

A determinação da distância de um alvo é uma função importante do radar. No caso particular dos meteoros, ela é efetuada pela medida do tempo de atraso do sinal refletido pela trilha meteorológica em relação ao sinal transmitido, e é calculada pela relação a seguir:

$$R_R = \frac{cT_R}{2} \quad (3.5)$$

onde T_R é o intervalo de tempo entre a transmissão e a recepção do sinal.

Determinada a distância R_R pode-se determinar a altura do meteoro a partir do ângulo zenital β .

$$z = R_R \cos \beta \quad (3.6)$$

3.1.2.3 Ambigüidade na Posição dos Meteoros

A posição do traço meteórico é definida por sua direção e distância radial. A ambigüidade surge quando não é possível determinar com certeza a posição do traço. Podem ocorrer ecos meteóricos em posições distintas, que provoquem as mesmas diferenças de fases nos pares de antenas receptoras. Além disso, há radares do tipo pulsado que operam com uma frequência de repetição de pulsos (PRF) muito alta. Particularmente, um SKiYMET operando com uma PRF de 2143 Hz, que equivale a um intervalo entre pulsos em torno de 0,47 ms, e a um alcance de aproximadamente 70 km, no período. Devido a este período ser muito curto, pode haver superposição de sinais nas antenas receptoras, tornando duvidosa a identificação do alcance do eco, o qual poderia assumir qualquer um dos possíveis valores múltiplos de 70 km. Por exemplo, as antenas poderiam, em princípio, estar recebendo um sinal proveniente de 60 km, 130 km ou 200 km.

Para minimizar a ambigüidade na direção pode se utilizar uma terceira antena, alinhada com as duas anteriores, cuja função é de fazer a correção de fases e melhorar, desta forma, a confiabilidade da medida da direção do eco. Para minimizar a ambigüidade na distância radial do eco, é estabelecida uma faixa de altura onde há a maior possibilidade de ocorrer meteoros, ou seja, entre 70 e 110 km e descartando os meteoros localizados fora desta faixa. As ocorrências de meteoros ambíguos dentro deste intervalo de altura são registradas no arquivo de dados e devidamente identificadas.

3.1.2.4 Determinação dos Componentes de Vento nas Medidas de Radar

Os trabalhos pioneiros na utilização de medidas de parâmetros meteorológicos para o cálculo de ventos neutros foram realizados por Manning et al. (1950).

Assume-se a existência de ventos uniformes em uma mesma camada atmosférica. É estabelecido, então, um sistema de coordenadas polares esféricas com o eixo z na direção vertical. A velocidade do vento é dada por \vec{V} , w é sua componente vertical, u , a componente zonal (direção leste-oeste) e v a componente meridional (norte-sul), o ângulo azimutal é definido por ζ e o ângulo zenital, por β . A Figura 3.2 mostra um esquema de parâmetros associados à reflexão do sinal no meteoro.

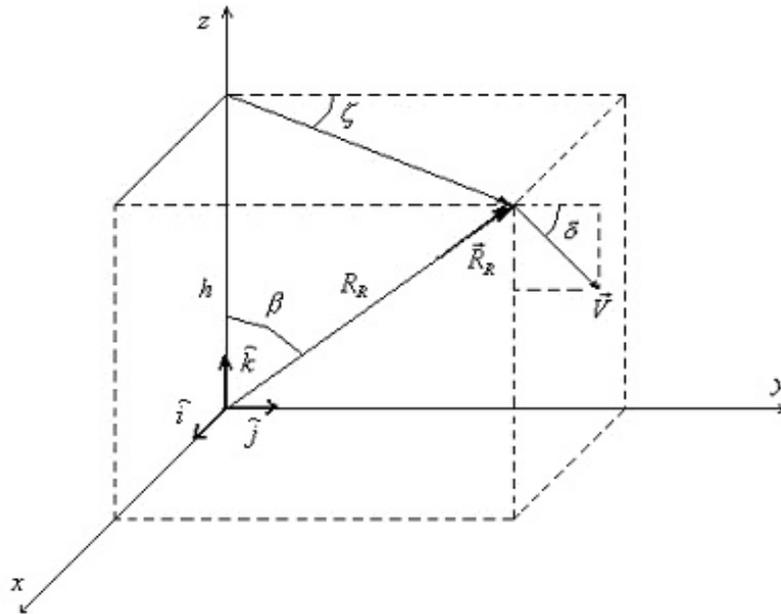


FIGURA 3.2 – Coordenadas da coluna de ionização do meteoro.

Pode-se relacionar a velocidade radial do meteoro, V_R , com a velocidade do vento, \vec{V} , através da expressão:

$$V_R = \frac{\dot{R}_R}{R_R} \vec{r} \quad (3.7)$$

onde $\vec{R}_R = R_R (\hat{i} \cos \zeta + \hat{j} \sin \zeta)$ $\text{sen} \beta + \hat{k} R_R \cos \beta$ e $\vec{V} = \hat{i}u + \hat{j}v + \hat{k}w$

Pode-se escrever a Equação (3.7) desta forma:

$$V_R = (u \cos \zeta + v \sin \zeta) \text{sen} \beta + w \cos \beta \quad (3.8)$$

Dividindo-se ambos os membros por $\text{sen} \beta$ e definindo $V' = \frac{V_R}{\text{sen} \beta}$, tem-se:

$$V' = u \cos \zeta + v \sin \zeta + w \cot \beta \quad (3.9)$$

A determinação dos valores dos componentes u , v e w é feita pela regressão múltipla de V' em relação a $\cos \zeta$, $\sin \zeta$ e $\cot \beta$. Graficamente isto é mostrado na Figura 3.3.

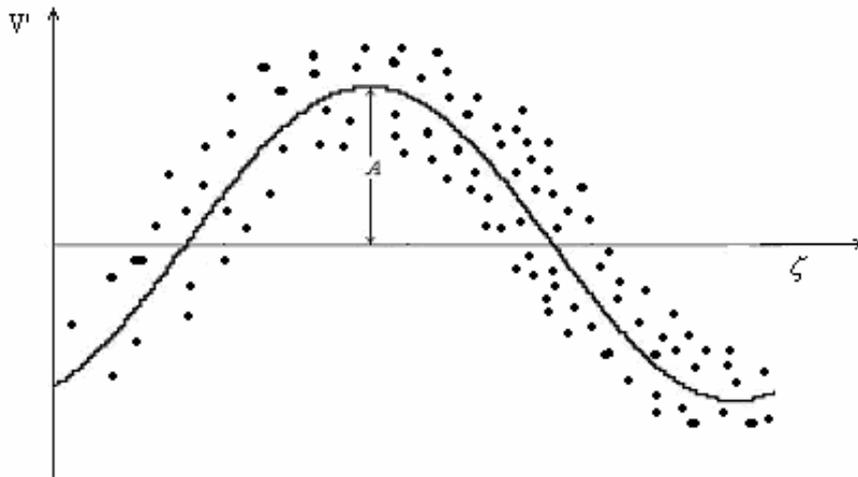


FIGURA 3.3 - Deslocamento Doppler versus a direção do eco.
 FONTE: adaptada de Manning et al. (1950, p. 879).

Ajusta-se uma senóide entre os pontos e o pico da curva e a partir deste ajuste pode-se a amplitude e a direção do vento de forma similar ao apresentado na Equação 3.9.

Neste trabalho, os componentes horizontais do vento foram calculados com resolução temporal de 2 horas, e intervalo de altura de 4 km, centrados em 80, 84, 88, 92, 96 e 100 km em séries anuais desde abril de 1999 até dezembro de 2004.

3.2 Radar Meteorico Modelo SKiYMET

O SKiYMET é um radar meteorico, desenvolvido pela Genesis Software Pty e MARDOC Inc, que utiliza a técnica interferométrica. Este sistema opera com uma repetição muito alta de pulsos (PRFs), acima de 2000 Hz. Esta taxa mais alta de pulsação é útil, pois permite a determinação de parâmetros não acessíveis aos sistemas mais antigos, como, por exemplo, a velocidade de entrada do meteoro. Os detalhes deste sistema encontram-se no endereço <http://www.gsoft.com.au/skiymet.html>, que é a página oficial da empresa Genesis Software e no trabalho de Hocking et al. (2001).

O hardware do radar meteorico SKiYMET consiste de dois componentes principais: o sistema de antenas e cabos alimentadores e o próprio sistema de radar.

O primeiro é composto tipicamente de uma antena yagi de 3 elementos para a transmissão e cinco antenas yagi de 2 elementos para a recepção. A antena transmissora opera em Cachoeira Paulista com frequência de 35,24 MHz e 5 antenas receptoras, arranjadas de forma a minimizar a ambigüidade na direção dos meteoros.

O segundo é constituído pelo restante dos elementos do radar meteorico e estão contidos em dois gabinetes compactos. O sistema transmissor de radio frequência inclui um transmissor operando em modo pulsado, 5 canais receptores, unidades de síntese de frequência e controle de ganho. O sistema de aquisição de dados é composto por cinco buffers de memória e de digitalização de alta velocidade; temporizadores e controladores de hardware.

O software de aquisição de dados opera em um ambiente operacional UNIX e utiliza uma interface gráfica para exibir os resultados em tempo real. O software também monitora as condições de operação do radar registrando, em um arquivo em disco, os dados de desempenho do sistema.

Este sistema é capaz de detectar uma faixa de 3000 meteoros por dia e possibilita a determinação de ventos da média atmosfera (80 – 100 km de altura), de temperaturas e da velocidade de entrada dos meteoros; além do mapeamento dos riantes dos meteoros em condições de chuvas. As medidas são, então, armazenadas em arquivos em disco e transferidas remotamente para outros servidores, via TCP/IP ou modem.

A seguir são apresentadas algumas funções oferecidas pelo radar SKiYMET.

A Figura 3.4 mostra a detecção em tempo real do meteoro.

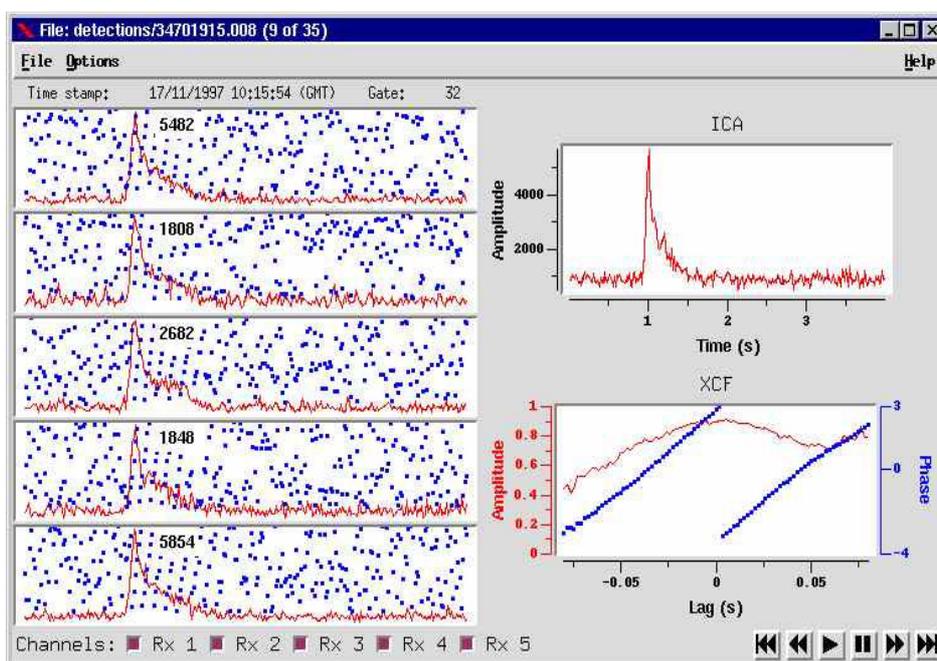


FIGURA 3.4 - Detecção em tempo real de meteoros, pelo radar.

FONTE: <http://www.gsoft.com.au/skiymet.html>.

Na Figura 3.4 pode-se observar que no lado esquerdo do painel são mostrados os gráficos das amplitudes (linha vermelha) e das fases (pontos azuis) dos sinais medidos pelas antenas receptoras e gravados em 5 canais.

No lado direito, o gráfico superior mostra a média das amplitudes destas 5 antenas, e o gráfico inferior mostra uma das 5 funções de correlação cruzada de fases entre os canais 1 e 2 (linhas azuis).

A Figura 3.5 mostra a distribuição dos meteoros por altura.

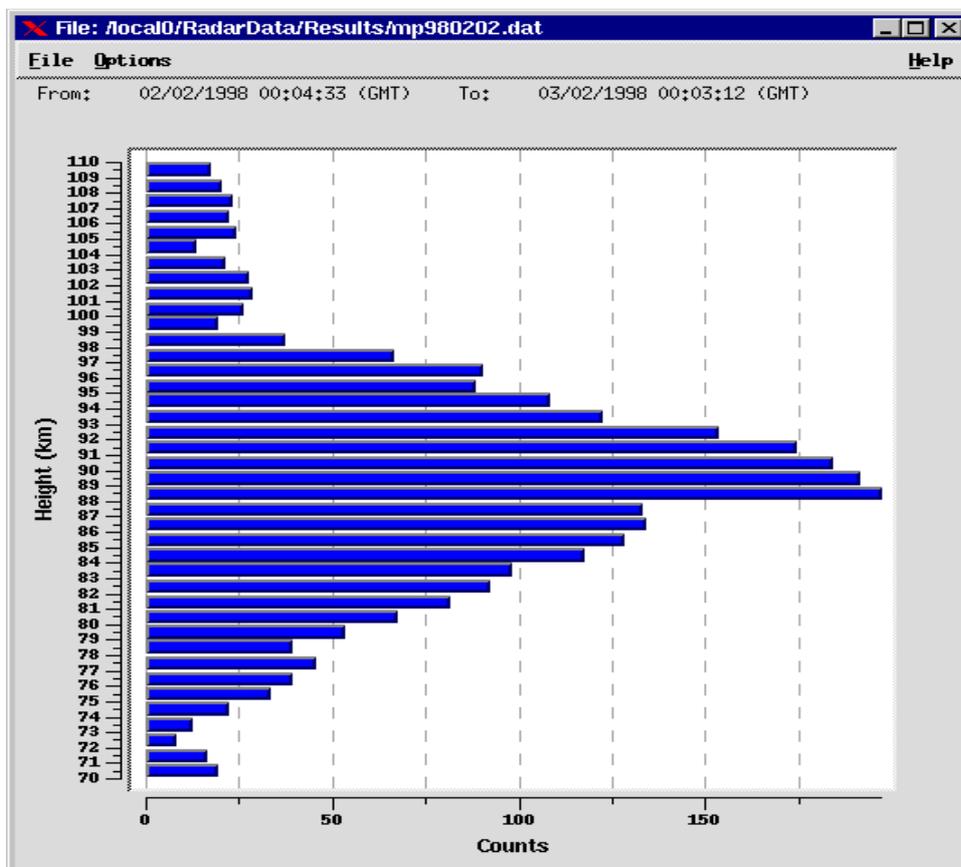


FIGURA 3.5 - Distribuição dos meteoros por altura.
FONTE: <http://www.gsoft.com.au/flux.html>.

Na Figura 3.5, fica evidente que há uma concentração maior de meteoros em torno de 90 km, diminuindo a medida que se afasta desta altura, para cima ou para baixo.

A distribuição dos meteoros também não é uniforme no tempo, apresentando diferenças que dependem da hora do dia. A Terra em sua órbita intercepta partículas que são introduzidas na atmosfera superior formando os meteoros.

A Figura 3.6 mostra o esquema da Terra penetrando em uma nuvem de partículas.

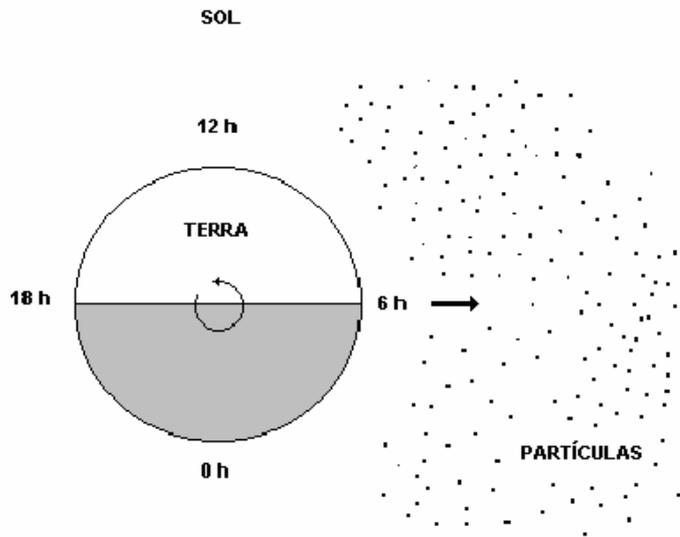


FIGURA 3.6 - Terra penetrando em uma nuvem de partículas. A hora está em tempo local.

Nota-se que o horário em que são observados mais meteoros corresponde às 6 h da manhã (hora local), que corresponde a 9 h em UT (*Universal Time*), quando a Terra intercepta frontalmente as partículas. o horário de menor número de observações se situa depois das 18 horas (hora local) que corresponde à posição oposta a das 6 h.

O sistema gera um arquivo com informações sobre todos os meteoros observados, ambíguos e não ambíguos, e pode-se plotar em um gráfico do número de meteoros pela UT e este é apresentado para um dia típico, na Figura 3.7.

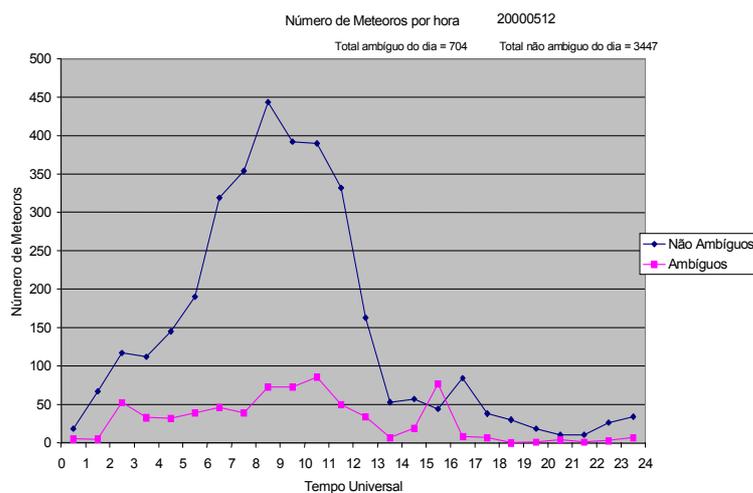


FIGURA 3.7 – Distribuição diária de meteoros no dia 12/09/2000.

A Figura 3.8 mostra o funcionamento das antenas do radar meteórico

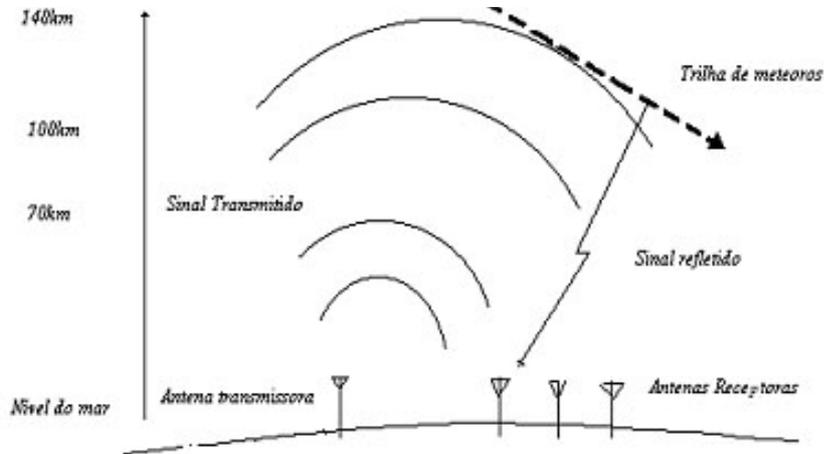


FIGURA 3.8 - Esquema representando o funcionamento do radar meteórico.
 FONTE: adaptada de <http://www.gsoft.com.au/skiymet.html>.

As ondas eletromagnéticas são refletidas pelos traços meteóricos e interceptadas por cinco antenas receptoras.

A Figura 3.9 mostra o esquema de uma distribuição espacial para antenas receptoras.

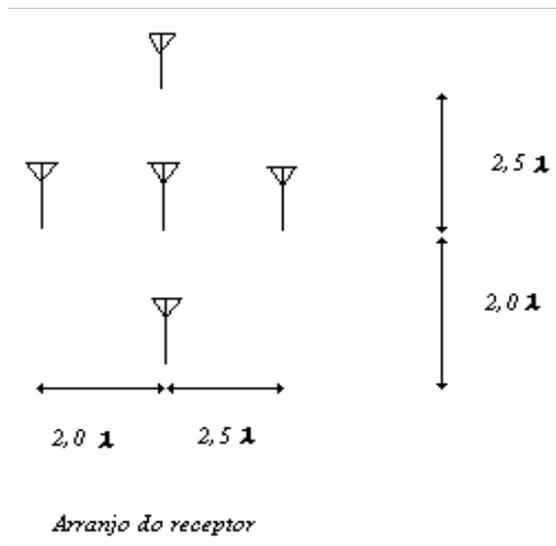


FIGURA 3.9 - Antenas receptoras do sistema SKiYMET.

FONTE: Adaptada de <http://www.gsoft.com.au/skiymet.html>.

Este arranjo com as 5 antenas receptoras, alinhadas 3 a 3, e separadas alternadamente em 2,0 e 2,5 comprimentos de onda, minimiza a ambigüidade na direção do meteoro.

A Figura 3.10 mostra a vista parcial das antenas receptoras, instaladas em Cachoeira Paulista, SP.



FIGURA 3.10 - Vista das antenas em Cachoeira Paulista – SP.

A Figura 3.11 mostra o sistema de aquisição de dados do radar.



FIGURA 3.11 - Sistema físico do radar. Composto de uma unidade de controle (Receptores, transmissor e computador), em Cachoeira Paulista - SP.

Na Figura 3.10, é mostrada a disposição de algumas antenas receptoras. Observa-se que elas estão alinhadas entre si. Na Figura 3.11, destacam-se os módulos de aquisição de dados. Estes módulos são acoplados a 5 canais, cada um conectado com uma antena receptora. O monitor faz a interface com o operador do sistema.

CAPÍTULO 4

TÉCNICAS DE ANÁLISE DE ONDAS PRESENTES NOS CAMPOS DE VENTO

As equações que governam os movimentos ondulatórios podem ser linearizadas em relação às quantidades perturbadas e decompostas em harmônicos cujos coeficientes (amplitudes e fases) são independentes da posição e do tempo. Estas características permitem que a componente da velocidade possa ser reconstruída por uma superposição de ondas, através da integral de Fourier. Para sintetizar a variância associada a cada intervalo de frequência nos campos atmosféricos, é conveniente o uso de técnicas de análise espectral. Diante disto, as oscilações presentes nos campos atmosféricos analisados são interpretadas como sinal de atividade de ondas atmosféricas.

Para a identificação de oscilações globais presentes nos campos atmosféricos observados, foram empregadas as seguintes técnicas: Análise harmônica, periodograma de Lomb-Scargle, análise bi-espectral e transformadas de ondeletas (ou *wavelets*). Estas técnicas serão detalhadas a seguir.

4.1 Análise Harmônica

A análise harmônica é baseada no pressuposto de que uma oscilação periódica complexa pode ser produzida pela superposição de ondas simples que oscilam sobre um nível médio. As frequências dessas ondas são harmônicas de uma frequência fundamental. A Equação (4.1) mostra a representação da onda reconstruída, cujos coeficientes são suas amplitudes e fases.

$$X(t) = A_0 + \sum_{i=1}^k A_n \cos\left(\frac{2n\pi t_i}{T} + \phi_n\right) \quad \text{com } n = 1, 2, 3, \dots \quad (4.1)$$

onde: A_0 é o valor médio da série, A_n representam as amplitudes, e ϕ_n as fases para cada componente harmônica da onda. Esses coeficientes podem ser calculados pela regressão linear múltipla de segmentos da série temporal original em intervalos pré-definidos, ou pela transformada inversa de Fourier, utilizando os coeficientes da FFT (transformada rápida de Fourier) também calculados para segmentos pré-definidos.

Os valores da velocidade do vento, em seus componentes zonal e meridional, foram calculados pelo método descrito na seção 3.2. Posteriormente, estes valores foram separados por regressão linear múltipla em componentes harmônicos da onda de 48 horas. A idéia inicial para a escolha deste intervalo era de abranger as amplitudes e fases da onda de 48 horas (quase dois dias), posteriormente o estudo climatológico por análise harmônica ficou concentrado apenas nos componentes de onda com períodos até a maré diurna, ou seja, a maré terdiurna (8 h), a maré semidiurna (12 h) e a própria maré diurna (24 h). No cálculo desta regressão a série foi separada em segmentos de 48 pontos cada, os pontos estão espaçados em 2 horas. Os dados de Cachoeira Paulista foram calculados com um código de regressão linear múltipla implementado em Visual Basic e baseado em um algoritmo descrito por Bevington (1969).

4.2 Periodograma de Lomb-Scargle

O periodograma é uma técnica de análise que representa a densidade de potência (PSD) em cada componente de frequência, sobre um segmento da série temporal. A contribuição espectral em cada frequência ou período é representada por picos.

Tradicionalmente a PSD é calculada por uma transformada de Fourier, sendo que neste caso ela é proporcional ao quadrado da amplitude do sinal em cada frequência presente no espectro. Porém, para essa técnica é necessário que os dados do sinal estejam igualmente espaçados, senão o cálculo da transformada de Fourier falha.

Nas situações em que os dados igualmente espaçados não podem ser obtidos, um método bastante utilizado é o periodograma de Lomb-Scargle, cujas bases teóricas são encontradas nos trabalhos de Lomb (1976) e Scargle (1982).

A definição do periodograma como uma função da frequência, ω , para uma série temporal $X(t_i)$, onde $i=1, 2, \dots, N_0$, é a seguinte:

$$P_X(\omega) = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\left[\sum_{j=1}^{N_0} X(t_j) \cos \omega(t_j - \tau) \right]^2}{\sum_{j=1}^{N_0} \cos^2 \omega(t_j - \tau)} + \frac{\left[\sum_{j=1}^{N_0} X(t_j) \sin \omega(t_j - \tau) \right]^2}{\sum_{j=1}^{N_0} \sin^2 \omega(t_j - \tau)} \right\}. \quad (4.2)$$

O termo τ pode ser definido pela expressão:

$$\tan(2\omega\tau) = \frac{\left(\sum_{j=1}^{N_0} \text{sen } 2\omega t_j\right)}{\left(\sum_{j=1}^{N_0} \text{cos } 2\omega t_j\right)}. \quad (4.3)$$

A escolha de τ torna a estimativa do periodograma equivalente a um ajuste pelo método dos mínimos quadrados de uma função $h'(t)$, em senos e co-senos, em uma dada frequência ω (Lomb, 1976).

$$h'(t) = A \cos \omega t + B \text{sen } \omega t. \quad (4.4)$$

Para o cálculo do nível de confiança, Scargle (1982) considerou que os dados são valores aleatórios e independentes, ou seja, constituem um ruído Gaussiano puro. Assim, a probabilidade de se observar picos com alturas maiores do que um nível z , sendo consideradas M frequências independentes é dada pela expressão.

$$P(> z) = 1 - (1 - e^{-z})^M. \quad (4.5)$$

Onde $P(z)$ é chamada de probabilidade de falso alarme que define o nível de confiança de qualquer pico obtido a partir da Equação (4.1). Desta forma, os valores menores de $P(z)$ indicam que o sinal trata-se de ruído.

Neste trabalho foram utilizados segmentos de 15 dias (150 pontos), calculados sobre dois intervalos de altura de 10 km, centrados em 85 e 95 km em ambos os componentes, zonal e meridional. A Figura 4.1 mostra um exemplo de representação de um periodograma de Lomb-Scargle.

Observa-se na Figura 4.1 que no intervalo em questão houve a presença de vários componentes de ondas, com destaque para as marés, diurna, semidiurna e terdiurna.

Também aparecem componentes de quase dois dias, um pouco abaixo do nível de confiança de 90%, e uma onda entre os picos das marés diurnas e semidiurnas, possivelmente uma onda de 16 horas.

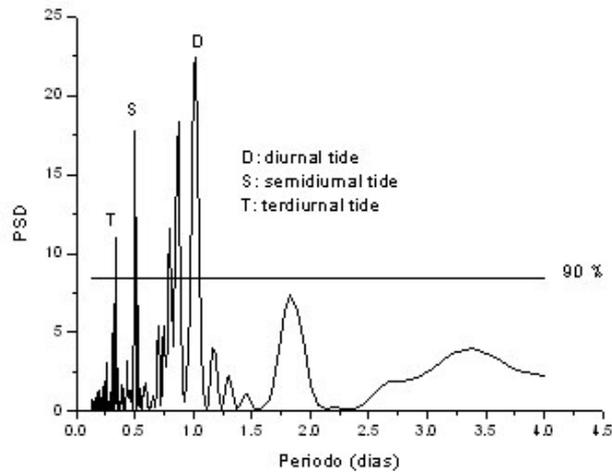


FIGURA 4.1 - Periodograma de Lomb-Scargle para o vento meridional sobre Cachoeira Paulista. Época considerada 03 a 18 de setembro de 2000, intervalo de altura de 10 km, centrado em 85 km. As siglas D referem-se à maré diurna, S, à maré semidiurna e T, à maré terdiurna. O nível de confiança das medidas é de 90%.

4.3 Análise Bi-Espectral

A análise bi-espectral tem como base os cumulantes que são elementos estatísticos de ordem superior, e podem ser usados para analisar sinais não gaussianos e se mostra capaz de detectar e caracterizar a não linearidade de sinais (Nikias e Petropulu, 1993). O bi-espectro pode ser usado para medir a relação de fases entre ondas observadas com a finalidade de verificar se estas ondas estão não linearmente acopladas. Assim o bi-espectro apresentará um valor nulo exceto quando as ondas presentes nas frequências $\omega_1, \dots, \omega_n$ com $\omega_1 + \dots + \omega_n = 0$, tiverem um acoplamento quadrático de fases (Kim e Powers, 1979).

A estimativa do bi-espectro é realizada com base na transformada de Fourier, e é obtida como uma média da estimativa dos momentos de terceira ordem, $\hat{M}_3^i(k, l)$,

$$\hat{B}(k, l) = \frac{1}{Kn} \sum_{i=1}^{Kn} \hat{M}_3^i(k, l) \quad (4.7)$$

onde “ \wedge ” designa um estimador, e o momento de terceira ordem estimado representa um produto triplo de transformadas discretas de Fourier nas frequências k , l , e $k+l$:

$$\hat{M}_3^i(k, l) = X_i(k)X_i(l)X_i^*(k+l), \quad (4.8)$$

onde X_i^* é o complexo conjugado de X_i , e $i = 1, \dots, Kn$ são os segmentos em que os sinais são divididos com o intuito de obter estabilidade estatística das estimativas. A análise bi-espectral examina as relações entre as oscilações em duas frequências básicas, k e l , e um componente harmônico na frequência, $k+l$, as quais são conhecidas como tripleto $(k, l, k+l)$.

Quando oscilações com frequências ω_k , ω_l e $\omega_k+\omega_l$, são ondas independentes e geradas espontaneamente, cada uma pode ser caracterizada pelas fases aleatórias, então, as três componentes espectrais estarão aleatoriamente distribuídas sobre $(-\pi, \pi)$, neste caso o bi-espectro tenderá para zero. Por outro lado, se houver uma relação combinada entre frequências, suas fases não mais serão independentes uma em relação à outra e, portanto, o bi-espectro na bi-frequência (k, l) produzirá um valor diferente de zero, indicando que existe no mínimo um acoplamento das frequências no tripleto (Kim e Powers, 1979).

O procedimento utilizado para estimar o bi-espectro segue os seguintes passos, de acordo com Kim e Powers (1979):

- 1) Concebe-se Kn segmentos da série de tamanho Nn .

$$x^{(i)}(l), i=1, \dots, Kn \quad \text{e} \quad l=1, \dots, Nn \quad \text{onde} \quad x(l) = x(l\Delta t).$$

- 2) Subtrai-se o valor médio de cada segmento.
- 3) Para reduzir os efeitos de vazamento espectral, aplica-se uma janela apropriada para cada segmento.
- 4) As amplitudes de Fourier são então calculadas usando-se a técnica de FFT.

$$X_k^i = \frac{1}{Nn} \sum_{l=1}^{Nn} x^{(i)}(l) e^{-j2\pi kl/Nn}, \quad k = 1, \dots, Nn/2 \quad \text{e} \quad i = 1, \dots, Mn \quad (4.9)$$

5) Estima-se o bi-espectro por:

$$\hat{B}(k, l) = \frac{1}{Kn} \sum_{i=1}^K X_k^{(i)} X_l^{(i)} X_{k+l}^{*(i)} \quad (4.10)$$

O uso da técnica que emprega a análise bi-espectral para estudar o acoplamento não-linear entre ondas na mesosfera foi discutido por Clark e Bergin (1997). De acordo com os seus resultados, o bi-espectro mostrou-se útil na determinação de possíveis interações não lineares entre ondas presentes nos ventos da região próxima a mesopausa.

A Figura 4.2 exemplifica duas situações onde há uma coerência de fase (esquerda) e onde não há uma coerência de fase (direita). Na Figura 4.2a, há uma coerência de fases entre o harmônico de frequência igual a 1 ciclo por dia e o de 2 ciclos por dia. Neste caso, há o aparecimento de um triploto (1,0; 2,0; 3,0), onde o terceiro termo corresponde à soma dos anteriores e está representado pelas coordenadas onde a linha que liga os dois primeiros termos do triploto cruza os eixos das bi-freqüências. Na Figura 4.2b, onde não há coerência de fases entre os harmônicos de frequências 1 ciclo por dia e 2 ciclos por dia, o triploto não aparece.

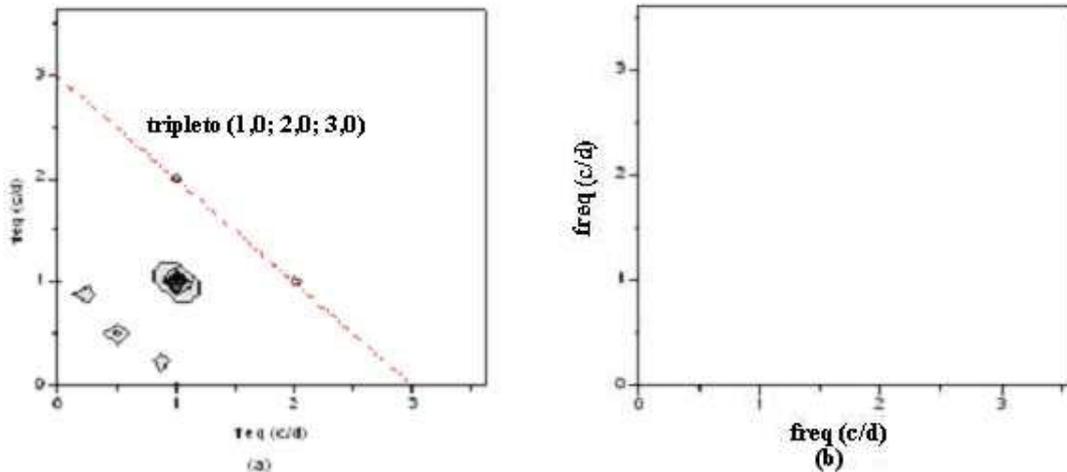


FIGURA 4.2 - Bi-espectros: (a) uma situação em que existe coerência de fase entre os harmônicos das interações; e (b) uma situação em que não há coerência entre as fases do primeiro e do segundo harmônicos.

4.4 Transformadas de Ondeletas

As ondeletas (*wavelets* em inglês) são funções que possuem a característica de permitir localizar variações nos sinais tanto no espaço quanto no tempo. Ao contrário do que ocorre com as transformadas de Fourier, as ondeletas são localizadas no tempo. Tal comportamento sugere a sua utilização na análise de sinais não-estacionários, como é o caso de atividades transientes de ondas atmosféricas de escala global. A transformada de ondeleta tem a capacidade de combinar as características das informações de tempo e frequência, possibilitando a obtenção de informações das séries temporais que contêm energia não-estacionária em várias frequências (Torrence e Compo, 1998).

A fundamentação mais completa e compreensiva sobre a transformada de ondeleta pode ser encontrada em referências clássicas, como por exemplo: Daubechies (1992), Chui (1992), e Morettin (1999).

A transformada de ondeletas de uma função $S(t)$ é definida como:

$$W(a', b') = |a'|^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} h^* \left(\frac{t - b'}{a'} \right) S(t) dt \quad (4.11)$$

onde o asterisco (*) indica o complexo conjugado; $h^{(a,b)} = |a'|^{-1/2} h \left(\frac{t - b'}{a'} \right)$ é uma família de funções ondeletas geradas a partir de uma ondeleta protótipo (ondeleta-mãe) através de sucessivos escalonamentos (dilatações e compressões), determinadas pelo parâmetro a , o qual governa as frequências, e de translações discretas que são controladas pelo parâmetro b' .

A família das funções ondeletas $h^{(a,b)}$ constituem as funções base para a transformada de ondeletas, a qual transfere o sinal desde um espaço unidimensional de t para um espaço bi-dimensional de (a', b') .

Na transformada de ondeletas a janela de amostragem no tempo-frequência é flexível, de forma que a resolução de amostragem é mais alta para os componentes de frequências altas e é mais baixa para os componentes de frequências baixas.

As funções de ondeletas mais comuns são a chapéu mexicano, ondeleta de Meyer, a ondeleta de Morlet, e a ondeleta de Daubechies (Morettin, 1999). A ondeleta de Morlet é uma função não-ortogonal, a qual é contínua e complexa, e constitui-se de uma senóide multiplicada por uma envolvente Gaussiana. Esta ondeleta tem a vantagem de incorporar uma onda de um certo período e ter extensão finita.

A ondeleta de Morlet é dada por (Kumar e Foufoula-Georgiou, 1997):

$$h(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{-j\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad \omega_0 \geq 5, \quad (4.12)$$

onde ω_0 é a frequência adimensional e a sua transformada é

$$H(\omega) = \pi^{-\frac{1}{4}} \exp\left[-(\omega - \omega_0)^2 / 2\right] \quad \omega_0 \geq 5, \quad (4.13)$$

que é aproximadamente zero para $\omega < 0$.

A Figura 4.3 mostra a representação gráfica da transformada de ondeletas de Morlet:

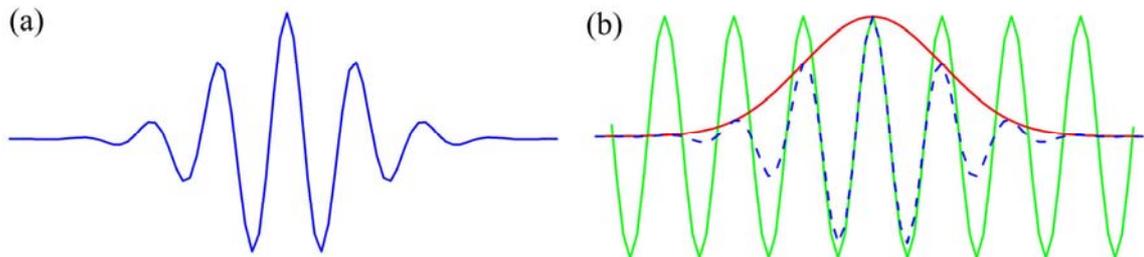


FIGURA 4.3 - Transformada de ondeletas de Morlet. (a) Transformada de Morlet arbitrária; (b) A construção da transformada de Morlet (azul) como uma senóide (verde) modulada por uma gaussiana (vermelho).

FONTE: Adaptada de Torrence e Compo (1998)

Para exemplificar as diferenças de abordagem entre estas técnicas será usada uma série temporal para ventos na componente meridional, com janela espectral de 45 dias, entre

janeiro e fevereiro de 2000, em uma camada de 10 km centrada em 85 km. A Figura 4.4 mostra a série temporal.

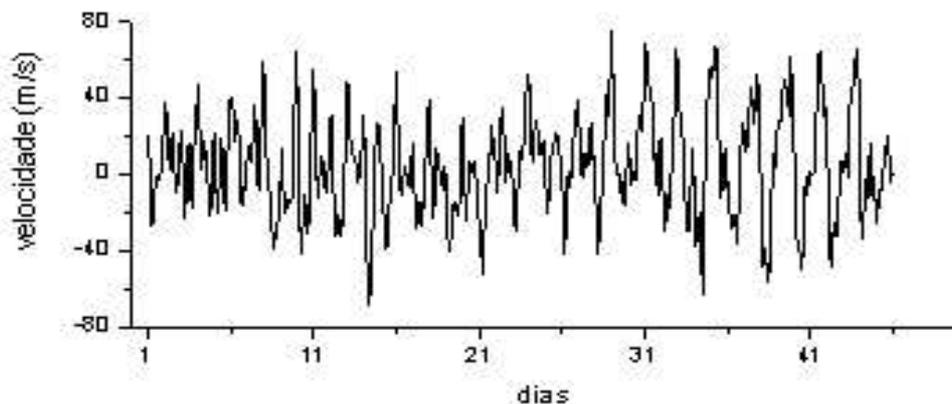


FIGURA 4.4 - Série temporal para ventos meridionais com camada de 10 km centrada em 85 km, para o período entre 01/01 a 15/02/2000.

A Figura 4.5 mostra as amplitudes calculadas pela transformada de Fourier e a Figura 4.6, as amplitudes calculadas pela transformada em ondeletas.

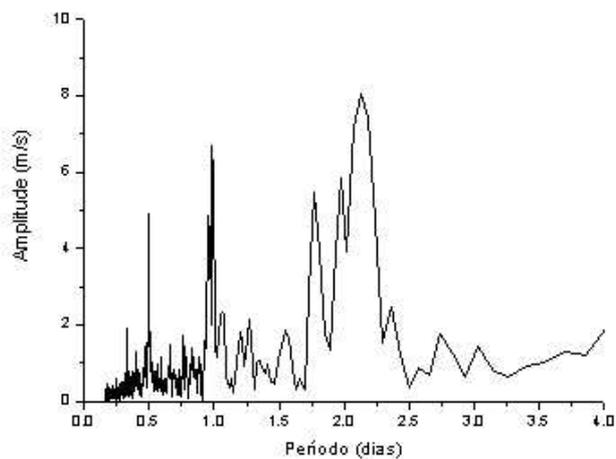


FIGURA 4.5 - Espectro de amplitudes dos ventos não filtrados, calculados com uma janela de 45 dias, entre 01/01 e 15/02/2000 em 85 km.

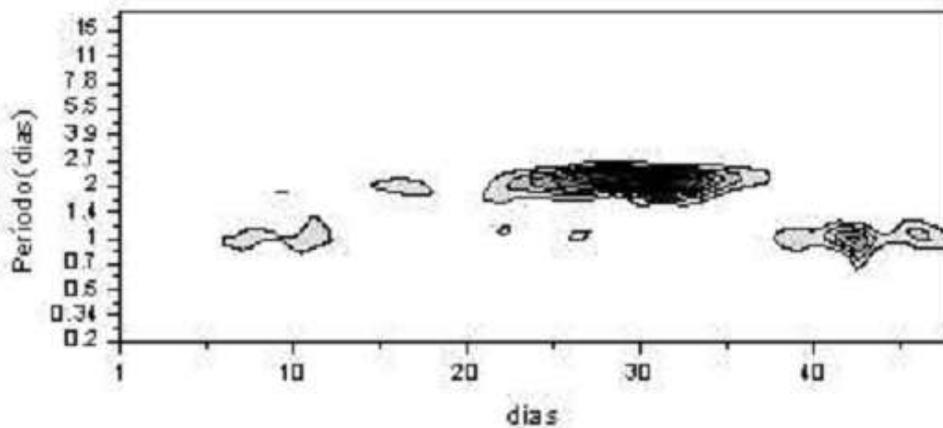


FIGURA 4.6 - Transformada em ondeletas dos ventos não filtrados, calculados com janela espectral de 45 dias, entre 01/01 e 15/02/2000 em 85 km.

Comparando as Figuras 4.5 e 4.6 verifica-se que esta última, além de mostrar as amplitudes da maré diurna e da onda de quase dois dias, também aponta os intervalos de dias em que foram maiores.

Devido a sua simplicidade, a transformada de ondeletas de Morlet tem sido bastante utilizada e mostrou-se conveniente em investigações de eventos oscilatórios observados nos ventos neutros da região próxima a mesopausa (Pancheva e Mukhtarov, 2000, Pancheva et al., 2002, Malinga e Poole, 2002).

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

A climatologia da região da mesosfera e baixa termosfera (MLT) é bastante influenciada por oscilações provenientes principalmente das camadas mais baixas da atmosfera. Estas oscilações, em seu movimento ascendente, aumentam sua amplitude na medida que encontram camadas menos densas. A análise destes dados de vento na região entre a alta mesosfera e a baixa termosfera, mostram que a dinâmica desta região é dominada pela maré migrante diurna. Esta maré é acompanhada de outras oscilações de diversos períodos como a maré semidiurna, a maré terdiurna, as ondas de gravidade e as ondas planetárias. Estas oscilações podem interagir com a maré diurna e produzir flutuações em sua amplitude e fase. Particularmente, o entendimento dos mecanismos produtores da variabilidade dia-a-dia da maré diurna, ainda não é completamente estabelecida e acredita-se que ela seja produzida por vários elementos dinâmicos agindo de forma conjunta. Os estudos desta variabilidade têm sido feitos através de modelagens numéricas onde os mecanismos produtores são introduzidos na análise e seus efeitos são comparados com dados experimentais. A partir desta comparação pode-se estabelecer a importância destes mecanismos na variabilidade da maré, além de sua contribuição para a climatologia da região atmosférica em estudo.

5.1 Variabilidade de Período Longo da Maré Diurna

Nesta categoria, estão incluídas desde as variabilidades com período de alguns dias até as interanuais, passando pelas sazonais. Estas últimas fornecem uma indicação da climatologia global da maré observada sobre localidade em análise e mostra as características mais gerais dos mecanismos produtores desta variabilidade na maré diurna.

5.1.1 Deposição de Momento por Ondas de Gravidade

As ondas de gravidade têm suas amplitudes aumentadas com a altura na medida em que as camadas de ar se tornam menos densas. Neste caminho ascendente elas interagem

com os ventos, transferindo momento e energia aos últimos. Isto pode produzir alguns efeitos dinâmicos, como a aceleração do vento médio meridional e a reversão do sentido de fluxo do vento médio zonal, além de estar relacionado com a variabilidade sazonal da variância do vento (Williams et al., 1999; Gavrilov et al., 2003), e ao aumento das amplitudes da maré diurna nos equinócios e diminuição nos solstícios (Talaat et al., 2001, Fritts, 2003; Mayr et al., 1998). Em simulações numéricas Mayr et al (1999) sugeriram que a filtragem de ondas de gravidade pelos ventos horizontais pode induzir um forte acoplamento não linear entre marés, contribuindo, por exemplo, para a variação semi-anual da maré semidiurna, observada nos dados do satélite UARS. Os efeitos produzidos pela passagem das ondas de gravidade se constituem em fatores de grande importância na compreensão da própria dinâmica da região MLT.

5.1.2 Método Para Determinar o Fluxo de Momento Usando o Radar Meteorológico SKIYMET

Atualmente é bem aceito que os fluxos de momento de ondas de gravidade são elementos importantes na dinâmica atmosférica. Eles estão relacionados com as variações de velocidade dos ventos médios e com a variação das amplitudes da maré diurna na região MLT. Porém, o seu estudo é limitado pois não há uma variedade muito grande de dados experimentais. As técnicas mais difundidas para estas medidas são as observações de nuvens noctilucentes e emissões de airglow. Porém, há limitações importantes nestas técnicas: As nuvens noctilucentes são somente visíveis na mesopausa em latitudes altas, no verão, e as observações de emissões de airglow dependem de noites claras e ocorrem em uma faixa limitada de altura. Os radares por outro lado podem fazer medidas contínuas sem as limitações apresentadas pelas técnicas descritas acima, porém, o seu uso para observações diretas de momento ainda não é plenamente estabelecido, em partes devido às limitações destes como, por exemplo, a utilização de técnicas adequadas que permitam o estudo dos fluxos de momento.

Vincent e Reid (1983) apresentaram uma técnica que utiliza feixes estreitos de radar para o estudo de fluxos de momento. Nesta técnica, assume-se que as flutuações no vento sejam causadas por ondas de gravidade. Consideram-se dois feixes opostos,

inclinados em relação ao zênite por um ângulo β . Um dos feixes tem a velocidade radial instantânea dada por

$$V_{R1} = (u + u') \operatorname{sen} \beta + (w + w') \cos \beta \quad (5.1)$$

onde u é o vento médio apontado para o leste, u' é a flutuação sobre esta componentes, w é a componente vertical média e w' é uma flutuação sobre esta componente. A velocidade radial instantânea sobre o outro feixe é dada por:

$$V_{R2} = -(u + u') \operatorname{sen} \beta + (w + w') \cos \beta \quad (5.2)$$

Elevando-se ao quadrado as Equações (5.1) e (5.2) e subtraindo os valores resultantes é obtida a expressão:

$$V_{R1}^2 - V_{R2}^2 = 4\overline{u'w'} \operatorname{sen} \beta \cos \beta \quad (5.3)$$

Esta expressão é equivalente:

$$\overline{u'w'} = \frac{V_{R1}^2 - V_{R2}^2}{2\operatorname{sen}(2\beta)} \quad (5.4)$$

A Equação 5.4 fornece o fluxo ascendente do momento zonal, de maneira semelhante pode ser calculado o fluxo ascendente do momento meridional $\overline{v'w'}$.

Hocking (2005) generalizou esta técnica para casos em que a utilização de feixes estreitos não é possível, mas que a localização dos elementos espalhadores é conhecida com uma precisão adequada, que é o caso dos radares meteorológicos. Quando os ventos médios são determinados por métodos meteorológicos, um ajuste de todas as velocidades radiais é efetuado de modo a minimizar a quantidade:

$$\Lambda = \sum \left((V'_R)^2 - (V'_{Rm})^2 \right)^2 \quad (5.5)$$

onde $V'_R = V_R - V'$, e V' é o valor esperado para o vento médio em função do zênite e azimute e é dado pela Equação (3.8), $V'_{Rm} = (v' \cos \zeta + v' \text{sen} \zeta) \text{sen} \beta + w' \cos \beta$ é a velocidade radial calculada em função das perturbações u', v' e w' .

Após as substituições, a Equação (5.5) é expressa como:

$$\Lambda = \sum [(V'_R)^2 - (u'^2 \text{sen}^2 \beta \cos^2 \zeta + v'^2 \text{sen}^2 \beta \text{sen}^2 \zeta + w'^2 \cos^2 \beta + 2u'v' \text{sen}^2 \beta \cos \zeta \text{sen} \zeta + 2u'w' \text{sen} \beta \cos \beta \cos \zeta + 2v'w' \text{sen} \beta \cos \beta \text{sen} \zeta)]^2 \quad (5.6)$$

A minimização é feita diferenciando a Equação (5.6) em função de u'^2 , v'^2 , w'^2 , $u'v'$; $u'w'$ e $v'w'$, zerando posteriormente cada derivada. Neste processo, são geradas seis equações e a solução destas produz uma estimativa para os seis parâmetros associados com as perturbações causadas por ondas de gravidade: $\overline{u'^2}$ (variância dos ventos na direção zonal), $\overline{v'^2}$ (variância dos ventos na direção meridional), $\overline{w'^2}$ (variância dos ventos na direção vertical), $\overline{u'v'}$ (covariância do vento zonal na direção meridional), $\overline{u'w'}$ (fluxo de momento ascendente na direção zonal), e $\overline{v'w'}$ (fluxo de momento ascendente na direção meridional). Estas soluções generalizam a solução representada na Equação (5.4).

O presente trabalho não utiliza diretamente os fluxos de momento, pois os valores de vento vertical w sendo muitos pequenos, foram praticamente desprezados nesta análise. Foram utilizadas as variâncias sobre o vento horizontal. Estas também são parâmetros importantes para a análise das perturbações que ocorrem no fluxo de vento durante a passagem de ondas de gravidade. Neste trabalho, optou-se pela representação da raiz quadrada das variâncias do vento zonal e do vento meridional, porque esta tem a dimensão da amplitude da maré diurna, em metros por segundo.

5.2 Variabilidade Sazonal da Maré Diurna

As atividades de ondas de gravidade também podem interferir na distribuição sazonal de diversos elementos da dinâmica da região MLT. Desta forma, torna-se interessante

comparar as amplitudes da maré diurna com as variações globais atribuídas às perturbações provocadas pela passagem de ondas de gravidade. As seções a seguir mostram uma comparação entre os comportamentos das amplitudes da maré diurna, a variância sobre os ventos horizontais e os valores de vento médio. Particularmente, as amplitudes da maré diurna também serão comparadas com o modelo linear GSWM.

5.2.1 Vento Meridional

5.2.1.1 Maré Diurna

A Figura 5.1 mostra a distribuição em tempo e altura da amplitude meridional da maré diurna ano a ano entre abril de 1999 e dezembro de 2004.

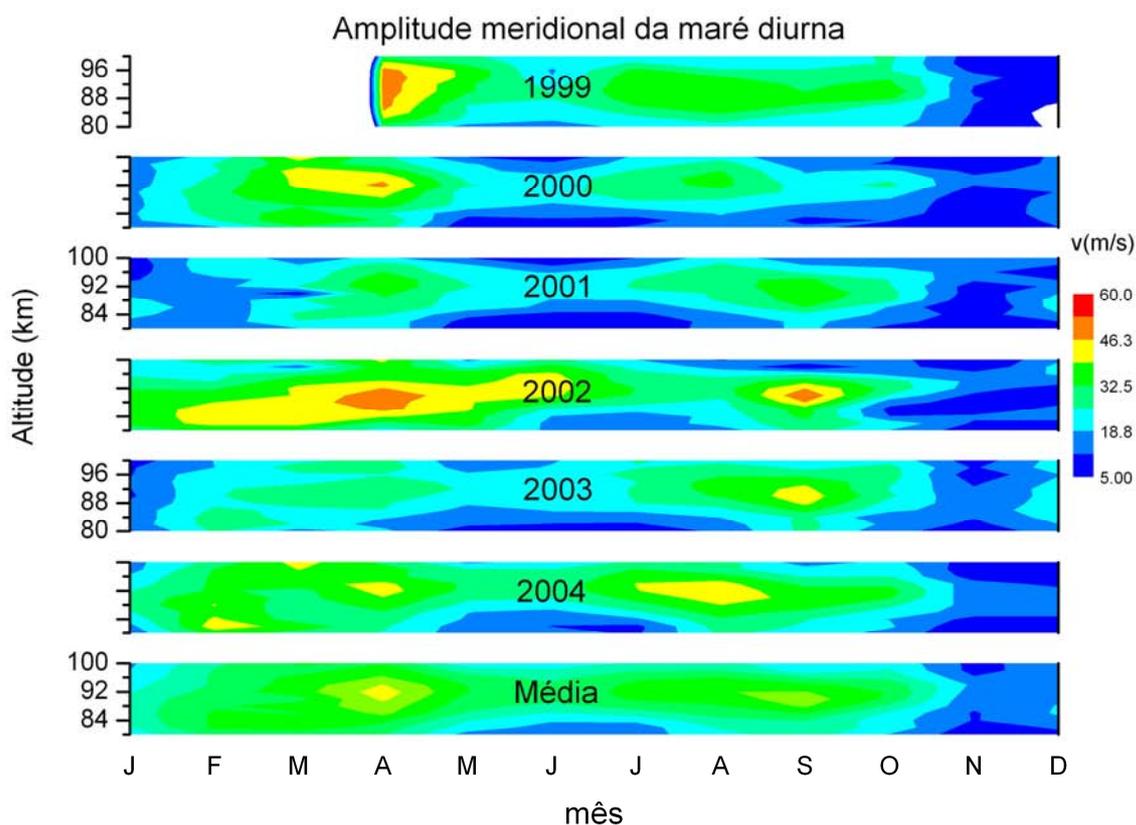


FIGURA 5.1 Amplitude da componente meridional da maré diurna por mês e altura. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados.

A Figura 5.1 mostra que as amplitudes da maré diurna mantiveram as mesmas características sazonais em todos os anos observados, ou seja, com os máximos nos meses de equinócio e mínimos nos meses de solstício. São observadas algumas peculiaridades na variabilidade ano a ano, sendo que nos anos ímpares os picos de amplitude ocorrem principalmente em altitudes mais elevadas e estão centradas entre os meses de março e abril. Nos anos pares, ainda que a distribuição sazonal seja praticamente a mesma há uma tendência de adiantamento dos picos de amplitude entre fevereiro e março, e em alguns casos, como em 2002 e 2004, entre janeiro e fevereiro. Na primavera, os picos de amplitude se mostram menores que no outono e centrados entre agosto e setembro. Em 1999 e 2004 os picos maiores, em torno de 60 m/s, se estendem entre julho e novembro. Esta característica semi-anual da maré diurna foi discutida no Capítulo 2 e é prevista por modelos numéricos, como o GSWM (Hagan et al., 2002) cujos resultados são apresentados na Figura 5.2.

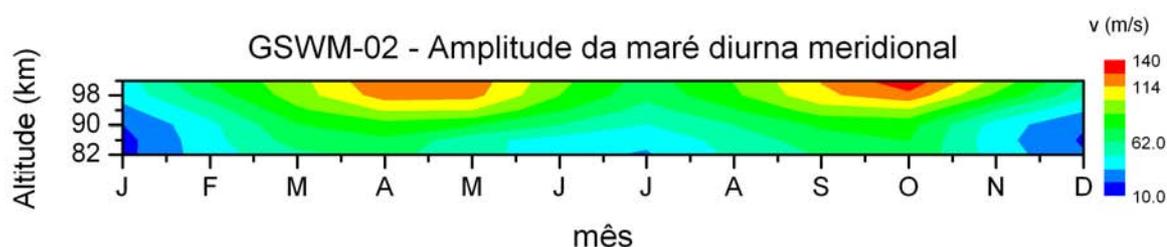


FIGURA 5.2 - Amplitude da componente meridional da maré diurna por mês e altura, prevista pelo modelo GSWM-02.

O modelo GSWM-02 prevê com bastante proximidade o comportamento sazonal dos dados observados. A distribuição mensal mostra que os valores observados tendem a aparecer centrados em março e abril, e entre agosto e setembro. Nos valores previstos, entre abril e maio e entre setembro e outubro. A distribuição em altura mostra o mesmo crescimento ascendente tanto nos valores observados quanto nos previstos. Porém, há uma discrepância nos valores de amplitude previstos, e os medidos. Em média, os valores previstos são bem maiores do que os medidos.

5.2.1.2 Raiz Quadrada da Variância dos Ventos

A Figura 5.3 mostra a distribuição em tempo e altura da raiz quadrada da variância dos ventos meridionais. A variância do vento é calculada usando o método de Hocking (2005) descrito na seção 5.1.1.2.

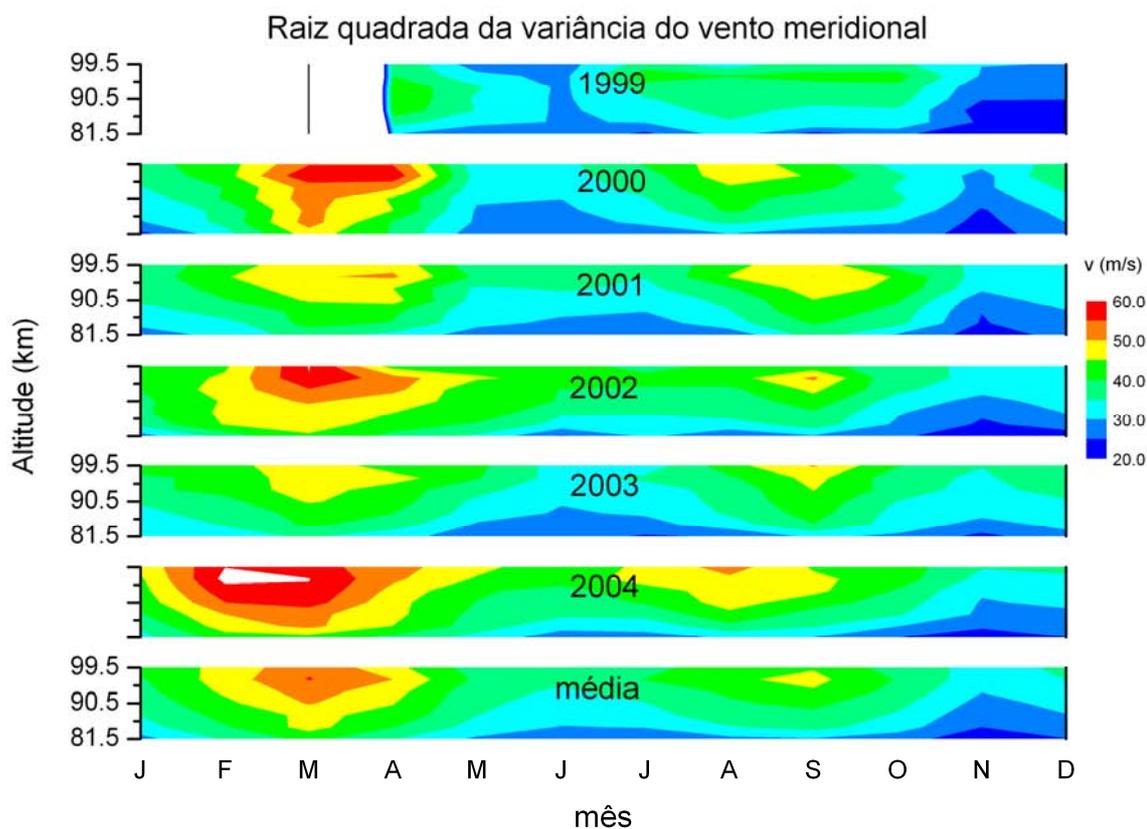


FIGURA 5.3 - Raiz quadrada da variância do vento meridional por mês e altura. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados.

A Figura 5.3 mostra que a raiz quadrada da variância dos ventos meridionais possui uma variação semi-anual com os máximos desvios ocorrendo nos meses de equinócio nas altitudes maiores e os mínimos nos meses de solstício. A comparação visual entre

estes resultados e a variação da maré diurna aponta uma relação entre os aumento da amplitude desta última com o aumento da raiz quadrada da variância. Porém, a simples observação da semelhança entre as formas gráficas não é suficiente para se afirmar que há uma dependência forte entre as grandezas físicas envolvidas, para isso pode-se fazer um estudo estatístico para se avaliar o grau de correlação entre estas. Os valores dos coeficientes da correlação entre a amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional de 1999 a 2004 são apresentados na Tabela 5.1. Estes valores foram calculados para médias mensais.

TABELA 5.1 - Coeficientes de correlação entre a amplitude da maré diurna meridional e a raiz quadrada da variância dos ventos.

Ano/Altura	80km	84km	88km	92km	96km	100km
1999	0,56	0,91	0,96	0,97	0,88	0,64
2000	0,91	0,87	0,95	0,98	0,81	0,80
2001	0,71	0,86	0,87	0,92	0,87	0,75
2002	0,84	0,97	0,91	0,95	0,47	0,49
2003	0,90	0,78	0,73	0,68	0,68	0,52
2004	0,85	0,86	0,82	0,88	0,93	0,86

Nesta tabela, os níveis de confiança são maiores que 99% para os coeficientes acima de 0,66. A tabela mostra que, em geral, os coeficientes apresentam valores acima de 0,5, e em alguns casos acima de 0,9. Isto indica que há uma correlação forte entre os valores mensais das amplitudes da maré diurna da componente meridional do vento e a raiz quadrada da variância do vento meridional. Ao se considerar que a raiz quadrada da variância do vento é devida principalmente a perturbações decorrentes da interação de ondas de gravidade sobre o fluxo básico de ventos, pode-se suspeitar que há uma forte influência desta sobre a variação de amplitude da maré diurna.

5.2.1.3 Vento Médio

Como descrito anteriormente, o vento médio meridional quando sofre a ação de ondas de gravidade apresenta uma aceleração no seu fluxo. Este efeito será avaliado na Figura 5.4 que mostra sua distribuição em tempo e altura. A componente meridional do vento médio apresenta uma variação anual no seu fluxo, circulando para o norte de outubro a fevereiro, e para o sul entre março e setembro, e altitudes abaixo de 90 km. Acima desta

altura o fluxo para o norte ocupa um período de tempo maior e ocorre entre setembro e abril.

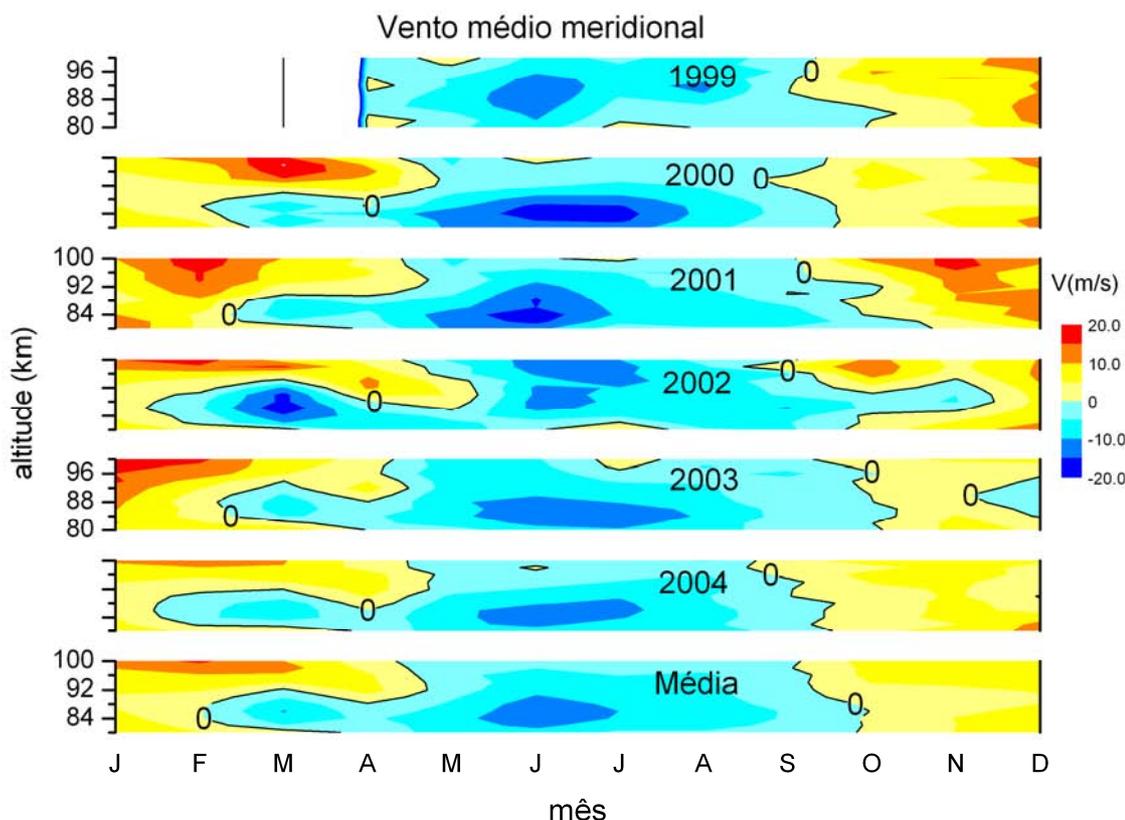


FIGURA 5.4 - Velocidades do vento médio meridional por mês e altura. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados. Os valores negativos representam o fluxo apontado para o sul e os positivos, para o norte.

Há uma tendência de que em janeiro e entre outubro e dezembro o fluxo de vento aponte para o norte em altitudes até 90 km. O vento para o sul sofre um cisalhamento em torno de 90 km entre fevereiro e abril e em setembro e passa a circular para o norte, aumentando de velocidade até atingir o máximo próximo a altura de 100 km. Os pontos de reversão do vento médio meridional em março e setembro são próximos aos pontos onde a maré diurna tem suas amplitudes maiores. A seção 2.3.2 mostrou que a reversão do sentido do vento zonal nos meses de equinócios, eram consistentes com a amplificação da amplitude da maré diurna no mesmo período, e a próxima seção que

mostra o comportamento sazonal dos componentes do vento zonal poderá ser útil nesta análise.

5.2.2 Vento Zonal

5.2.2.1 Maré Diurna

As Figuras 5.5 e 5.6 mostram a distribuição em tempo e altura das amplitudes da maré diurna entre 1999 e 2004, e a prevista pelo GSWM-02, respectivamente.

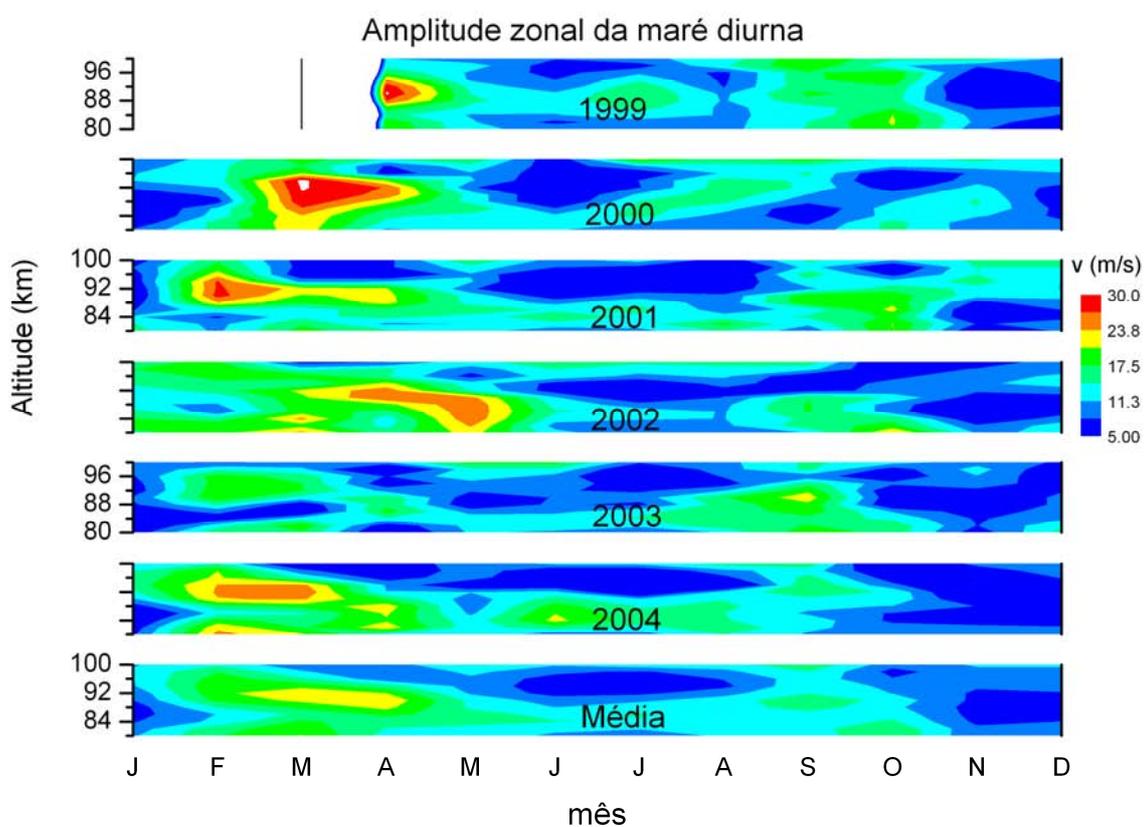


FIGURA 5.5 - Amplitude da componente zonal da maré diurna por mês e altura. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados.

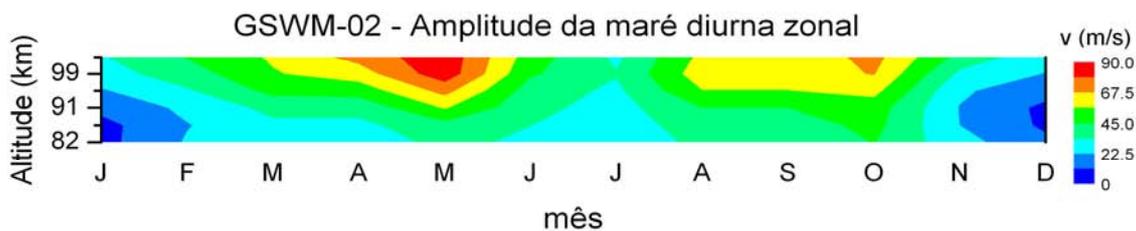


FIGURA 5.6 - Amplitude da componente zonal da maré diurna por mês e altura, prevista pelo modelo GSWM-02.

A Figura 5.7 mostra a distribuição sazonal e interanual da raiz quadrada da variância do vento zonal.

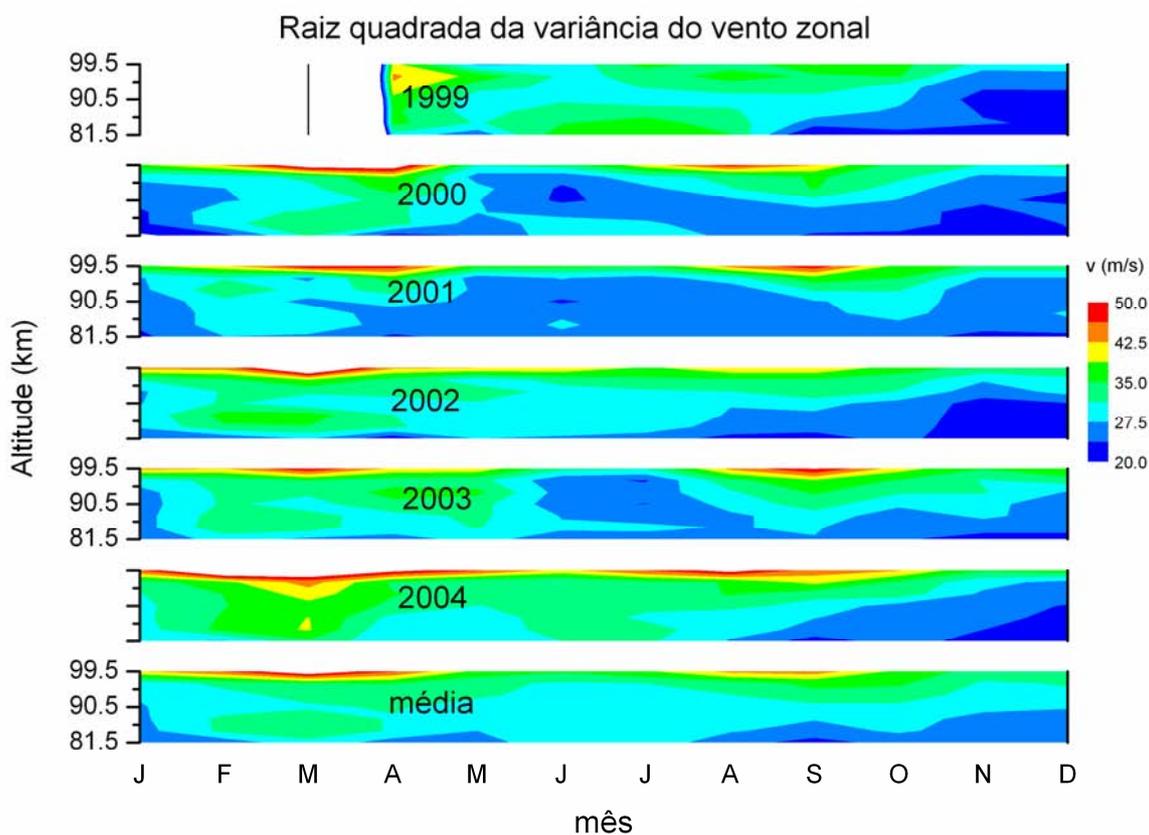


FIGURA 5.7 - Raiz quadrada da variância do vento zonal por mês e altura. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados.

A raiz quadrada da variância do vento zonal também apresenta uma variação semi-anual na maior parte dos anos, onde os máximos ocorrem principalmente em março e setembro. Este comportamento é consistente com o observado nas amplitudes da maré diurna. A exceção é em 1999 onde há um máximo concentrado em torno de julho. Porém, mesmo esta discrepância em relação aos outros anos é consistente com o que ocorre com a maré diurna que também possui um máximo de amplitude em julho. Este comportamento pode ser um indicativo de que haja uma correlação entre a variabilidade na amplitude da maré diurna e atividades de ondas de gravidade a qual é atribuída às mudanças na variância do vento.

A Tabela 5.2 mostra os coeficientes de correlação das amplitudes da maré diurna comparadas com a raiz quadrada da variância do vento zonal.

TABELA 5.2 - Coeficientes de correlação entre a amplitude da maré diurna zonal e a raiz quadrada da variância dos ventos.

Ano/Altura	80km	84km	88km	92km	96km	100km
1999	0.28	0.19	0.55	0.54	0.74	0.28
2000	0.75	0.53	0.68	0.79	0.70	0.79
2001	0.36	0.14	-0.01	0.51	0.57	0.72
2002	0.61	0.52	0.48	0.65	0.69	0.81
2003	0.41	0.37	0.08	0.14	0.11	0.50
2004	0.67	0.60	0.52	0.83	0.85	0.69

Nesta tabela, os níveis de confiança são maiores que 90% para os coeficientes acima de 0,40. Nesta tabela é observado que a correlação entre as amplitudes da maré diurna e a raiz quadrada da variância vento zonal possui coeficientes menores que no vento meridional. Isto indica que há uma correlação melhor entre as amplitudes da maré diurna e a variância do vento na componente meridional do que na componente zonal.

Mayr (1999) mostrou em simulações que nos períodos onde havia inversão do sentido do vento médio zonal devida a deposição de momento por ondas de gravidade também ocorria os picos máximos de amplitude da maré diurna meridional (FIGURA 2.1). Desta forma, é conveniente fazer uma análise da distribuição sazonal do vento médio zonal e

comparar os períodos de inversão de sentido deste vento médio com os períodos de amplificação da amplitude da maré diurna.

A Figura 5.8 mostra a distribuição em tempo e altura do vento médio zonal.

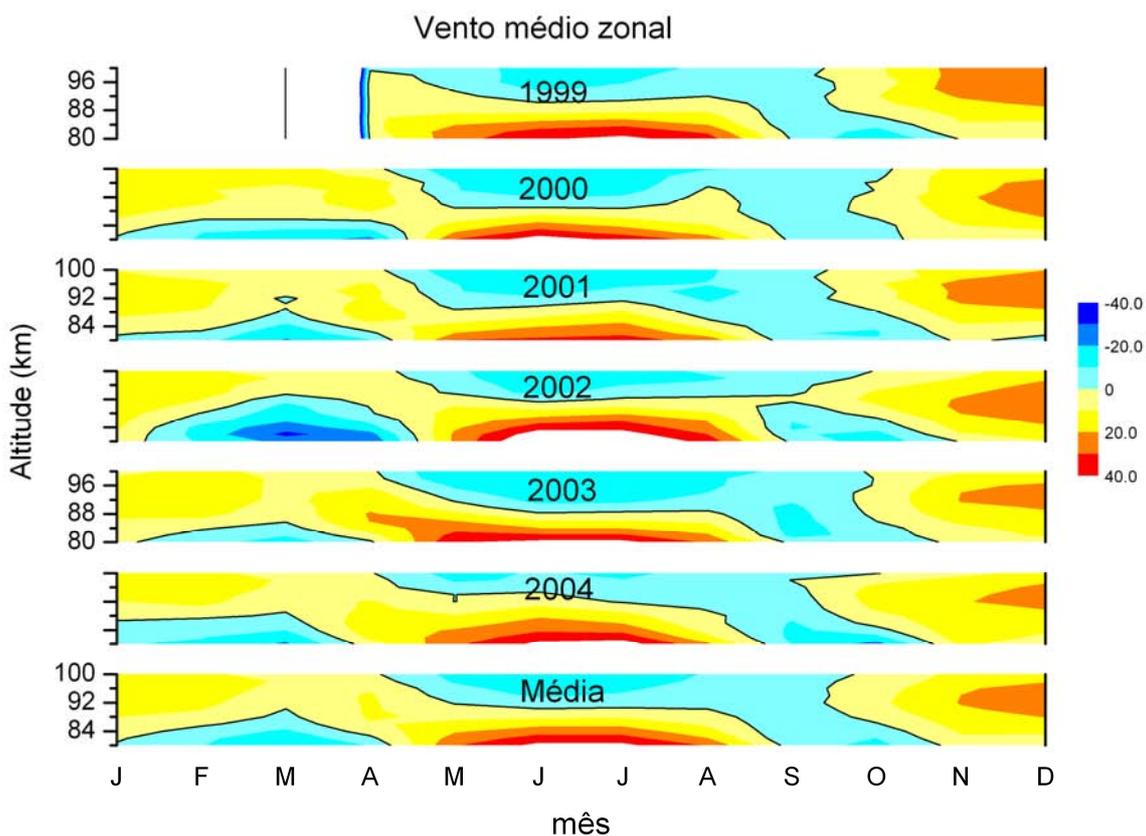


FIGURA 5.8 - Velocidades do vento médio zonal por mês e altura. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados. Os valores negativos representam o fluxo apontado para o oeste e os positivos, para o leste.

O vento médio zonal possui uma variação semi-anual entre 80 e 90 km. Nesta faixa de altura, ocorrem picos principais do vento fluindo para o oeste em março (40 m/s) e picos secundários em setembro (20 m/s). No vento fluindo para o leste há um pico principal em julho (40 m/s) na altura de 80 km, e em dezembro outro pico secundário (40 m/s), em torno de 80 km. Acima de 90 km o vento passa a fluir para o leste em março e o

regime passa gradativamente para anual, com picos do fluxo para leste em dezembro e para oeste em julho.

As reversões de sentido do vento médio zonal que ocorrem no fim do verão e no fim do inverno precedem a amplificação da amplitude da maré diurna meridional que ocorre no outono e primavera, respectivamente, e este efeito é compatível com o previsto para a transferência de momento para o fluxo de ventos como elemento de turbulência na dinâmica atmosférica.

Até a presente seção, foi discutido o comportamento sazonal da amplitude da maré diurna e sua relação com a deposição de momento por ondas de gravidade.

As seções a seguir irão discutir a variabilidade dia-a-dia da amplitude da maré diurna e o papel de mecanismos que podem produzir esta variabilidade. Os mecanismos estudados serão: como a deposição de momento por ondas de gravidade, a interação não linear entre maré diurna e a semidiurna, a interação não linear entre a maré diurna e as ondas de gravidade, e influência de tempestades geomagnéticas sobre a amplitude da maré diurna.

5.3 Variabilidade Dia-a-Dia da Maré Diurna

As observações em Cachoeira Paulista (22,7° S; 45°O) indicam que também existem flutuações nas amplitudes e fases da maré com períodos curtos. As seções a seguir irão discutir este tipo de variabilidade.

5.3.1 Interação com Atividades de Ondas de Gravidade

Como visto na seção 5.2, as atividades de ondas de gravidade estão associadas a efeitos nos ventos médios e marés com periodicidade longa.

Nesta seção será verificado se estas atividades de ondas de gravidade também produzem variações com períodos mais curtos nas amplitudes da maré diurna. Para esta análise, será feita a correlação entre a amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância dos ventos meridional e zonal, tomando como base médias diárias (365 pontos por série

em cada ano), para esta quantidade de pontos os níveis de confiança serão maiores que 90% para coeficientes de correlação (R) acima de 0,12, e maiores que 99% para coeficientes acima de 0,22.

5.3.1.1 Vento Meridional

A comparação entre as amplitudes da maré diurna e a variância do vento meridional em 6 anos de dados são mostradas nas figuras a seguir, numeradas de 5.9 a 5.14.

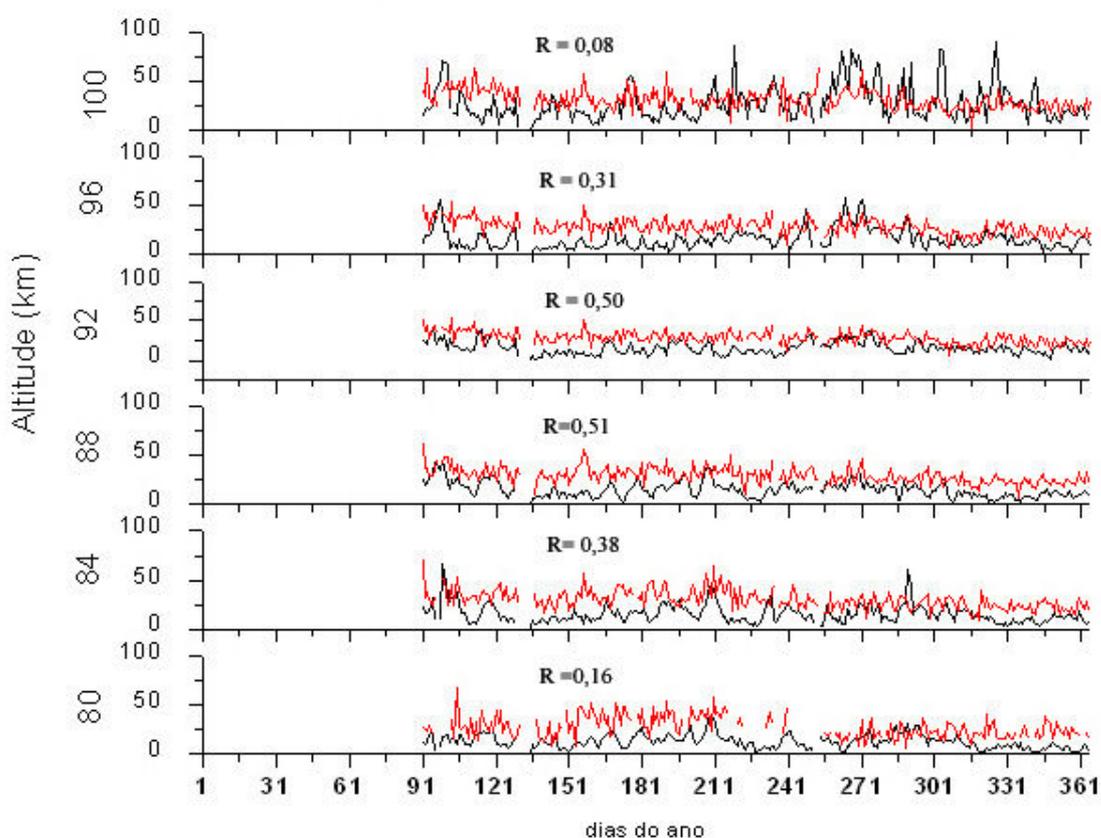


FIGURA 5.9 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre abril e dezembro de 1999. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna, e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

Comparando as curvas da amplitude da maré diurna e da raiz quadrada da variância observa-se que há uma semelhança entre elas em todas as alturas consideradas. Porém,

fazendo uma análise da correlação entre estas curvas, em cada altura, é verificado que os coeficientes de correlação têm valores mais baixos, em torno de 0,1 nas alturas extremas, ou seja, em 80 e 100 km, estes valores se tornam maiores em torno de 92 km situando-se em torno de 0,5.

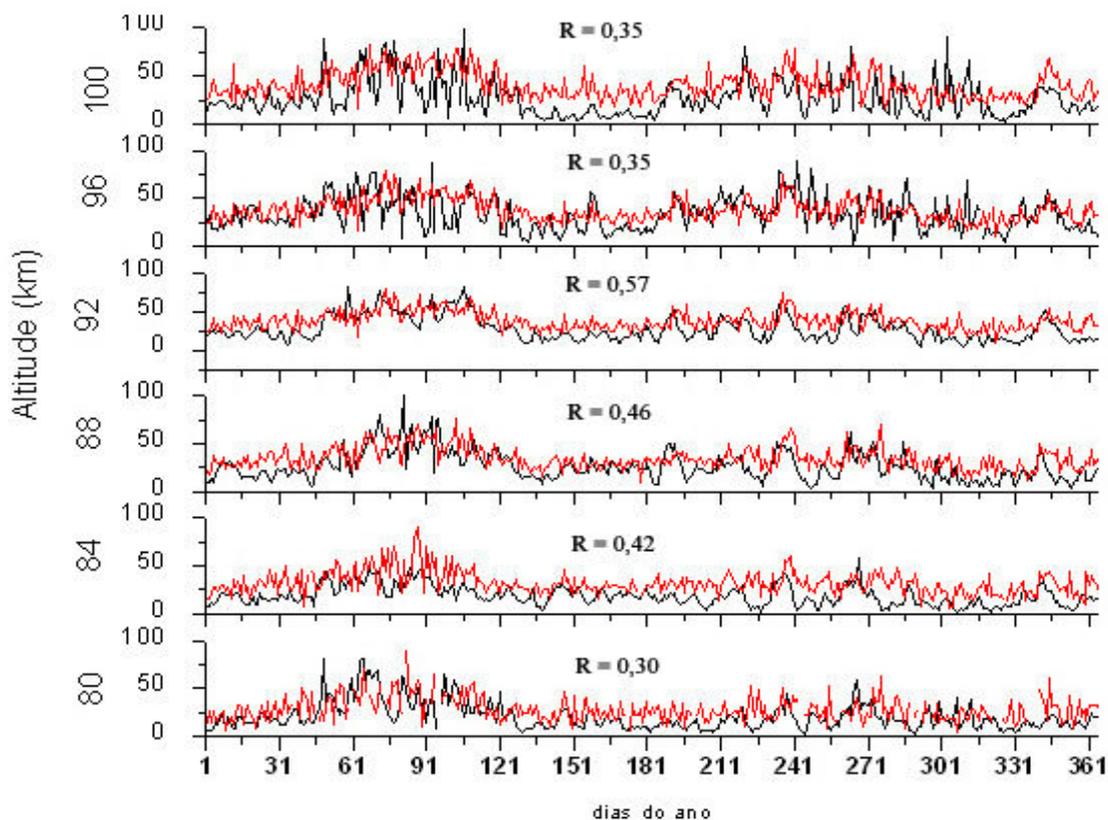


FIGURA 5.10 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre janeiro e dezembro de 2000. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

A correlação entre a amplitude da maré diurna e a raiz quadrada mostra valores maiores que os apresentados no ano de 1999, situando-se em torno de 0,35 nas alturas extremas de 80 e 100 km, e 0,5 nas alturas centrais do intervalo.

A Figura 5.11 faz a mesma comparação, mas para o ano de 2001.

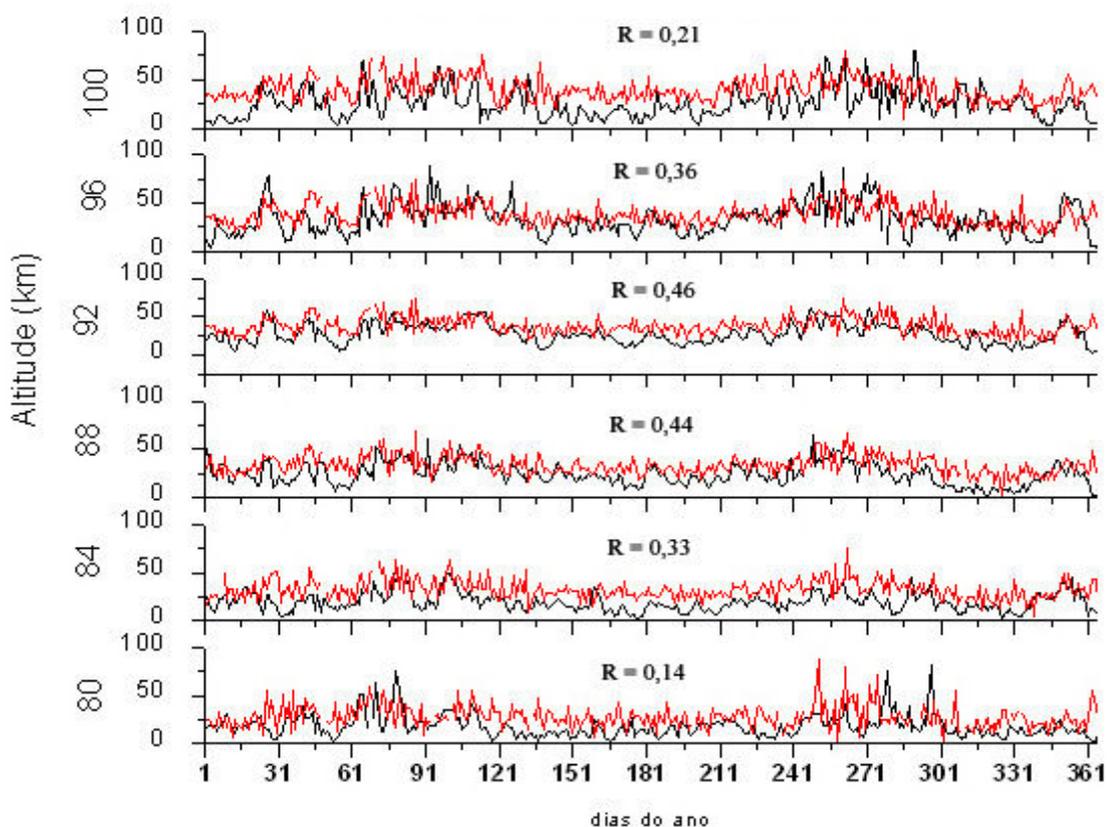


FIGURA 5.11 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre janeiro e dezembro de 2001. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna, e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

A correlação entre a maré diurna e a raiz quadrada, volta a apresentar valores mais baixos, em torno de 0,1 nas alturas extremas, e valores mais baixos nas alturas centrais, em torno de 0,5.

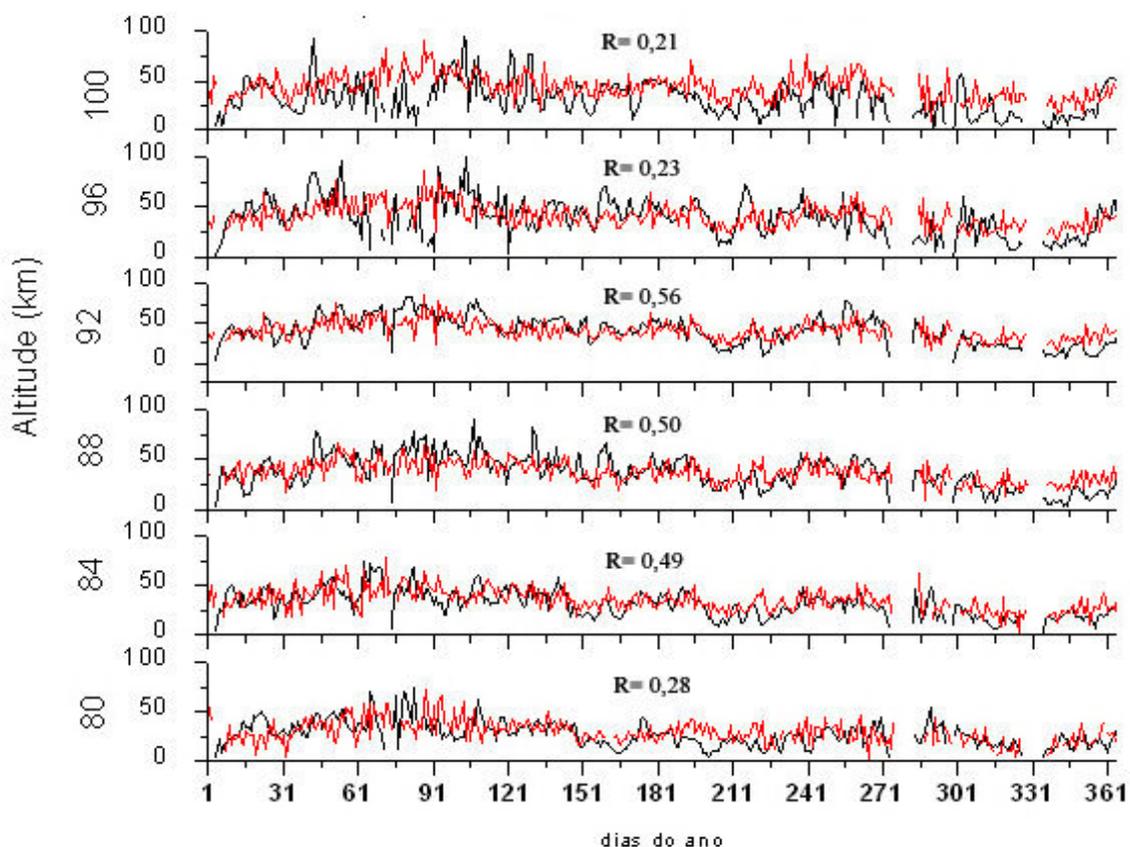


FIGURA 5.12 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre janeiro e dezembro de 2002. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna, e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

No ano de 2002 continua a tendência de correlação melhor nas alturas centrais de 88 e 92km, em torno de 0,5, do que nas alturas extremas, de 80 e 100 km, com coeficientes situados em torno de 0,3.

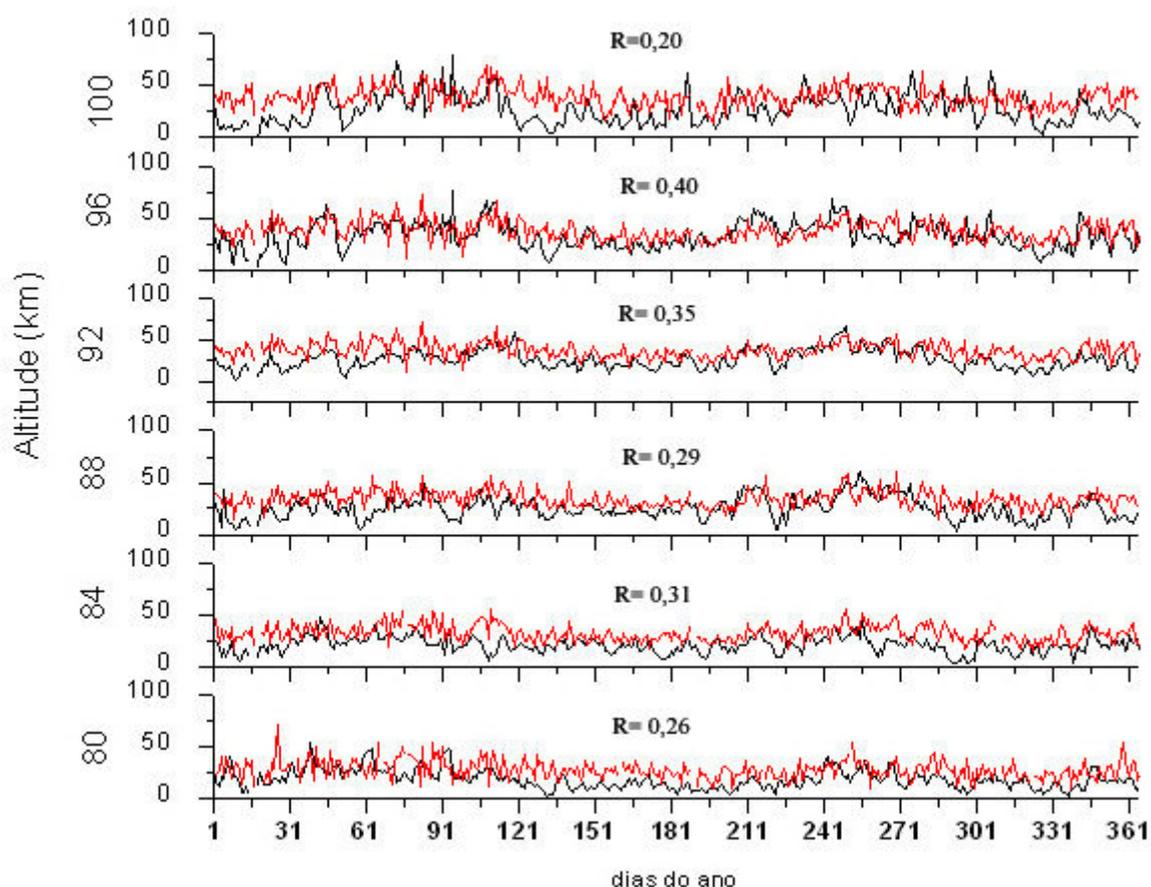


FIGURA 5.13 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre janeiro e dezembro de 2003. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna e as vermelhas, a raiz quadrada e R é o coeficiente de correlação linear.

O ano de 2003 apresentou valores em torno de 0,25 para as alturas extremas e em torno de 0,3 para as alturas centrais. Isto indica uma correlação pior para as alturas centrais em relação aos anos anteriores.

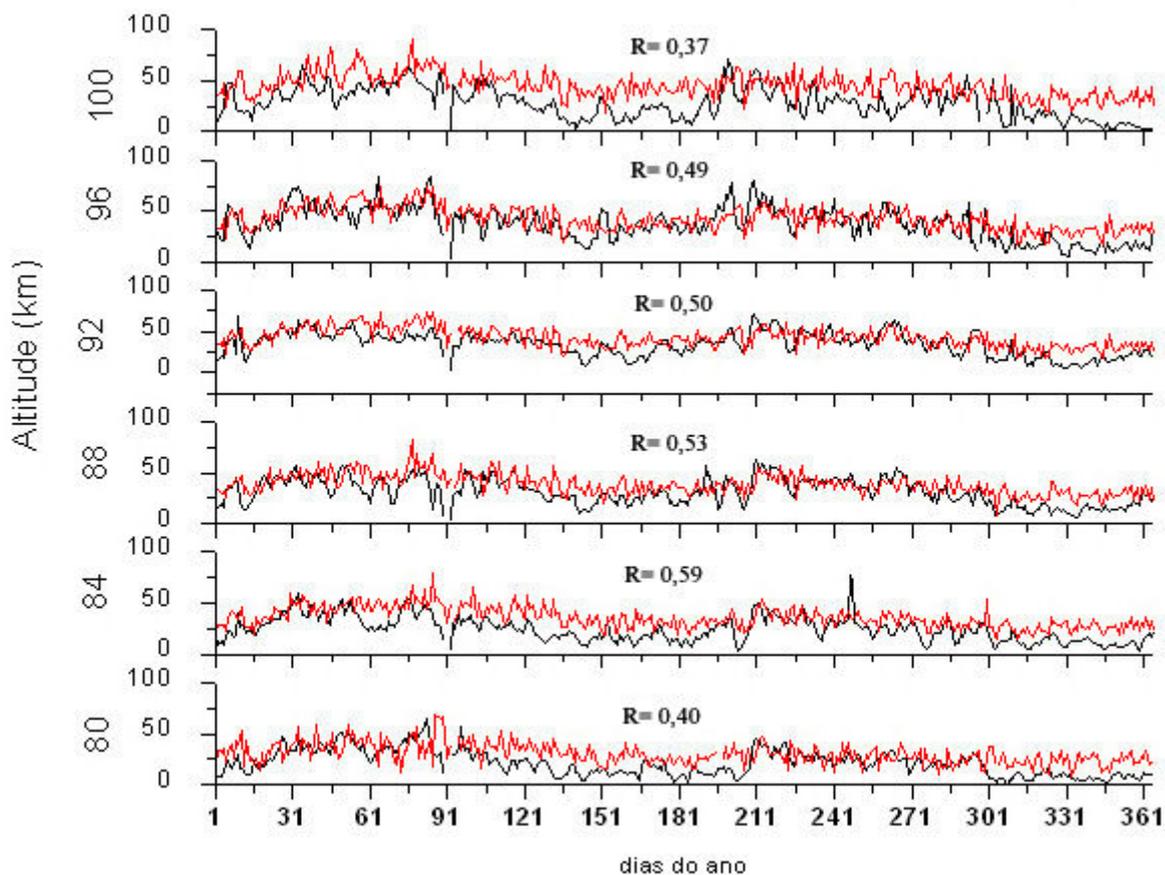


FIGURA 5.14 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento meridional entre janeiro e dezembro de 2004. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

Particularmente, no ano de 2004 são apresentados comparativamente, os maiores valores de coeficientes de correlação, 0,4 para as alturas extremas e 0,6 para as alturas centrais.

Em geral, mesmo os coeficientes de correlação que mostram valores mais baixos, possuem níveis de confiança acima de 99%, indicando que as medidas têm um grau de certeza adequado.

5.3.1.2 Vento Zonal

As Figuras 5.15 a 5.20 mostram a comparação entre a amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento zonal.

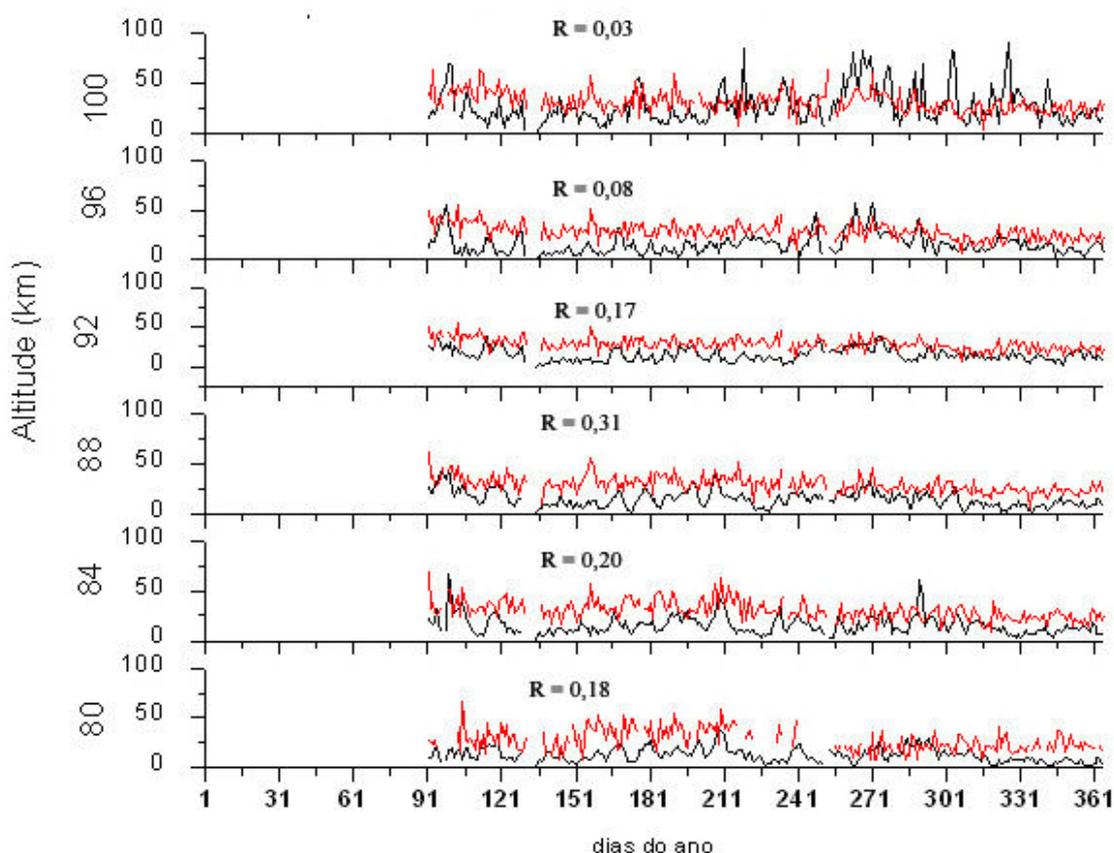


FIGURA 5.15 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento zonal entre abril e dezembro de 1999. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna, e as vermelhas, a raiz quadrada do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

A correlação entre as amplitudes da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento é mais fraca nesta componente do que na meridional.

Em 1999, os coeficientes de correlação situam-se em torno de 0,1 nas alturas extremas e 0,2 nas alturas centrais.

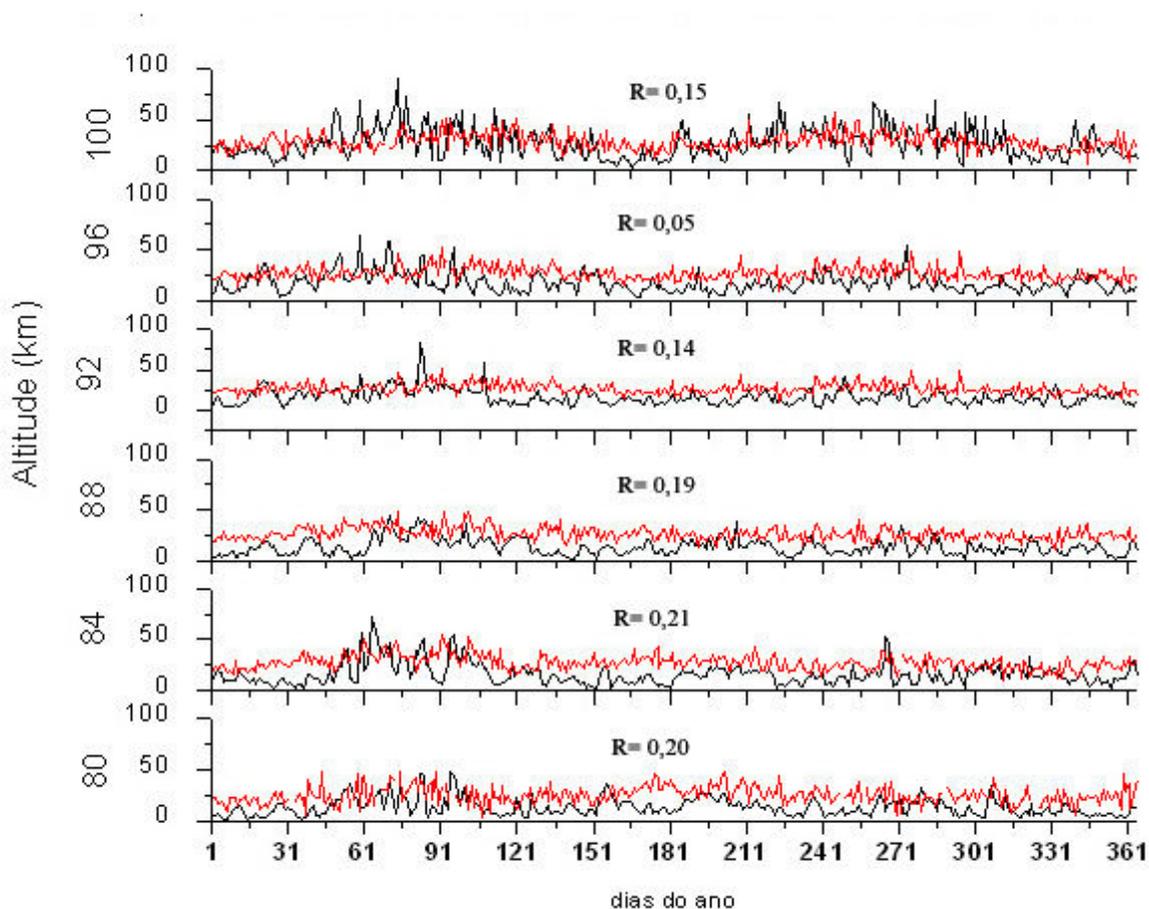


FIGURA 5.16 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento zonal entre janeiro e dezembro de 2000. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna, e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

Em 2002, não há praticamente diferenças entre os valores de coeficientes de correlação nas alturas extremas e nas alturas centrais, situando-se em torno de 0,2. Em geral, há uma tendência de que os coeficientes de correlação sejam maiores nas alturas centrais. Isto indica que neste ano há uma correlação maior entre as amplitudes da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento nas alturas extremas.

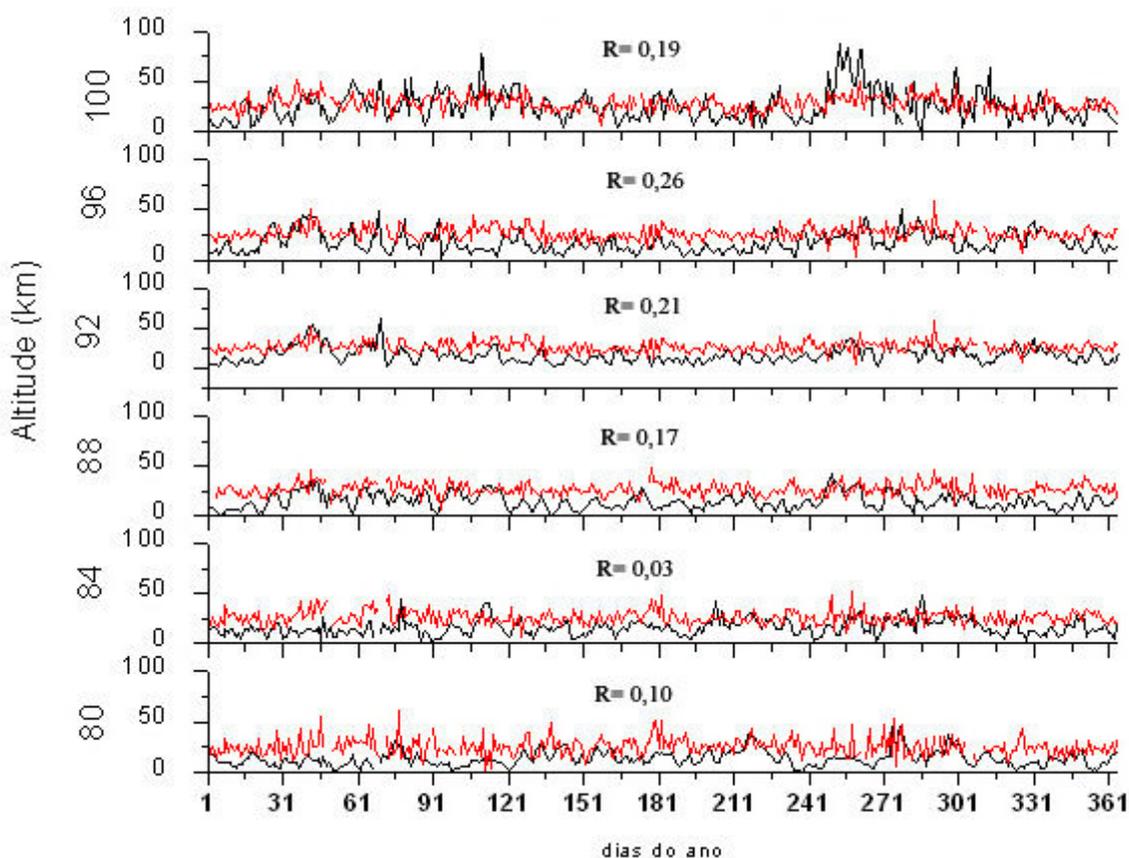


FIGURA 5.17 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento zonal entre janeiro e dezembro de 2001. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

Em 2001, retorna a tendência de uma correlação melhor para as altura centrais do que para as alturas extremas, 0,2 e 0,1, respectivamente.

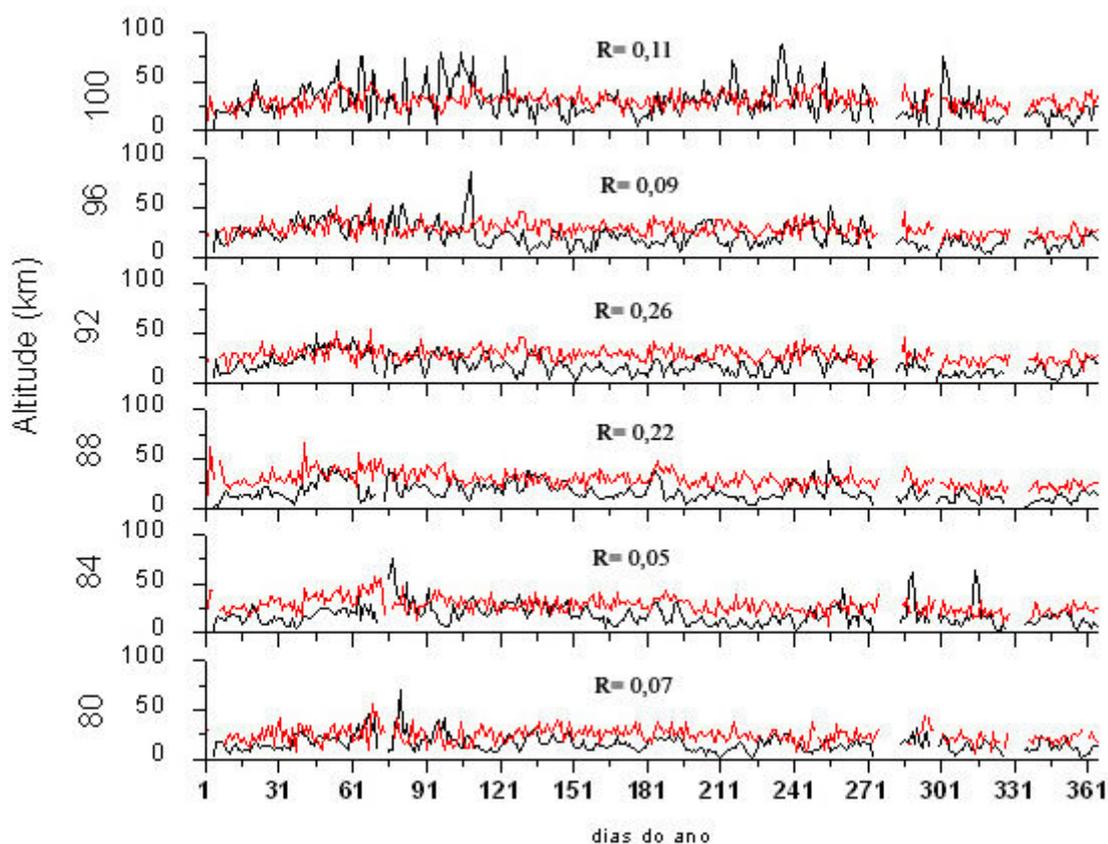


FIGURA 5.18 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento zonal entre janeiro e dezembro de 2002. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna, e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

Em 2002, a correlação também se apresenta muito fraca com coeficientes situados em torno de 0,1 nos extremos e 0,2, nas alturas centrais.

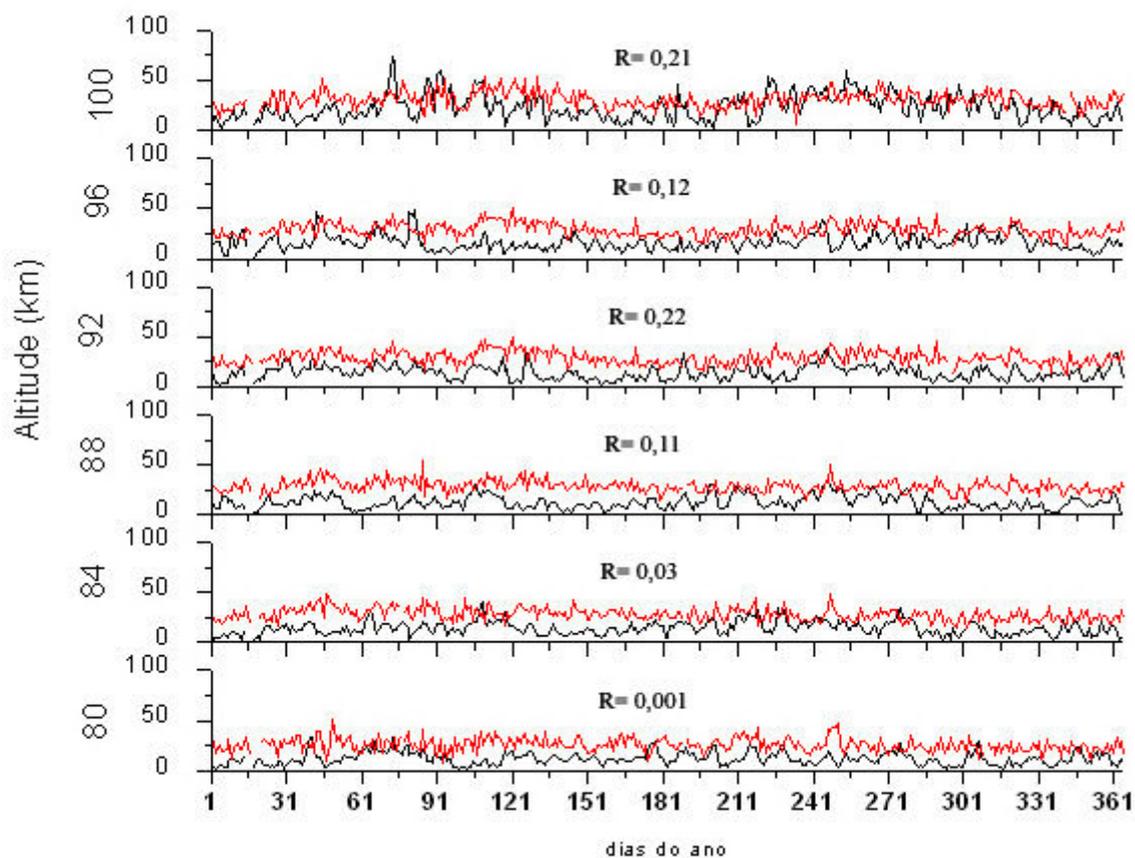


FIGURA 5.19 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento zonal entre janeiro e dezembro de 2003. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna, e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

Esta tendência também é verificada em 2003, e particularmente, em 80 km não há praticamente correlação entre as variáveis.

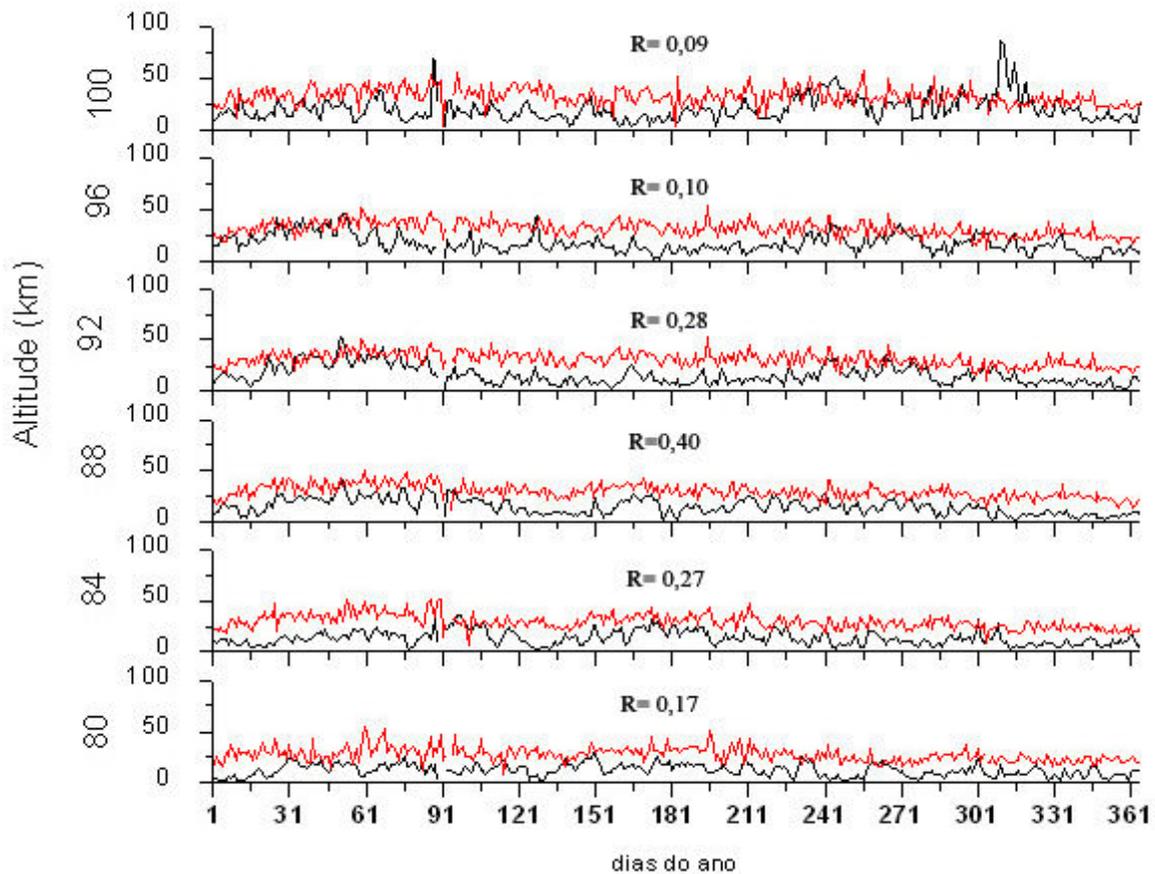


FIGURA 5.20 - Amplitude da maré diurna e a raiz quadrada da variância do vento zonal entre janeiro e dezembro de 2004. As linhas pretas representam a amplitude da maré diurna e as vermelhas, a raiz quadrada da variância do vento e R é o coeficiente de correlação linear.

Em 2004, os coeficientes são melhores que nos anos anteriores, pelo menos para as alturas centrais, em torno de 0,4, e 0,2 para as alturas extremas.

A análise das figuras anteriores indica que a dependência da variabilidade dia-a-dia da amplitude da maré diurna em relação à deposição de momento por ondas de gravidade é menos evidente do que a observada na variabilidade sazonal. E esta tendência é mais visível na componente zonal, onde os valores de coeficientes de correlação são mais baixos do que na componente meridional. Particularmente, na componente zonal a quantidade de coeficientes de correlação com níveis de confiança acima de 99% é

menor que na componente meridional. Este fato é característico desta componente que se mostra, em geral, mais fraca e mais irregular do que a sua correspondente meridional.

A próxima seção discute a interação não linear entre as marés diurna e semidiurna que tem sido apresentada como uma fonte importante de variabilidade de marés.

5.3.2 Interação Não Linear Entre a Maré Diurna e a Semidiurna

Teitelbaum et al (1989) apontaram para dois mecanismos produtores da maré terdiurna. A excitação térmica direta por um harmônico de 8 horas da insolação diária e a excitação dinâmica pela interação não linear entre a maré diurna e a maré semidiurna. A interação não linear entre a maré diurna (de número de onda zonal igual a 1) e a semidiurna (de número de onda zonal igual a 2) pode originar dois componentes secundários, uma terdiurna (com número de onda zonal igual a 3) que corresponde à soma dos números de ondas dos componentes primárias, e uma diurna, que corresponde à diferença entre os números de ondas das correspondentes ondas primárias.

5.3.2.1 As Marés Semidiurna e Terdiurna

Como visto na seção 2.4, a interação não linear entre a maré diurna e semidiurna pode produzir duas ondas secundárias, uma maré terdiurna e uma maré diurna secundária. A amplitude da maré diurna secundária pode produzir oscilações na amplitude da maré diurna primária. Porém, a maré terdiurna também pode ser gerada pela absorção direta da radiação solar, e assim é necessário buscar meios para distinguir a provável origem desta componente. Uma vez feita esta distinção pode-se associar a variabilidade nas amplitudes da maré diurna com o mecanismo de interação não linear entre componentes de marés.

5.3.2.1.1 Vento Meridional

Antes de fazer um aprofundamento dos detalhes destes mecanismos é interessante analisar o comportamento sazonal dos componentes semidiurno e terdiurno e compará-lo com o comportamento observado na Figura 5.1.

A Figura 5.21 mostra a distribuição em tempo e altura da componente meridional da maré terdiurna.

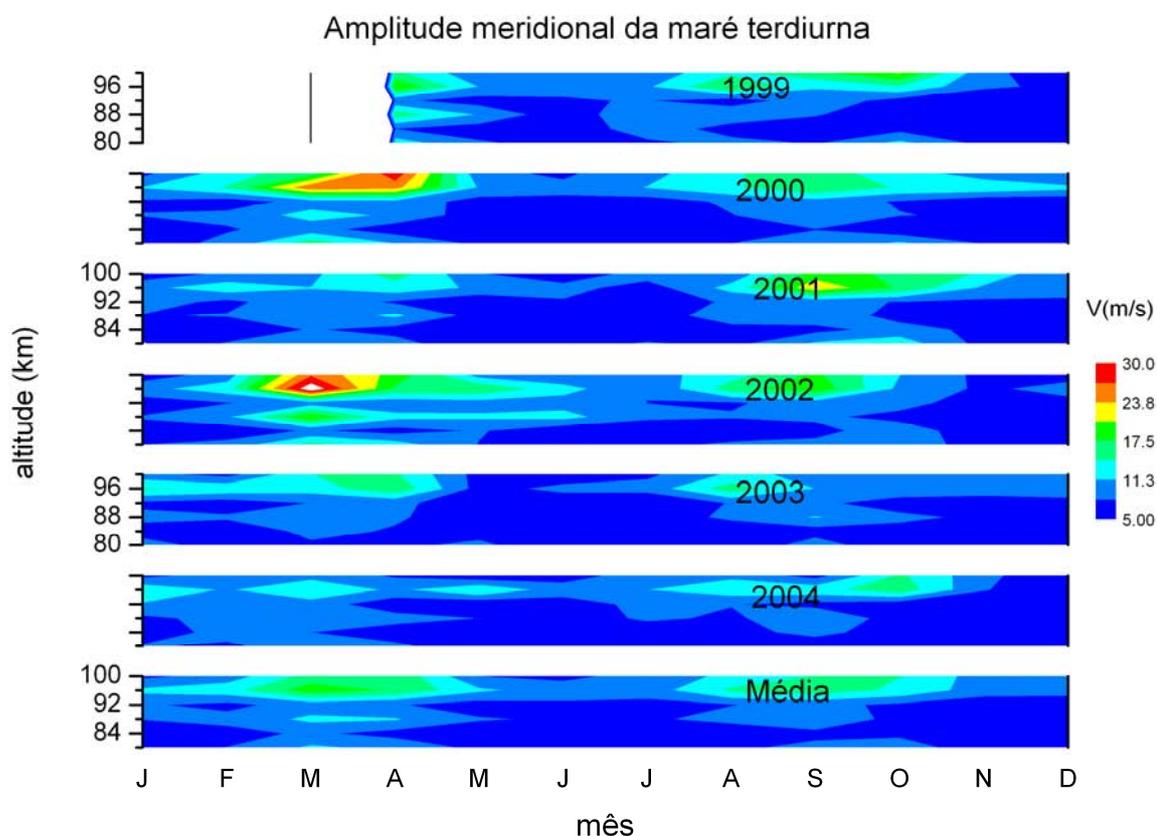


FIGURA 5.21 - Distribuição por mês e altura da amplitude da maré terdiurna meridional. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados.

A componente meridional da maré terdiurna apresenta amplitudes menores do que a maré diurna. Porém, apresenta também uma estrutura sazonal e em altura bem definida, onde os valores de amplitude aumentam na medida em que a altura cresce e que se aproximam dos meses de solstícios, de modo que, em média, seus máximos se concentram principalmente em março e setembro nas alturas próximas a 100 km, em todos os anos observados. Estes pontos de máximos são consistentes com o observado na distribuição da maré diurna (Figura 5.1).

A Figura 5.22 mostra a distribuição da maré semidiurna.

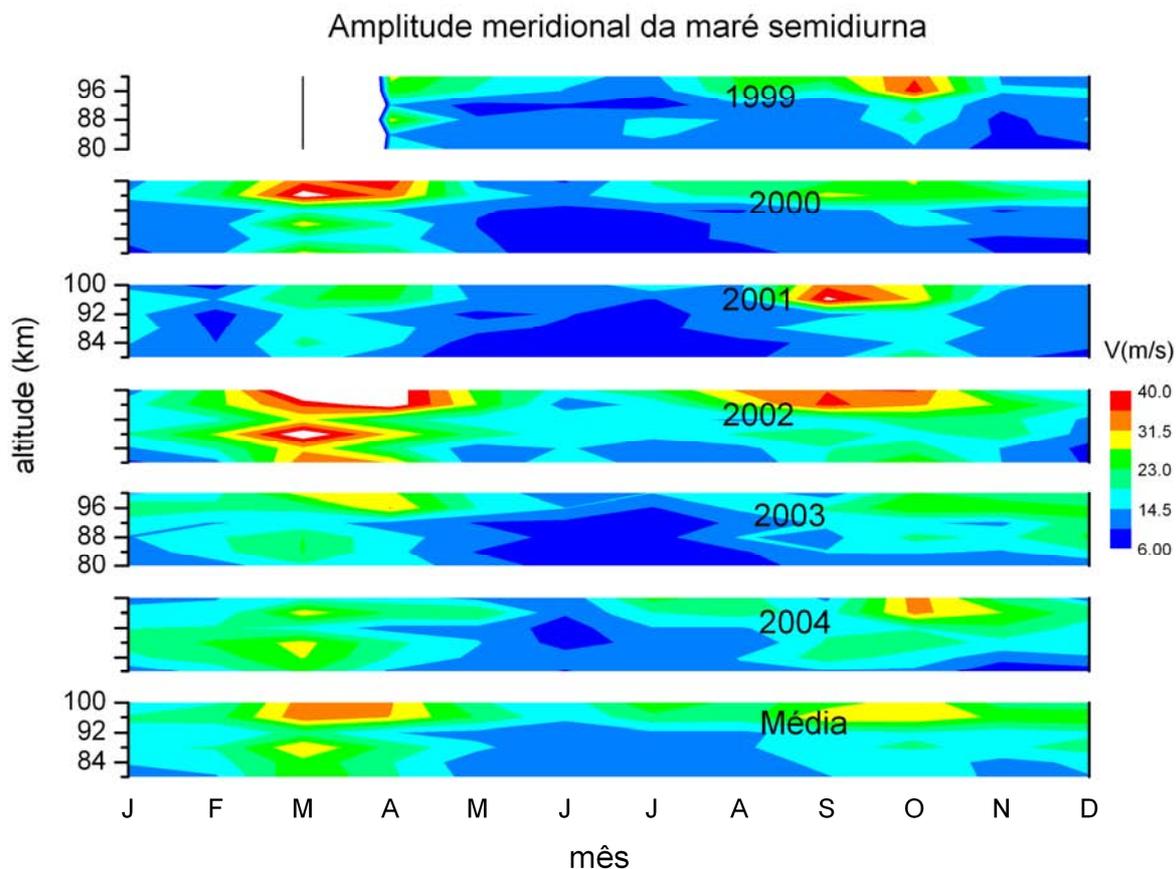


FIGURA 5.22 - Distribuição por mês e altura da amplitude da maré semidiurna meridional. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados.

A componente semidiurna também apresenta valores de amplitude menores que o observado na maré diurna. Em média, seus máximos de amplitude concentram-se principalmente em março e abril, no outono, e em quase todas as alturas (entre 80 e 100 km). Entre setembro e outubro aparece um outro máximo secundário, porém concentrado nas alturas superiores.

Comparando todas as distribuições de amplitude entre os componentes de marés, observa-se que estas oscilações possuem uma distribuição sazonal bem característica, onde os valores máximos se concentram principalmente próximos aos meses de equinócio. Esta característica semi-anual observada tanto na maré semidiurna, quanto na maré terdiurna, é semelhante à observada na maré diurna. Esta consistência pode sugerir

que haja uma interação não linear entre os componentes diurno e semidiurno da maré, que tem sido registrada em outras localidades. A seguir serão feitas as análises espectrais para a confirmação desta interação não linear.

A identificação e verificação da presença das oscilações nos ventos horizontais também podem ser feitas pela análise espectral. O estudo da variabilidade temporal das oscilações presentes nos componentes dos ventos zonal e meridional, é realizado utilizando-se o periodograma de Lomb-Scargle e a análise bi-espectral.

Para esta análise da interação não linear entre as marés diurna e semidiurna, foram utilizados segmentos com 180 pontos, correspondentes a 15 dias de dados, tanto para o periodograma de Lomb-Scargle, quanto para a análise bi-espectral. O periodograma de Lomb-Scargle, que é indicado para os casos onde a ausência de dados produz algumas lacunas nas séries temporais que, entre outras causas, ocorrem por desligamentos temporários do equipamento, por interferências no sinal ou devido à baixa contagem de meteoros. Os resultados obtidos para os componentes horizontais são apresentados nas camadas atmosféricas centradas em 85 km e 95 km.

A análise bi-espectral é utilizada para verificar a não linearidade das interações entre as marés diurnas e semidiurnas no segmento da série de vento selecionada. De forma similar ao procedimento adotado para o periodograma de Lomb-Scargle, para o estudo da análise bi-espectral entre os componentes de maré diurna e semidiurna, foi utilizada a média de 5 segmentos de 180 pontos, deslocados de 60 pontos. Os resultados foram obtidos para os componentes horizontais representados na camada centrada em 95 km. A seguir, serão apresentados alguns casos em que há a detecção simultânea dos componentes diurna, semidiurna e terdiurna da maré e os tripletos representativos da possível interação não linear entre estes componentes.

As Figuras 5.23 e 5.24 mostram o periodograma de Lomb-Scargle e a análise bi-espectral dos ventos meridionais em abril de 1999 para a camada de 85 km.

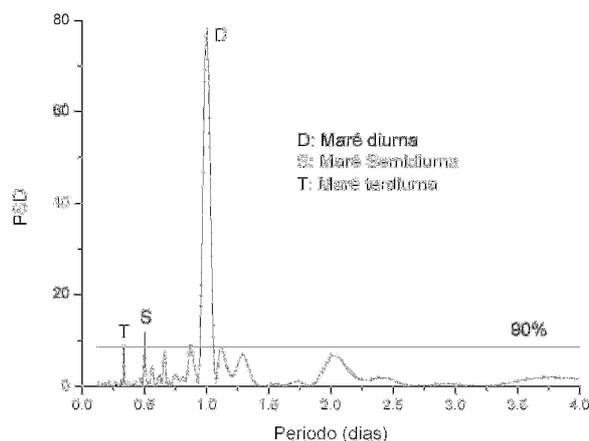


FIGURA 5.23 - Periodograma do vento meridional não filtrado, medido com um intervalo de altura de 10 km, centrado em 85 km e coletado entre 01 e 16 de abril de 1999. A linha horizontal representa o nível de confiança de 90%.

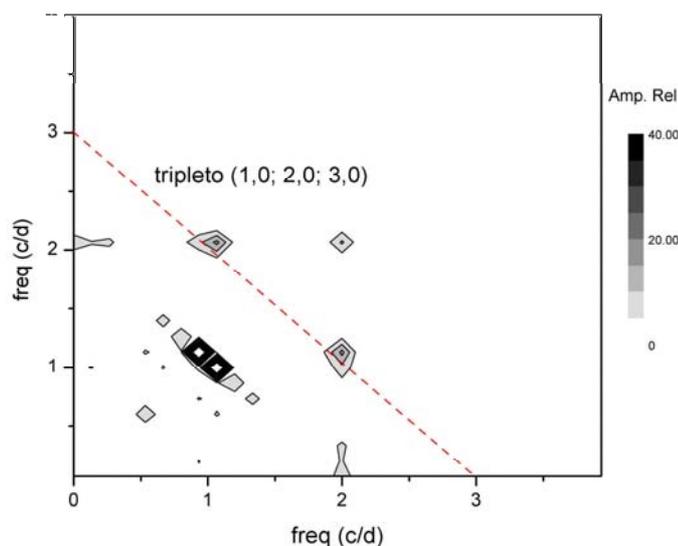


FIGURA 5.24 - Bi-espectro do vento meridional não filtrado, medido com um intervalo de altura de 10 km, centrado em 85 km e coletado entre 01 e 16 de abril de 1999. A barra de cores representa a amplitude relativa em m^2/s^2 .

A Figura 5.23 mostra a maré diurna, a maré semidiurna e a maré terdiurna, sendo que a maré terdiurna se apresenta bem fraca, com pico próximo do nível de confiança de 90%, porém, somente com esta figura, não é possível de se afirmar se há uma interação entre os componentes de marés. Para tanto, utiliza-se a Figura 5.24, onde está representada uma análise bi-espectral que mostra valores não nulos somente quando há uma

dependência estatística de fases das ondas, como ocorre na interação não linear. Quando esta interação ocorre, aparecem os picos nas bi-freqüências representadas pelos picos nas coordenadas (1,0; 2,0) e (2,0; 1,0) e também o ponto de cruzamento da linha que liga estes picos e os eixos coordenados (3,0), estes três elementos formam o triplete da soma (1,0; 2,0; 3,0). O triplete da diferença (2,0; 1,0; 1,0), é representado pelo pico localizado nas bi-freqüências (1,0; 1,0). Em geral, as densidades espectrais de potência das marés semidiurnas e terdiurnas são bem pequenas, ligeiramente abaixo ou no nível de confiança de 90.

A Figura 5.25 mostra a distribuição simultânea de picos da maré terdiurna e os bi-espectros mostrando a interação não linear entre os componentes de marés, entre os anos de 1999 e 2004 para a camada entre 80 e 90 km, centrada em 85 km.

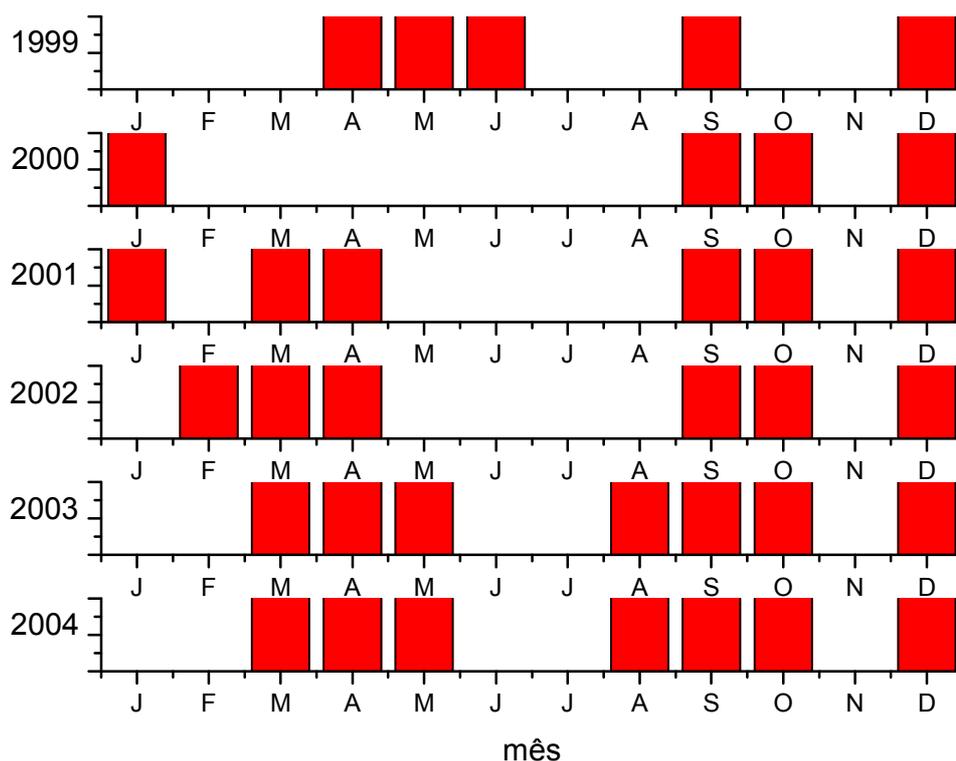


FIGURA 5.25 - Épocas em que aparecem picos da maré terdiurna no periodograma e bi-espectros no vento meridional na camada centrada em 85 km.

Esta figura mostra que a maré terdiurna originária de interação não linear é característica nos meses de equinócio, principalmente em setembro, mas também aparece regularmente em dezembro.

A Figura 5.26 mostra o mesmo da Figura 5.25, mas para a camada de 95 km.

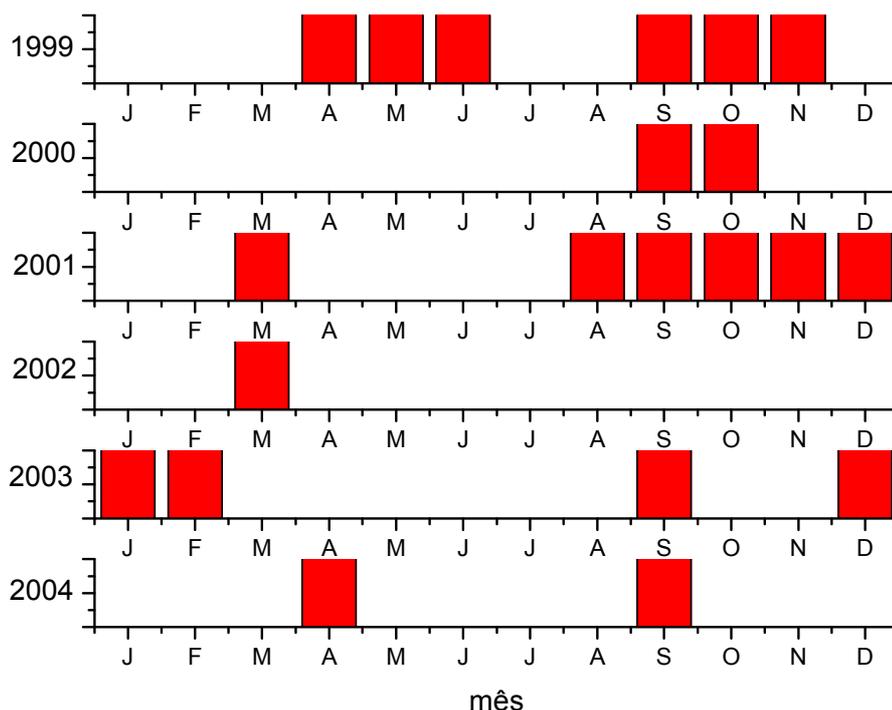


FIGURA 5.26 - Épocas em que aparecem picos da maré terdiurna no periodograma e bi-espectros no vento meridional na camada de 95 km.

Na camada de 95 km, a interação aparece mais dispersa do que na camada de 85 km, porém, mantém uma tendência de ser regular em setembro, aparecendo em todos os anos, exceto 2002, que por sinal teve apenas um caso de interação não linear. Desta forma, a interação não linear entre os componentes de maré contribui para a variabilidade da maré diurna em abril, e dezembro, na camada centrada em 85 km, e em setembro para esta camada e a centrada em 95 km.

5.3.2.1.2 Vento Zonal

A Figura 5.27 mostra a distribuição em tempo e altura da amplitude da componente terdiurna zonal.

A componente zonal da maré terdiurna se apresenta ligeiramente mais fraca que sua correspondente meridional. Apresenta, em geral, uma distribuição semianual característica onde as suas amplitudes mais elevadas se localizam em alturas acima de 90 km, e em meses próximos aos equinócios e as menores em meses próximos aos solstícios.

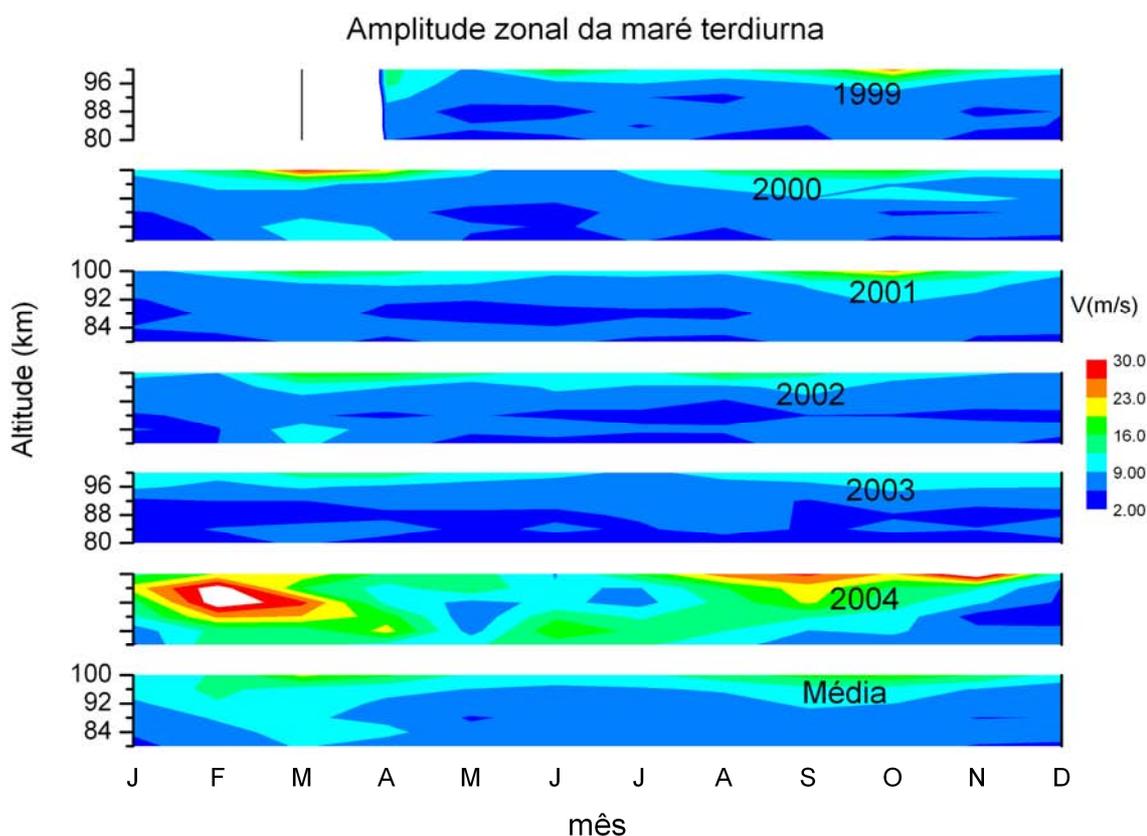


FIGURA 5.27 - Amplitude da maré terdiurna zonal por mês e altura. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados.

A Figura 5.28 mostra a distribuição sazonal da amplitude da maré semidiurna. Este componente apresenta a mesma distribuição semianual observadas nas marés diurnas e

terdiurnas, ou seja, com os valores maiores de amplitudes situados em alturas mais elevadas e em meses próximos aos equinócios, e os mínimos nos meses próximos aos solstícios. Suas amplitudes médias são maiores que as observadas nas terdiurnas, porém, são menores do que as observadas nas marés diurnas.

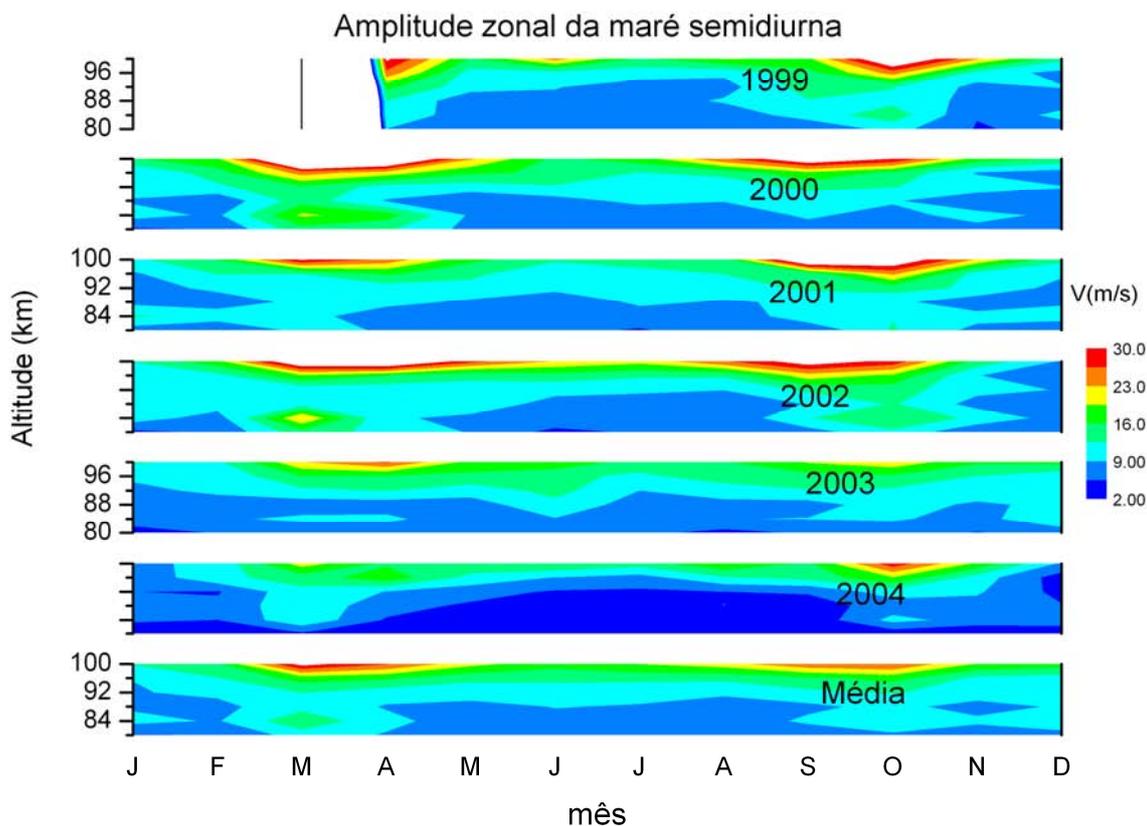


FIGURA 5.28 Amplitude da maré semidiurna zonal por mês e altura. Painéis de 1 a 6 (de cima para baixo): dados observados entre abril de 1999 e dezembro de 2004, no painel 7 a média dos 6 anos de dados.

Feita a apresentação preliminar da distribuição sazonal destas marés, é interessante se avaliar a contribuição espectral de cada uma delas e também observar os períodos em

que ocorrem as interações não lineares e sua conseqüente contribuição para a variabilidade da maré diurna nesta componente zonal.

Da mesma forma que foi procedida com o componente meridional, aqui serão ilustradas apenas algumas figuras representativas do processo de interação não linear entre as marés diurna e semidiurna. Em seguida, serão apresentados dois gráficos ilustrando as épocas em que os picos da maré terdiurna coincidem com a interação não linear entre estes componentes. Esta interação não linear é representada aqui pela análise bi-espectral.

As Figuras 5.29 e 5.30 mostram o periodograma de Lomb-Scargle e o bi-espectro dos ventos zonais em dezembro de 2000, para a camada de 95 km.

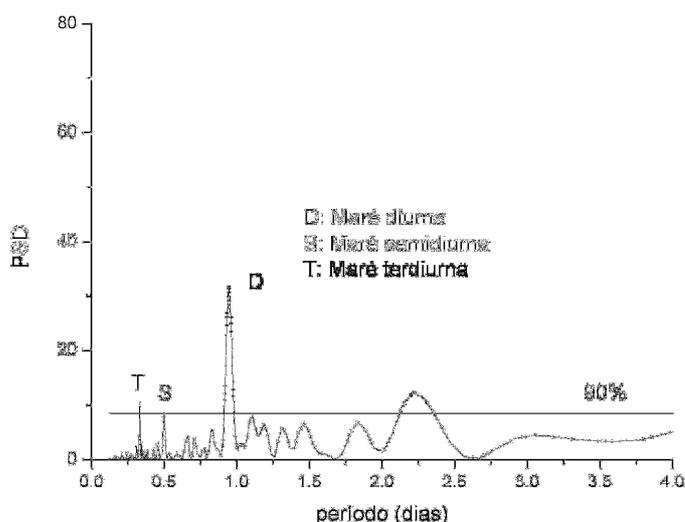


FIGURA 5.29 - Periodograma do vento zonal não filtrado, medidos com um intervalo de altura de 10 km, centrados em 95 km e coletados em dezembro de 2000. A linha horizontal representa o nível de confiança de 90%.

É observado que este componente se apresenta com valores menores se comparados com os valores anteriormente vistos na componente meridional, particularmente no tocante a maré diurna.

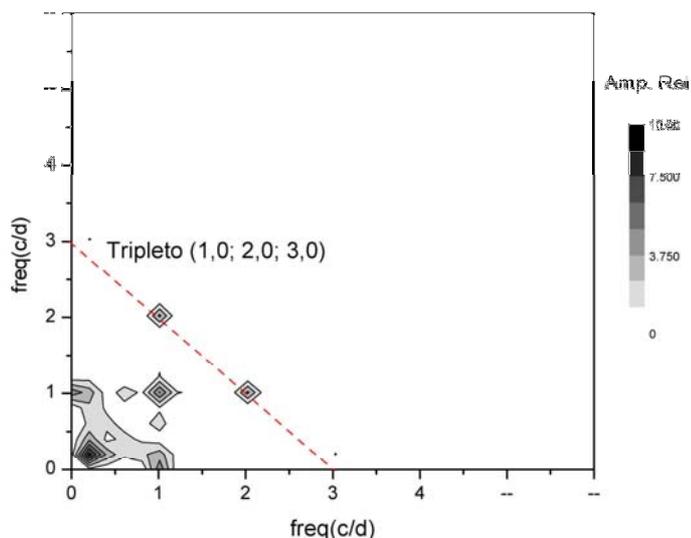


FIGURA 5.30 - Bi-espectro do vento zonal não filtrado, medidos com um intervalo de altura de 10 km, centrados em 95 km e coletados em dezembro de 2000. A barra de cores representa a amplitude relativa em m^2/s^2 .

A Figura 5.31 mostra os períodos em que os picos da maré terdiurna coincidiram com os bi-espectros não nulos nos ventos medidos na camada centrada em 85 km, entre abril de 1999 e dezembro de 2004.

Esta figura mostra que a maré terdiurna aparece regularmente em abril, setembro e dezembro em praticamente todos os anos. Aparecem também picos dispersos distribuídos em vários meses.

Os picos em abril e setembro são consistentes com os períodos em que a maré terdiurna tem as maiores amplitudes.

Esta consistência sugere que também para a componente zonal do vento é possível haver uma interação não linear entre as marés diurna e semidiurna, ao menos nas épocas citadas e este processo poderia ter gerado a maré terdiurna observada e uma maré diurna secundária.

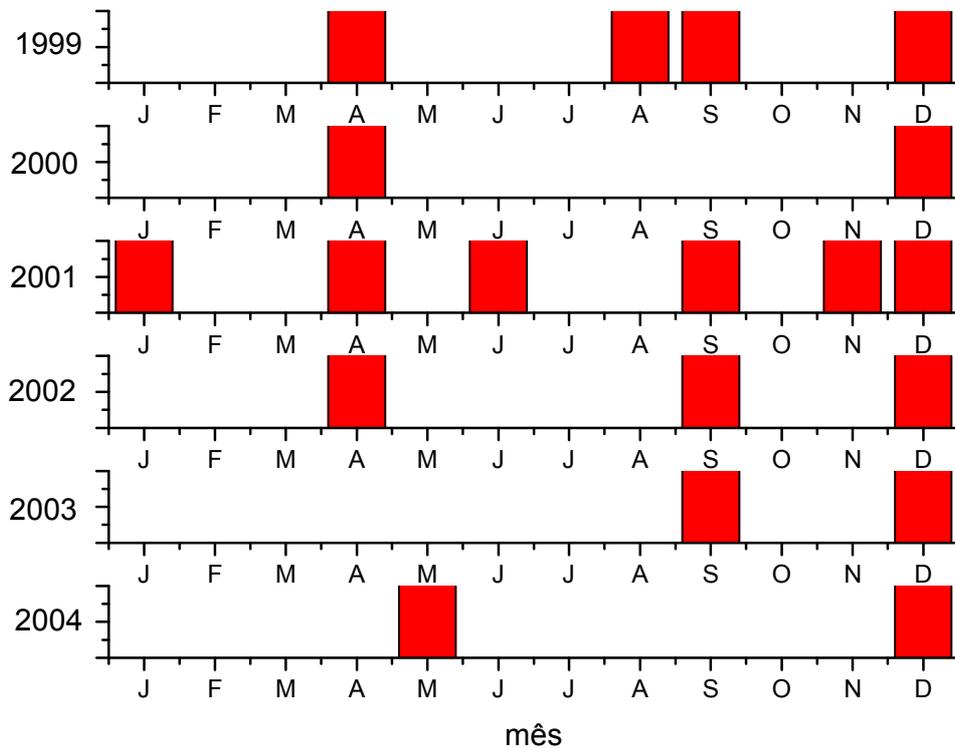


FIGURA 5.31 - Épocas em que aparecem picos da maré terdiurna no periodograma e bi-espectros no vento zonal na camada centrada em 85 km.

A Figura 5.32 mostra a mesma distribuição da Figura 5.32, mas para a camada centrada em 95 km.

Esta figura mostra que os eventos de marés terdiurnas tendem a se concentrar em torno de abril e setembro, e de forma menos regular em dezembro. Tal qual acontece com a camada centrada em 85 km, também nesta camada há uma consistência entre o período de amplificação da maré diurna nos meses de equinócio e a ocorrência de eventos de marés terdiurnas.

Esta consistência entre as épocas de ocorrência de marés terdiurnas nas duas camadas, e os períodos de amplificação da maré diurna indica que a interação não linear é um

mecanismo importante na produção de variabilidade da amplitude da maré diurna nos meses de equinócio.

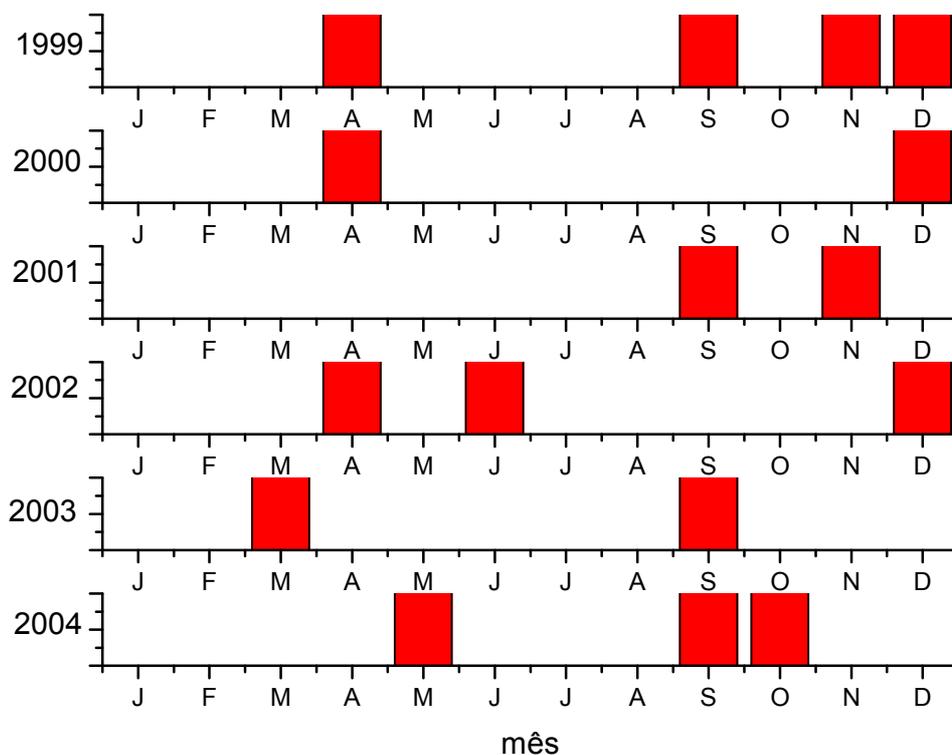


FIGURA 5.32 - Épocas em que aparecem picos da maré terdiurna no periodograma e bi-espectros no vento zonal na camada centrada em 95 km.

O próximo mecanismo a ser analisado é a interação da maré diurna com as ondas planetárias que é o objeto de estudo da seção a seguir.

5.3.2.2 Interação Entre a Maré Diurna e Ondas Planetárias

A presença de ondas planetárias tem sido observada nos dados de ventos em diversas localidades (Pancheva, 2001; Beard, 1999).

Na localidade de Cachoeira Paulista, Lima (2004) e Lima et al (2004) têm relatado a presença de algumas ondas planetárias no espectro de vento, em particular a onda de quase dois dias que é predominante nos meses de verão, na componente meridional. Em alguns casos ocorre uma interação não linear entre as marés e as ondas planetárias, produzindo, por exemplo, modulação na amplitude das primeiras.

O objetivo desta seção é investigar se há interação não linear entre a maré diurna e as ondas planetárias nos dados de ventos de Cachoeira Paulista. Para a análise desta interação, será aplicada uma transformada de ondeletas nas séries temporais de vento.

A transformada de ondeletas fará a verificação dos tipos de ondas planetárias presentes no vento. O mesmo procedimento aplicado nas amplitudes da maré diurna para verificar se há alguma variação periódica agindo esta.

Após estas averiguações serão aplicados o periodograma de Lomb-Scargle e a análise bi-espectral para a identificação da ocorrência ou não de interações não lineares entre a maré diurna e as ondas planetárias presentes no vento.

5.3.2.2.1 Vento Meridional

Nesta componente é observado um predomínio quase absoluto da maré diurna em relação às outras ondas de escala planetária, com exceção da onda de quase dois dias que aparece forte entre janeiro e fevereiro.

Nesta análise, serão mostradas as figuras representativas da distribuição de ondas presentes no vento e as figuras das transformadas de ondeletas sobre a amplitude da maré diurna quando houver modulação desta componente com o período de alguma onda planetária. Ocorrendo a modulação será então estudada a interação não linear com o uso do periodograma e bi-espectro.

A Figura 5.33 mostra as transformadas de ondeletas do vento meridional não filtrado e da amplitude da maré diurna para a camada de 85 km, calculadas entre abril e dezembro de 1999.

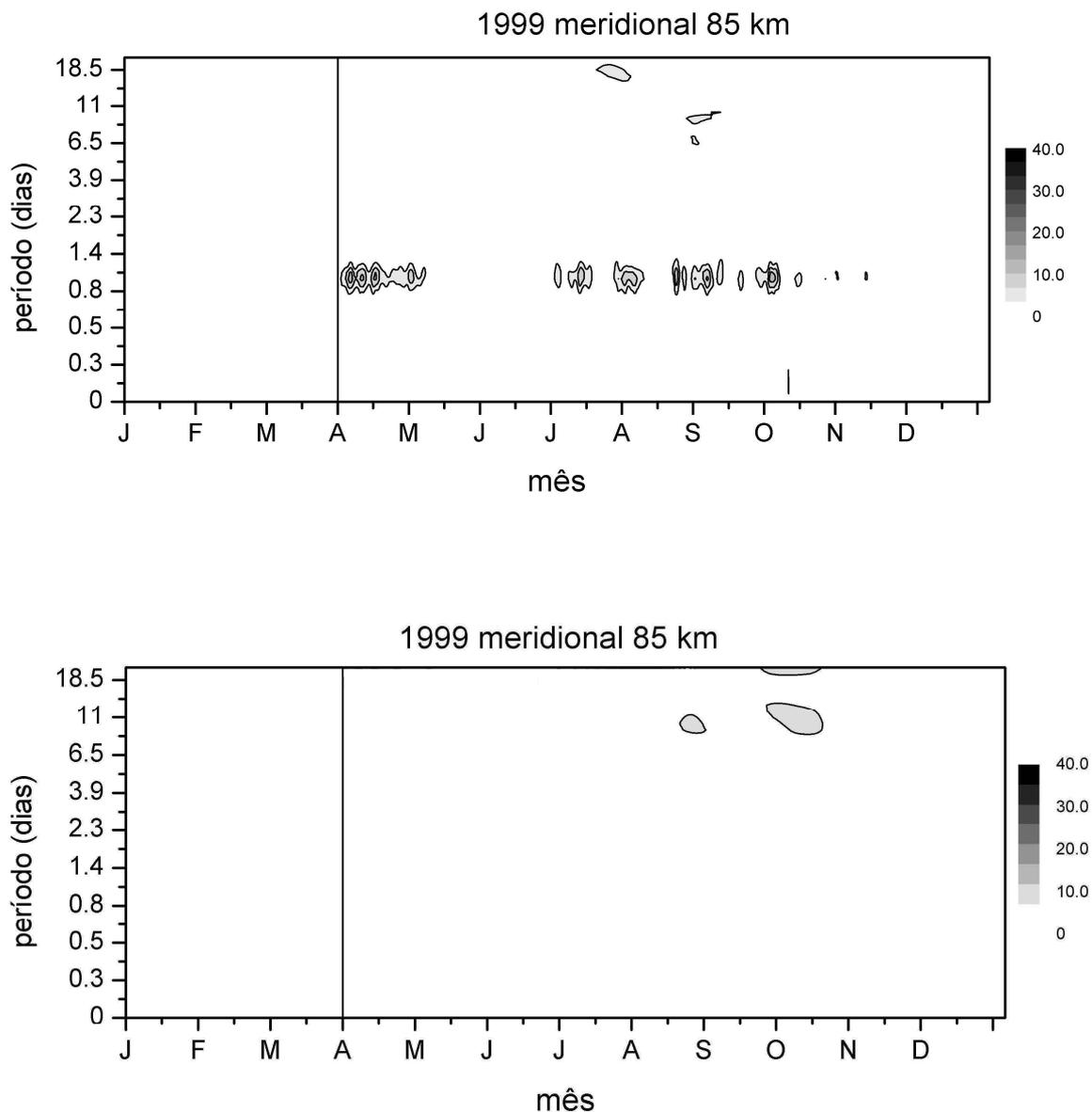


FIGURA 5.33 - Transformadas de ondeletas dos ventos não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre abril e dezembro de 1999. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

A Figura 5.34 mostra as transformadas de ondeletas do vento meridional não filtrado e da amplitude da maré diurna para a camada de 85 km, calculadas entre janeiro e dezembro de 2000.

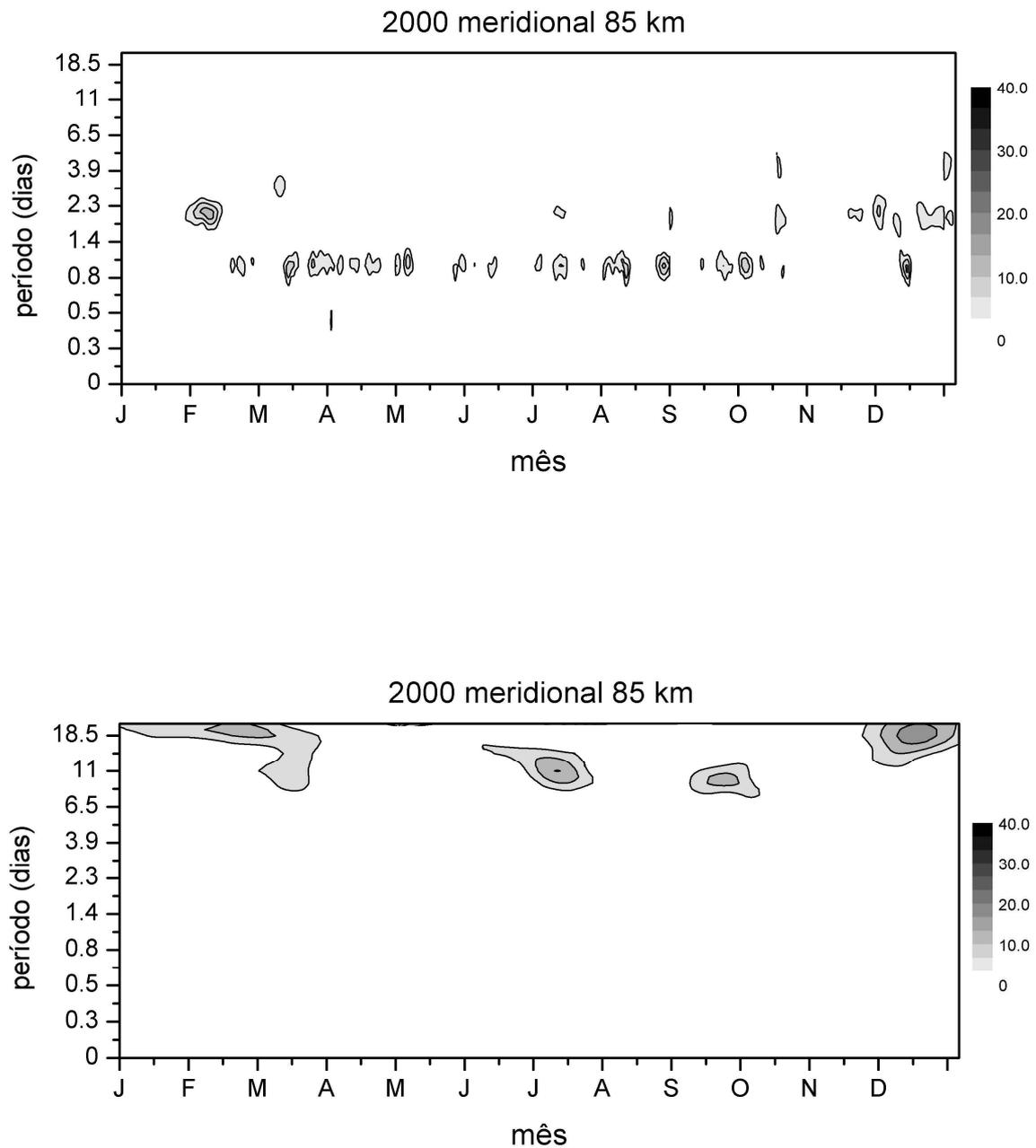


FIGURA 5.34 - Transformadas de ondeletas dos ventos não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2000. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

A Figura 5.34 mostra a maré diurna e uma onda planetária de quase dois dias em fevereiro e dezembro. A Figura 5.34 mostra modulações sobre a amplitude da maré diurna com período de quase dez dias em julho e outubro, mas não há correspondentes do espectro de ventos.

A análise dos outros anos também aponta para este mesmo comportamento, ou seja, aparecem modulações no espectro de amplitudes da maré diurna que não são confirmados pelo espectro de ventos.

As próximas figuras mostrarão em princípio apenas os espectros de vento. Eventualmente se ocorrer alguma modulação coincidente com alguma onda planetária esta será registrada.

As Figuras 5.35 a 5.38 mostram as transformadas de ondeletas do vento meridional não filtrado, calculadas para a camada centrada de 85 km, entre 2001 a 2004.

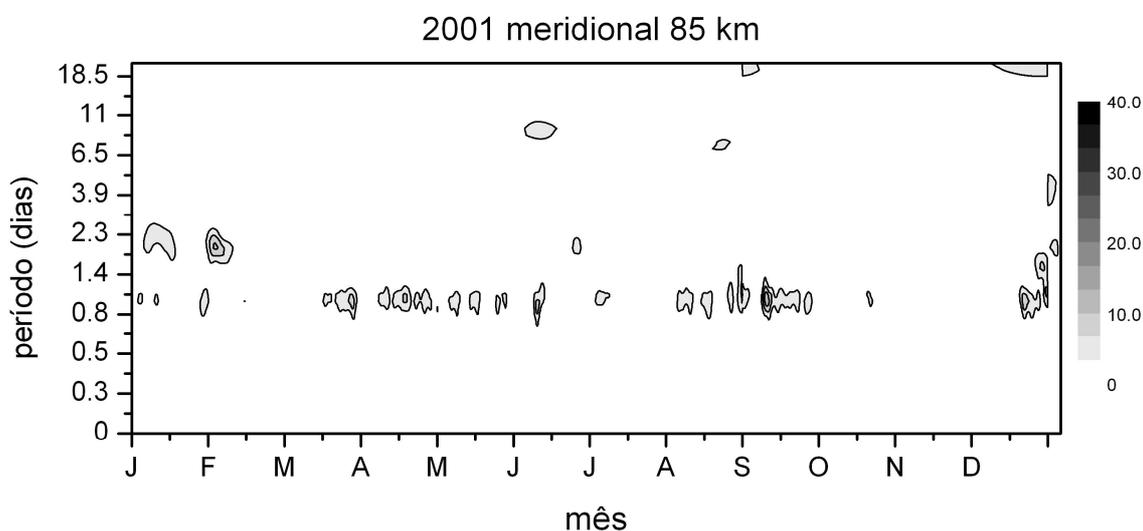


FIGURA 5.35 - Transformadas de ondeletas dos ventos não filtrados, calculadas entre janeiro e dezembro de 2001. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

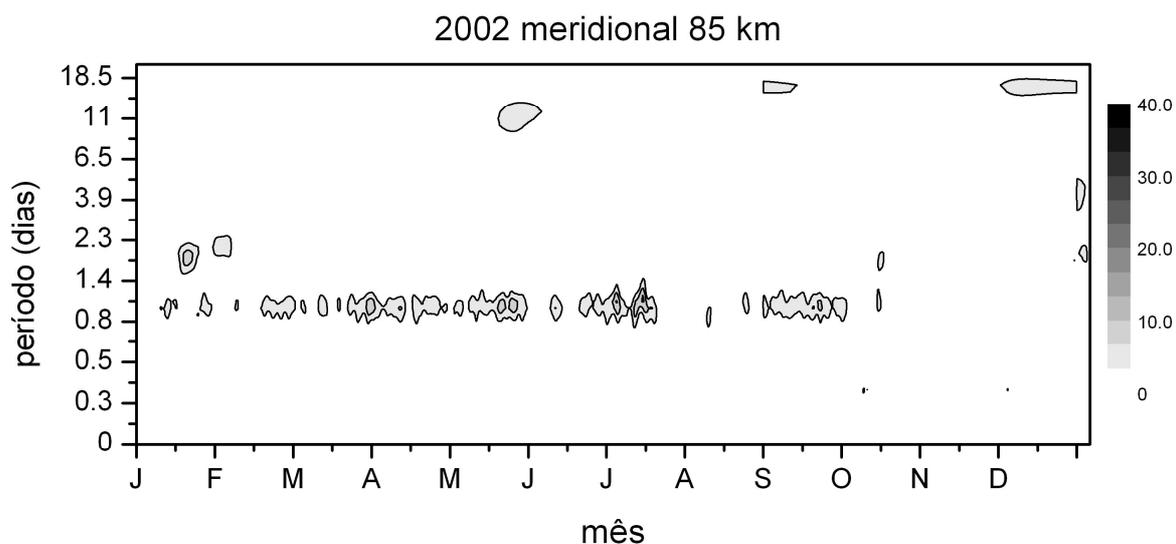


FIGURA 5.36 - Transformada de ondeletas do vento meridional, medido com um intervalo de altura de 10 km, centrado em 85 km e coletado entre janeiro e dezembro de 2002. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

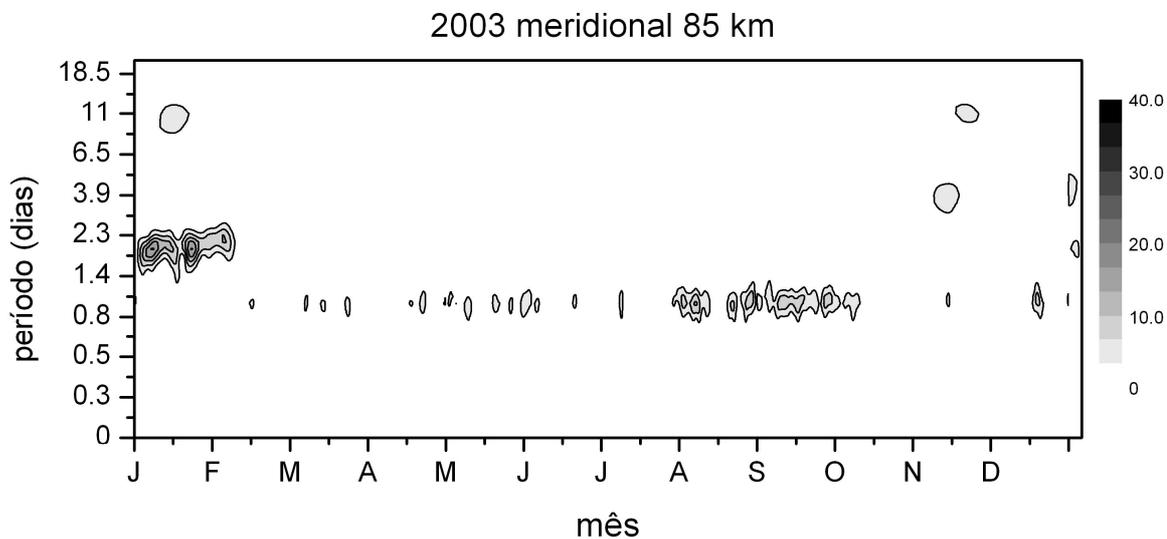


FIGURA 5.37 - Transformada de ondeletas do vento meridional, medido com um intervalo de altura de 10 km, centrado em 85 km e coletado entre janeiro e dezembro de 2003. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

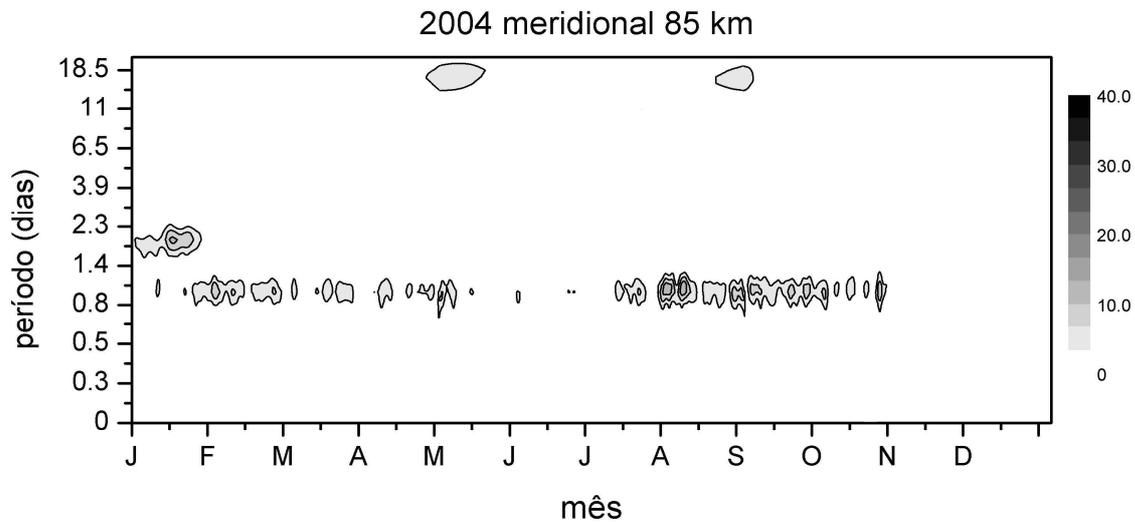


FIGURA 5.38 - Transformada de ondeletas do vento meridional, medido com um intervalo de altura de 10 km, centrado em 85 km e coletado entre janeiro e dezembro de 2004. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

Analisando todos os anos, foi possível verificar que a onda de quase dois dias é uma característica marcante do espectro de ventos, em janeiro e fevereiro e está presente em todos os anos considerados, com exceção de 1999 que é analisado a partir de abril. As outras ondas praticamente não aparecem no espectro de vento. No espectro de amplitudes da maré (neste trabalho são mostrados a título de exemplo, os anos de 1999 e 2000) aparecem modulações com períodos próximos a 10 dias na primavera, mas não há correspondência com alguma onda planetária presente no espectro de vento.

As figuras a seguir, no entanto, irão fazer a mesma análise, para a camada centrada em 95 km.

As Figuras 5.39 e 5.40 mostram as transformadas de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados e amplitudes da maré diurna na camada centrada em 95 km, nos anos de 1999 e 2000, respectivamente.

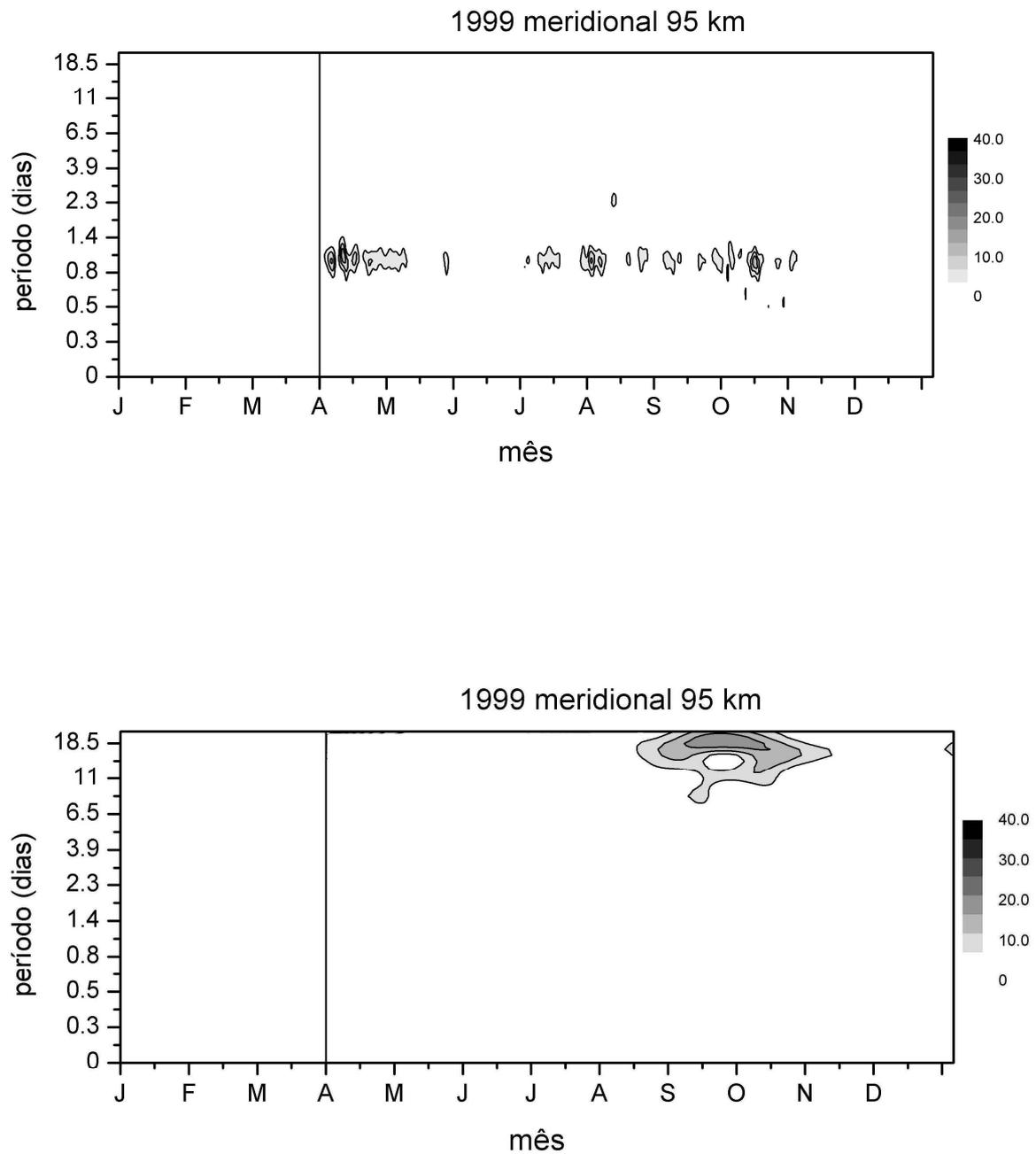


FIGURA 5.39 - Transformadas de ondeletas dos ventos não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre abril e dezembro de 1999. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

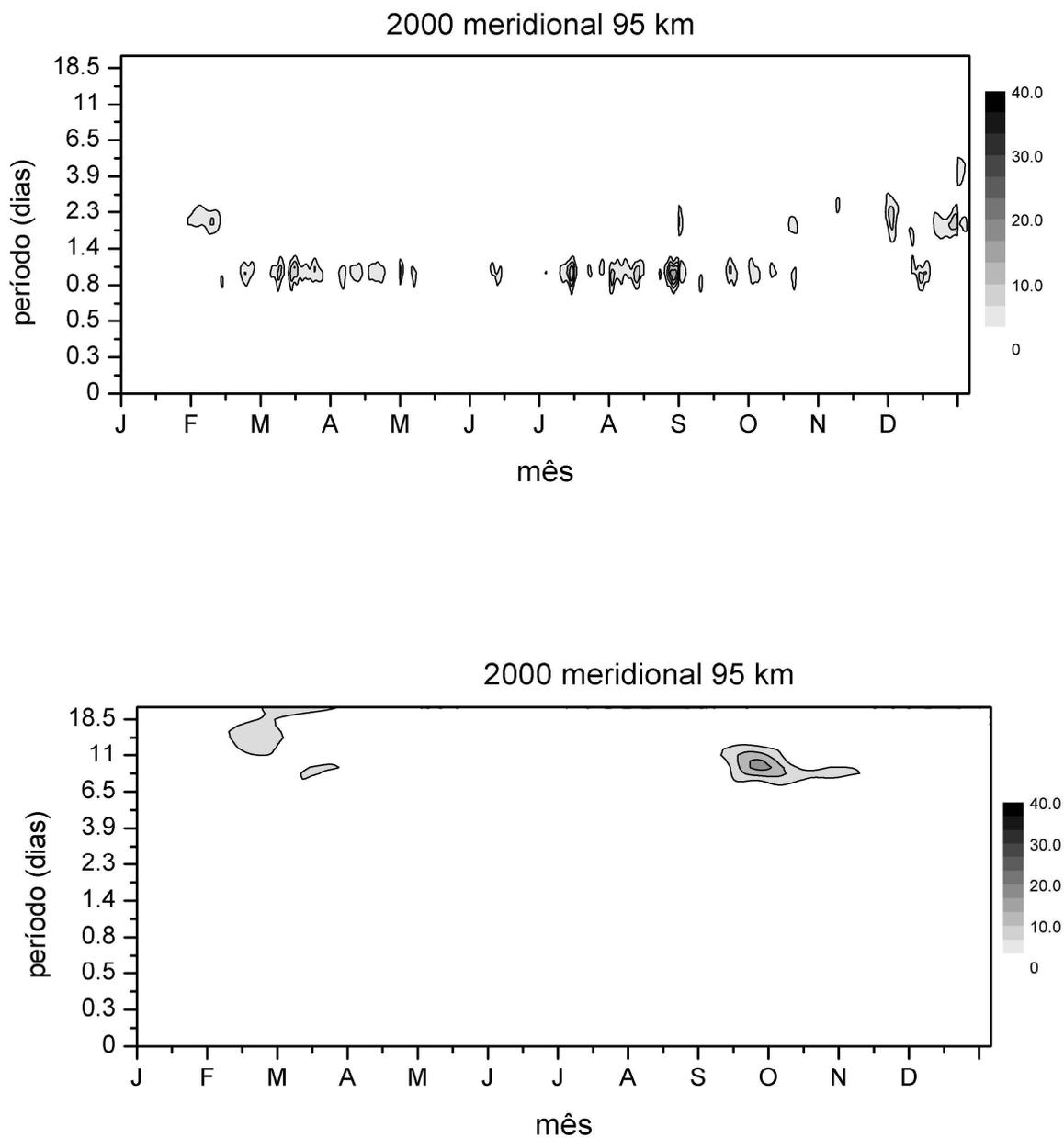


FIGURA 5.40 - Transformadas de ondeletas dos ventos não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2000. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

E as Figuras 5.41 a 5.44 mostram as transformadas de ondeletas dos ventos meridionais não filtrados e amplitudes da maré diurna na camada centrada em 95 km, entre os anos de 2001 e 2004.

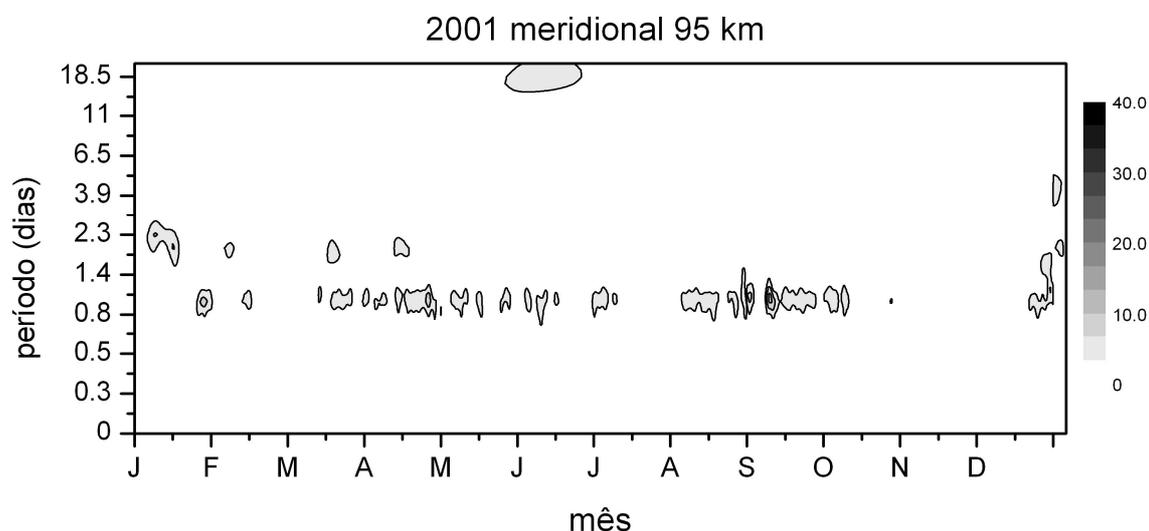


FIGURA 5.41 - Transformada de ondeletas do vento meridional, medido com um intervalo de altura de 10 km, coletado entre janeiro e dezembro de 2001. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

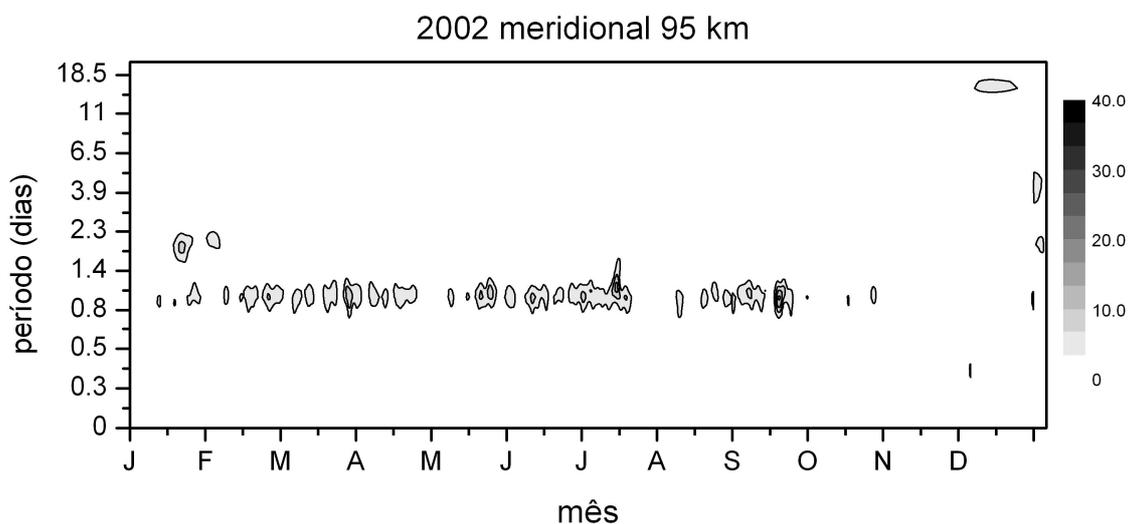


FIGURA 5.42 - Transformada de ondeletas do vento meridional, medido com um intervalo de altura de 10 km, coletado entre janeiro e dezembro de 2002. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

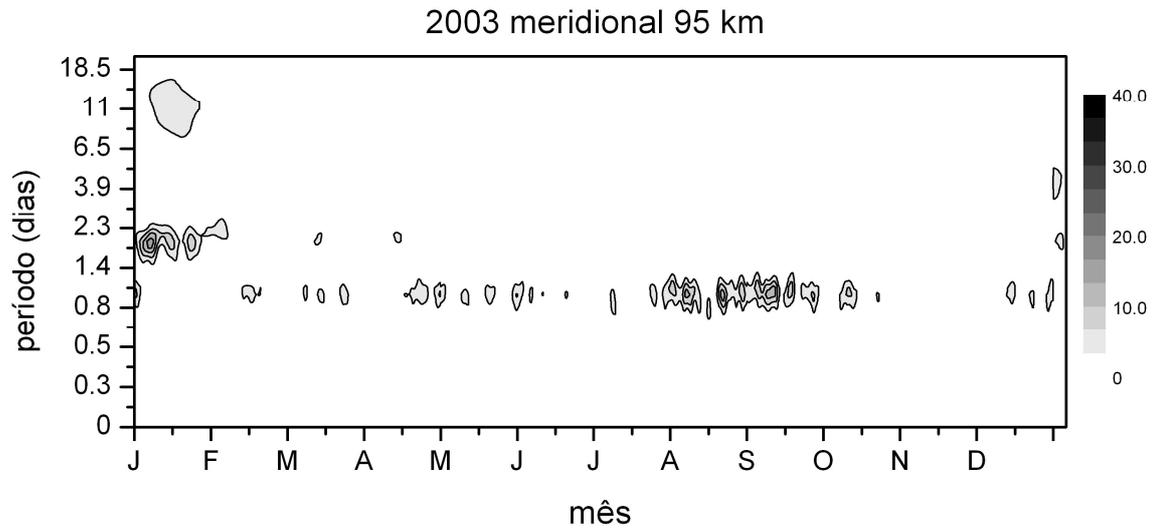


FIGURA 5.43 - Transformada de ondeletas do vento meridional, medido com um intervalo de altura de 10 km, coletado entre janeiro e dezembro de 2003. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

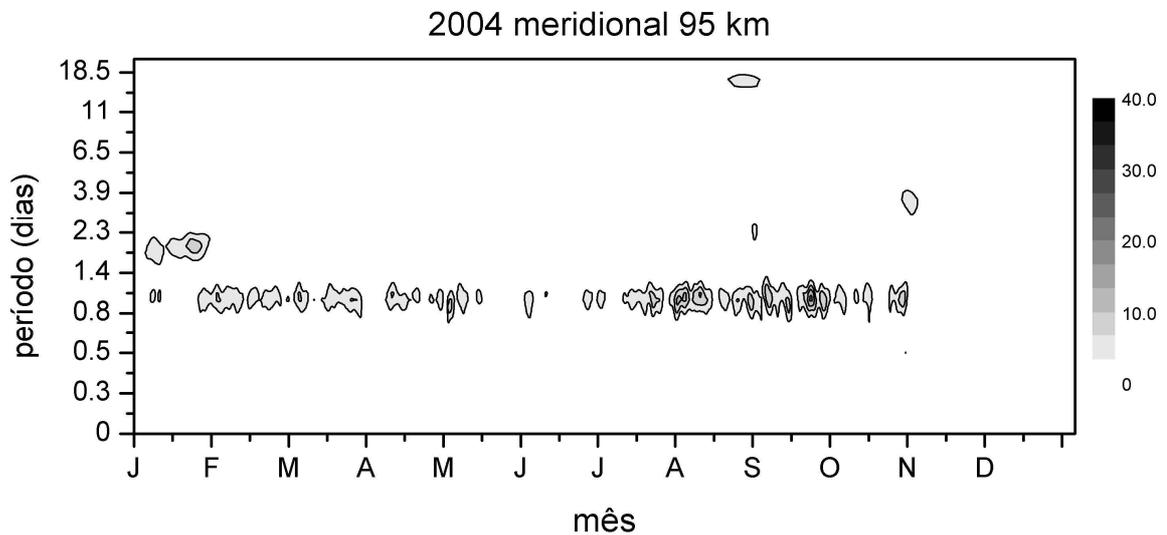


FIGURA 5.44 - Transformada de ondeletas do vento meridional, medido com um intervalo de altura de 10 km, coletado entre janeiro e dezembro de 2004. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

A camada centrada em 95 km também apresenta as mesmas características apresentadas para a camada centrada em 95 km.

A seguir será feita a análise espectral dos ventos meridionais para a detecção de interação não linear entre a maré diurna e as ondas planetárias presentes nestes ventos.

O estudo da interação não linear entre esta componente de ondas planetárias e a maré diurna é feita por periodogramas de Lomb-Scargle e análise bi-espectral. A combinação de resultados pode indicar se os picos presentes nos periodogramas formam um tripleto nos bi-espectros, o que pode ser um indicativo de interação não linear entre ondas.

A Figura 5.45 mostra o periodograma dos ventos meridionais em janeiro de 2000, para a camada de 95 km, e a Figura 5.46 mostra o bi-espectro correspondente a este intervalo.

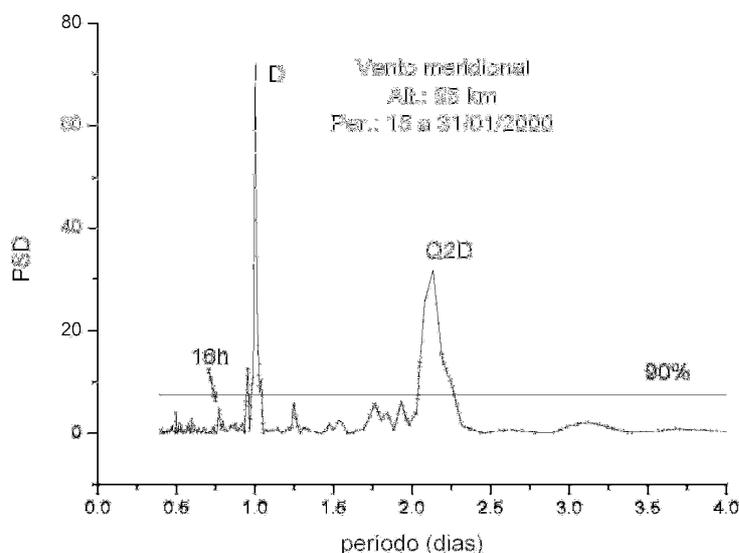


FIGURA 5.45 - Periodograma de Lomb-Scargle dos ventos não filtrados, calculado sobre um segmento de 45 dias de dados com início em janeiro de 2000, na camada de 95 km.

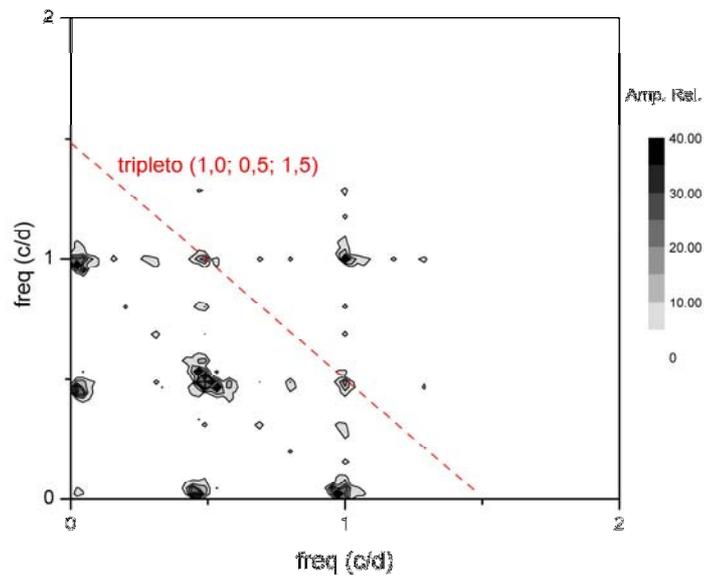


FIGURA 5.46 - Bi-espectro dos ventos não filtrados, calculado sobre um segmento de 45 dias de dados com início em janeiro de 2000, na camada de 95 km.

Para a componente meridional no presente trabalho foram constatadas as ocorrências simultâneas de picos secundários nos periodogramas e nos bi-espectros apenas em janeiro de 2000 e janeiro de 2003, ambas na camada de 95 km.

A próxima seção irá analisar as características do componente meridional do vento, inicialmente através da transformada de ondeleta e posteriormente com o periodograma de Lomb-Scargle e bi-espectro, da mesma forma que foi efetuado para o vento meridional.

5.3.2.2.2 Vento Zonal

Em geral, este componente apresenta amplitudes da maré diurna menores do que as apresentadas na componente meridional, além da presença de ondas de diversos períodos.

As Figuras 5.47 a 5.52 mostram as transformadas de ondeletas dos ventos não filtrados e amplitudes da maré diurna na camada de 85 km, entre anos de 1999 e 2004.

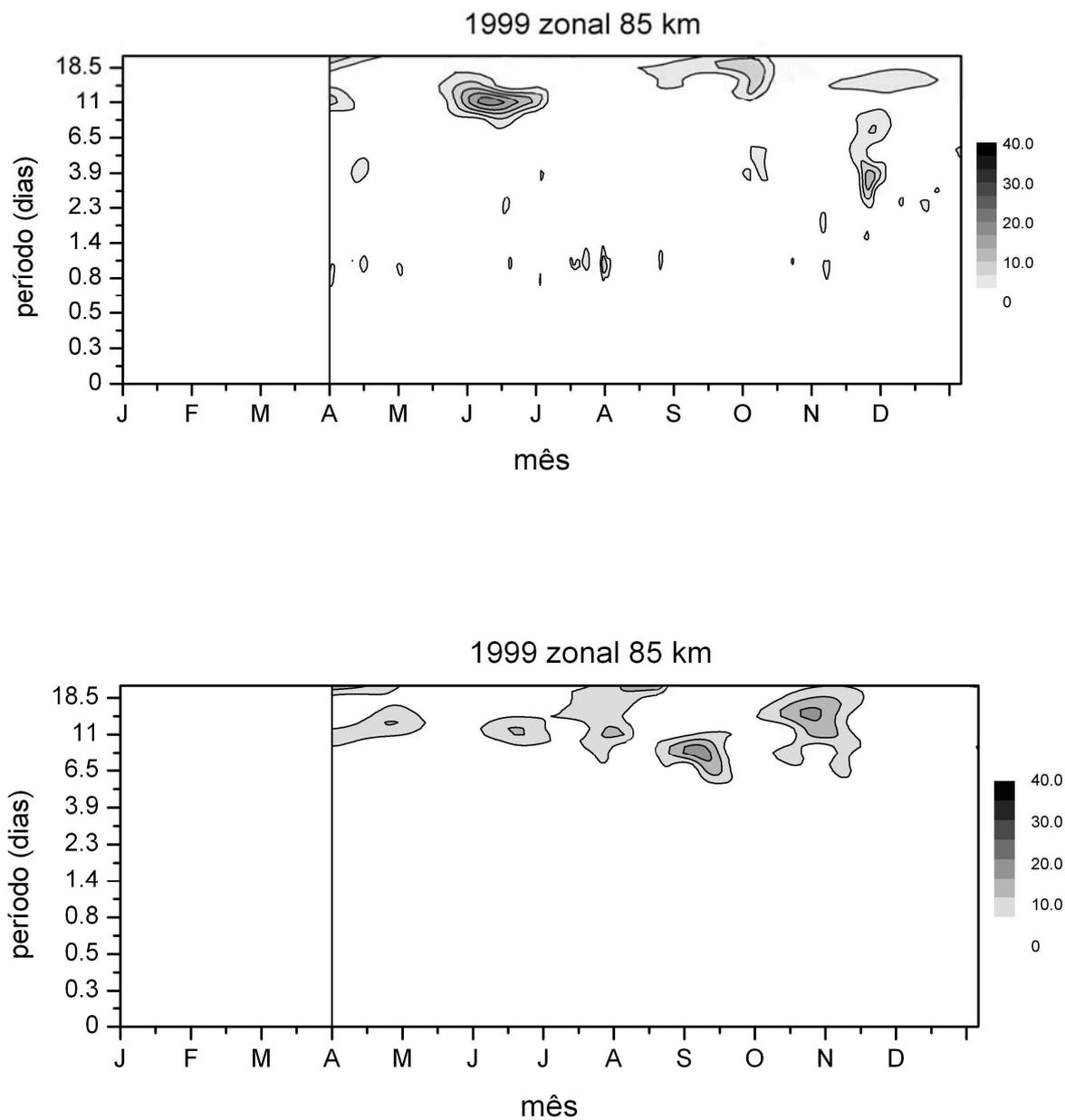


FIGURA 5.47 - Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre abril e dezembro de 1999. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

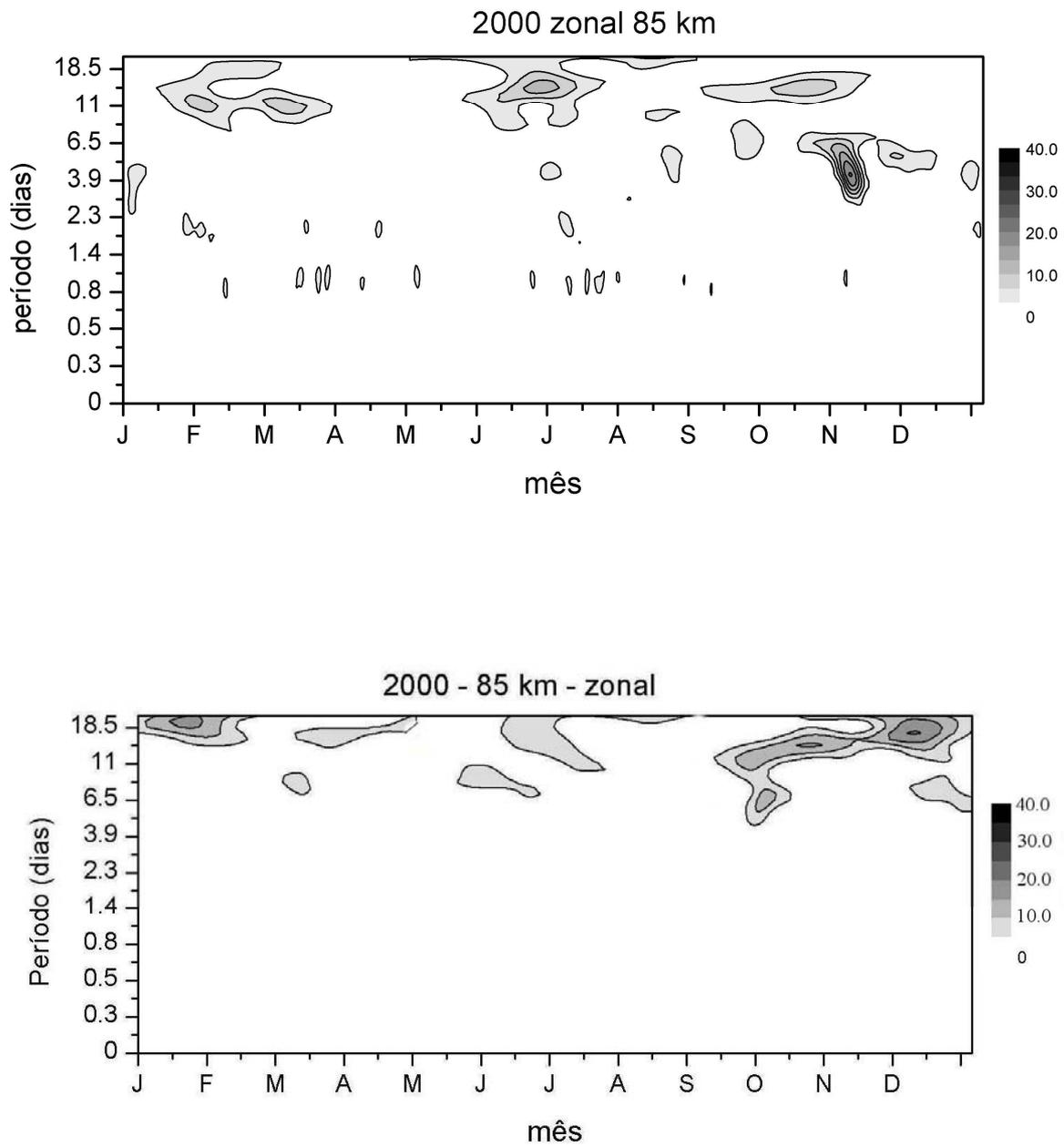


FIGURA 5.48 - Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2000. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

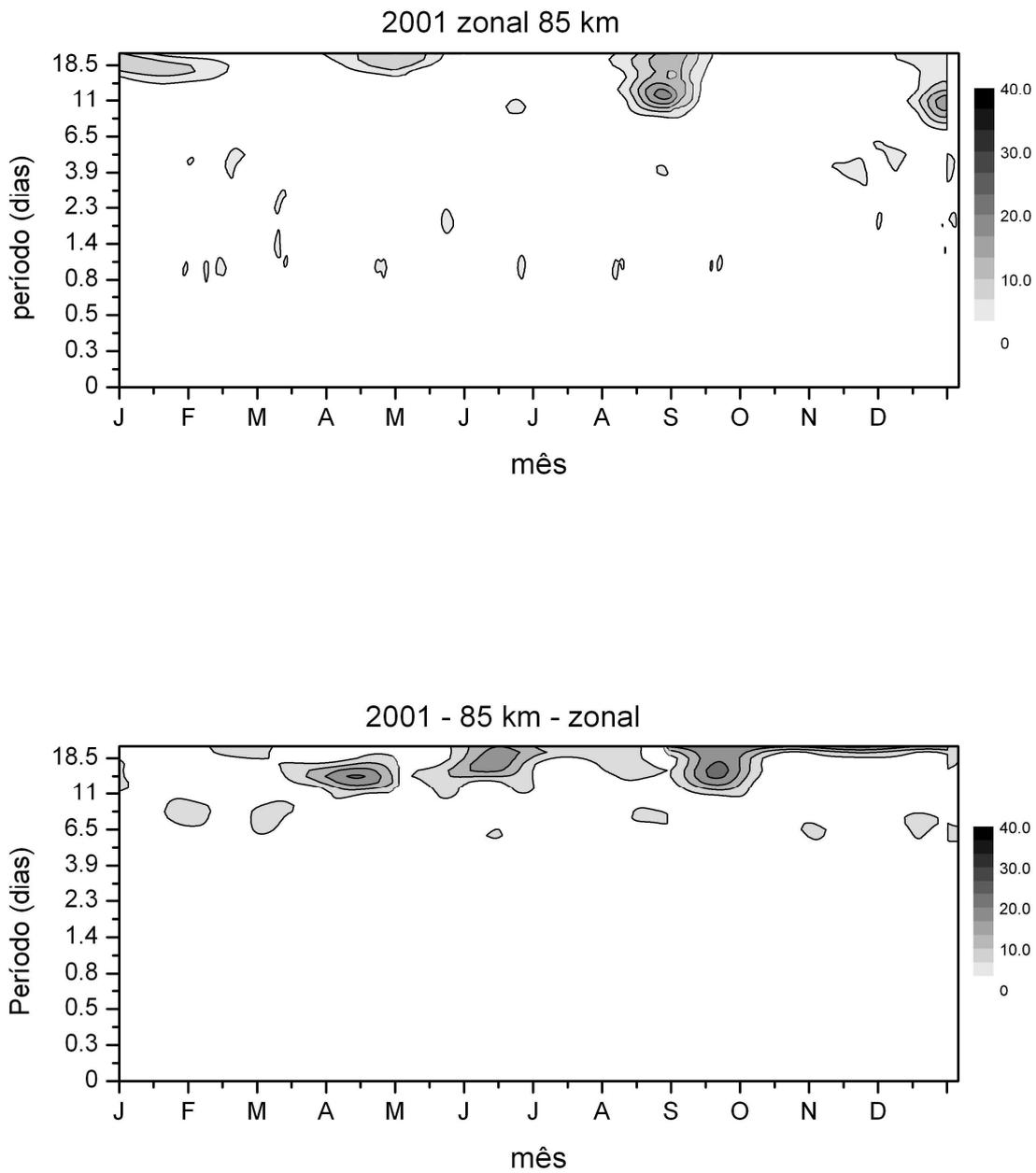


FIGURA 5.49 - Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2001. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

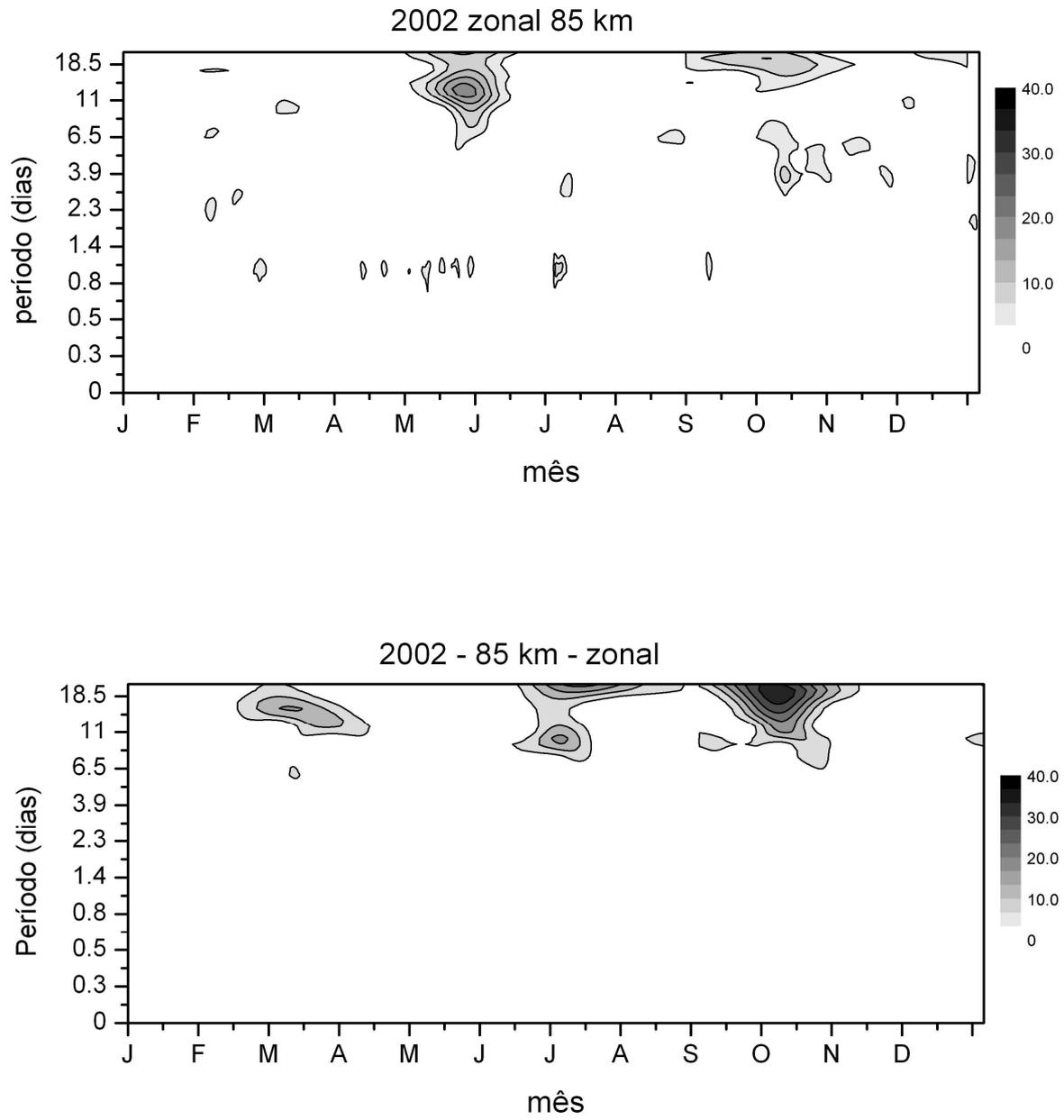


FIGURA 5.50 - Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2002. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

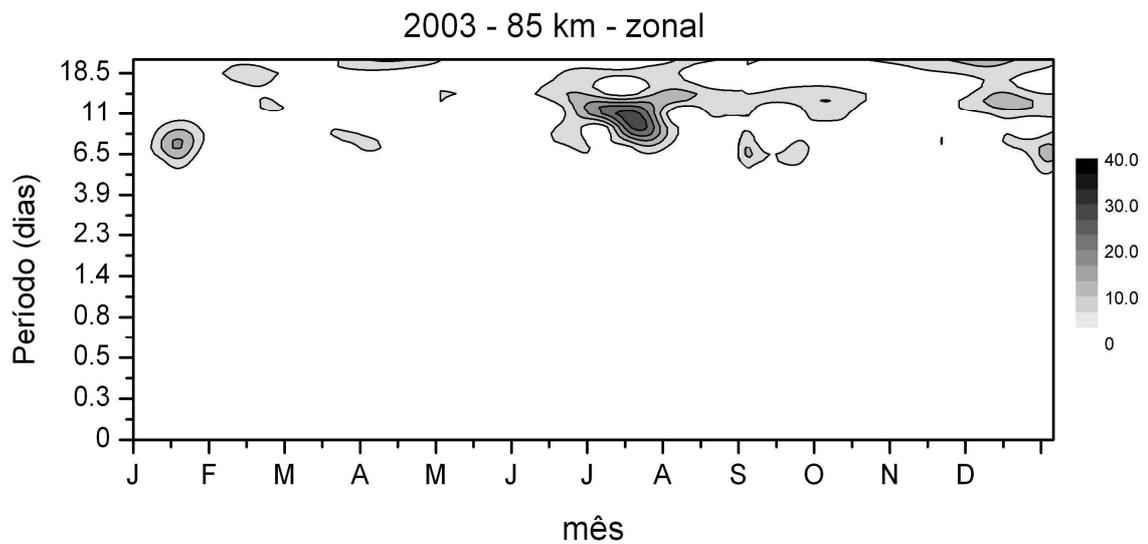
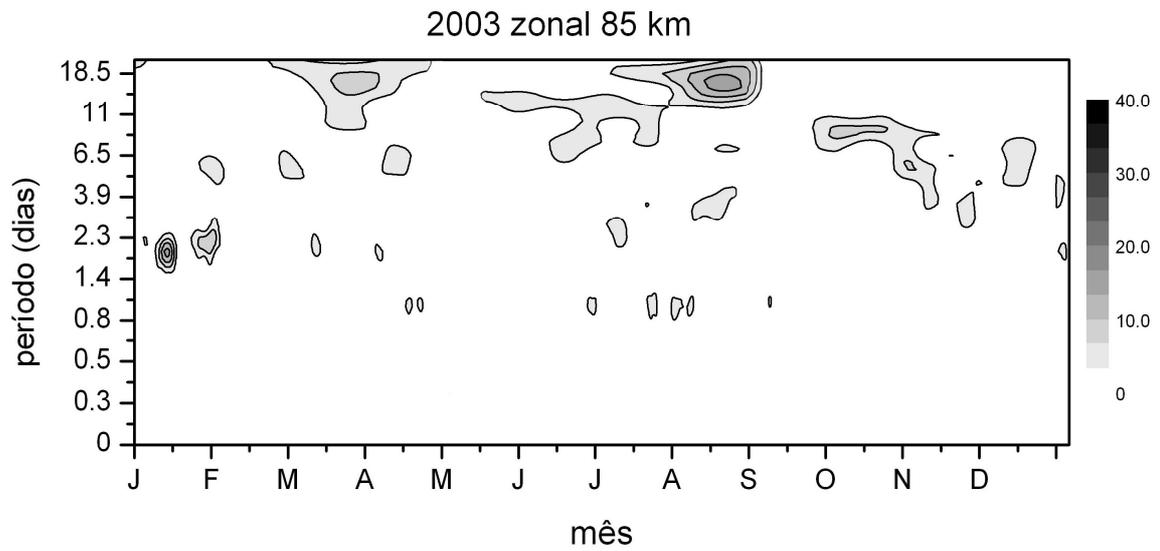


FIGURA 5.51 - Transformadas de ondeletas dos ventos não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2003. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

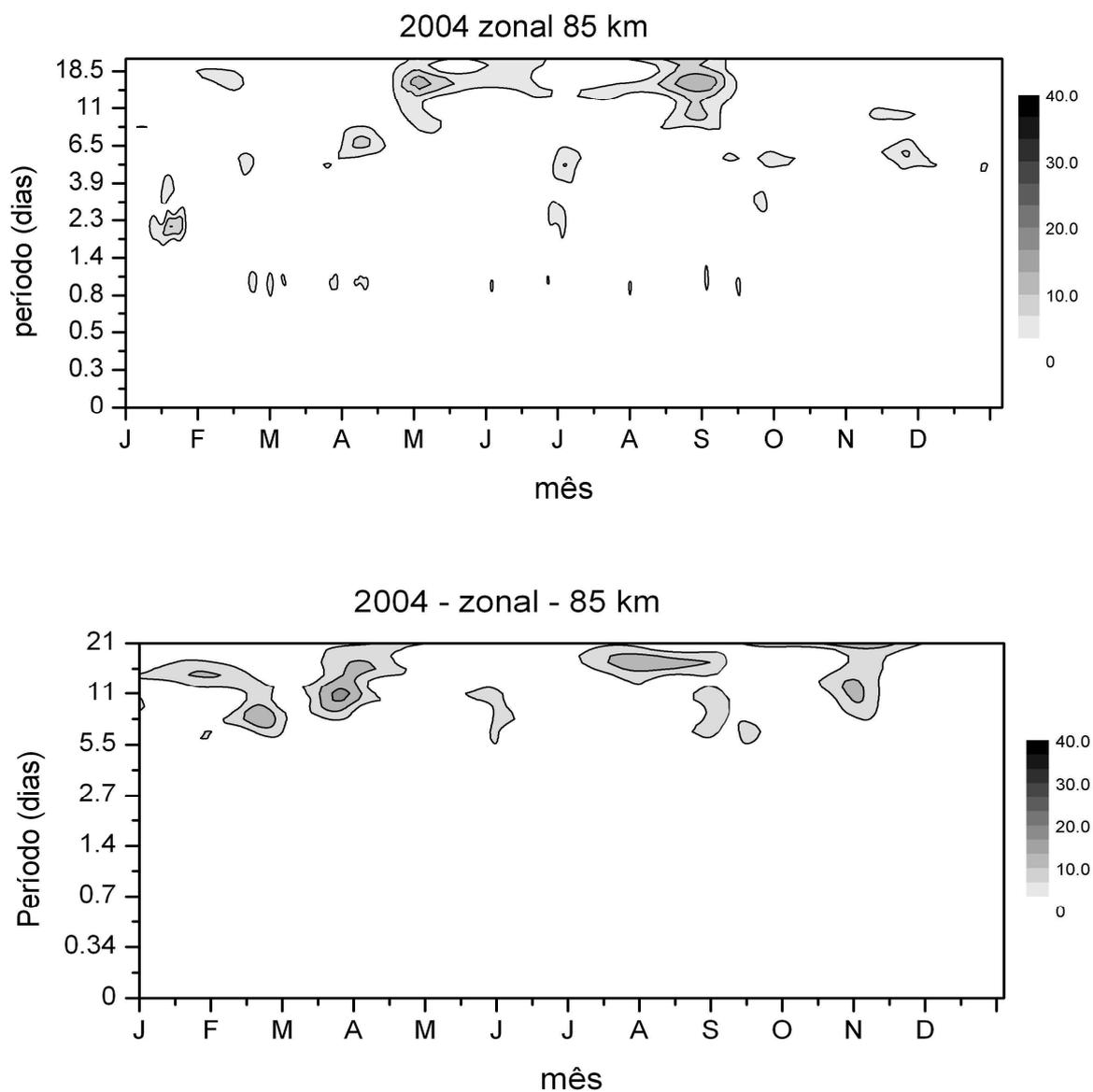


FIGURA 5.52 - Transformadas de ondeletas dos ventos não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2004. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

A análise destas figuras indica que há a presença de ondas de quase dez dias entre junho e julho e entre setembro e outubro, este período é, em geral, consistente com a modulação que aparece nas amplitudes da maré diurna.

As Figuras 5.53 a 5.58 mostram as transformadas de ondeletas dos ventos não filtrados e amplitudes da maré diurna para a camada de 95 km, entre 1999 e 2004.

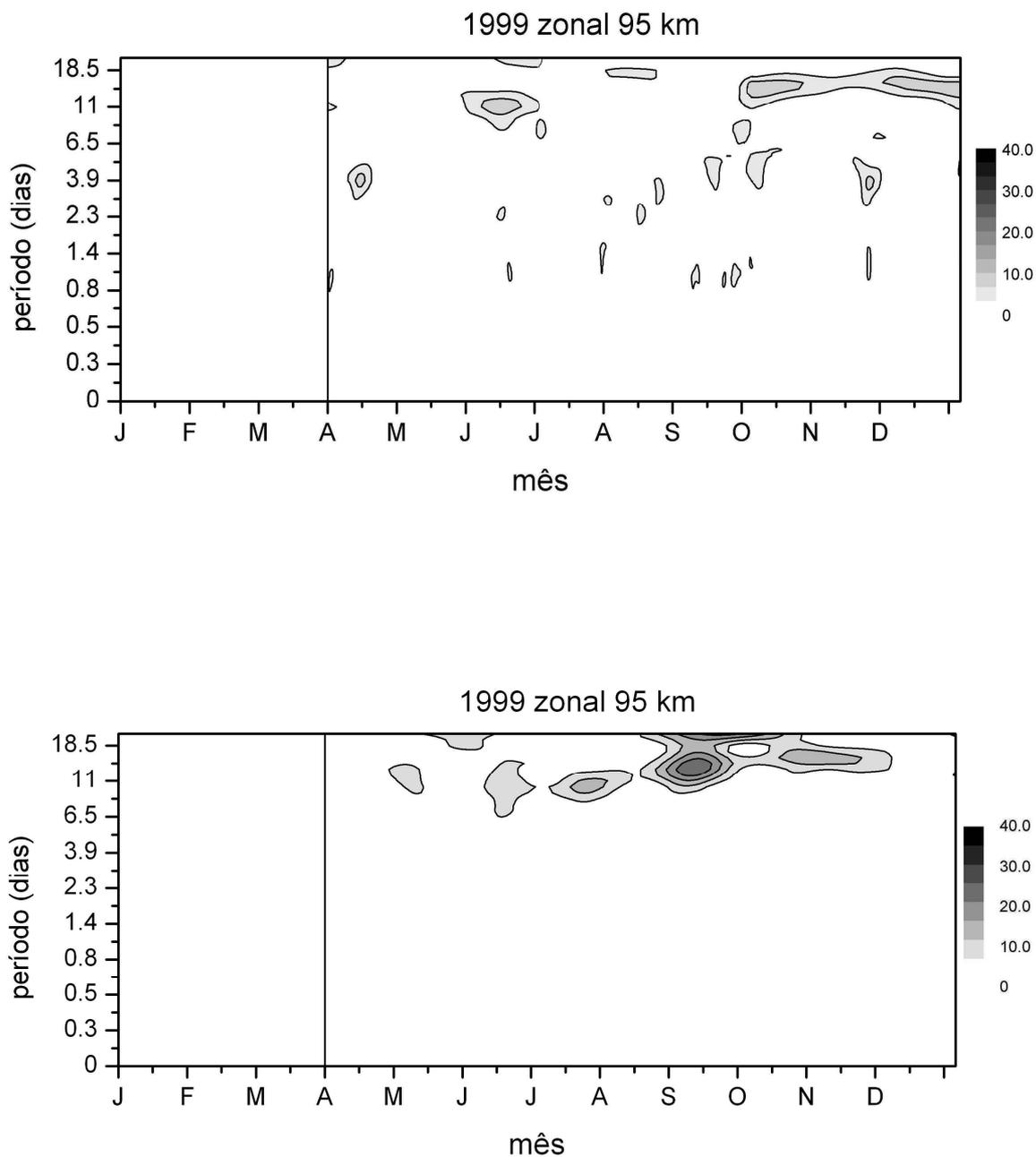


FIGURA 5.53 - Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre abril e dezembro de 1999. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

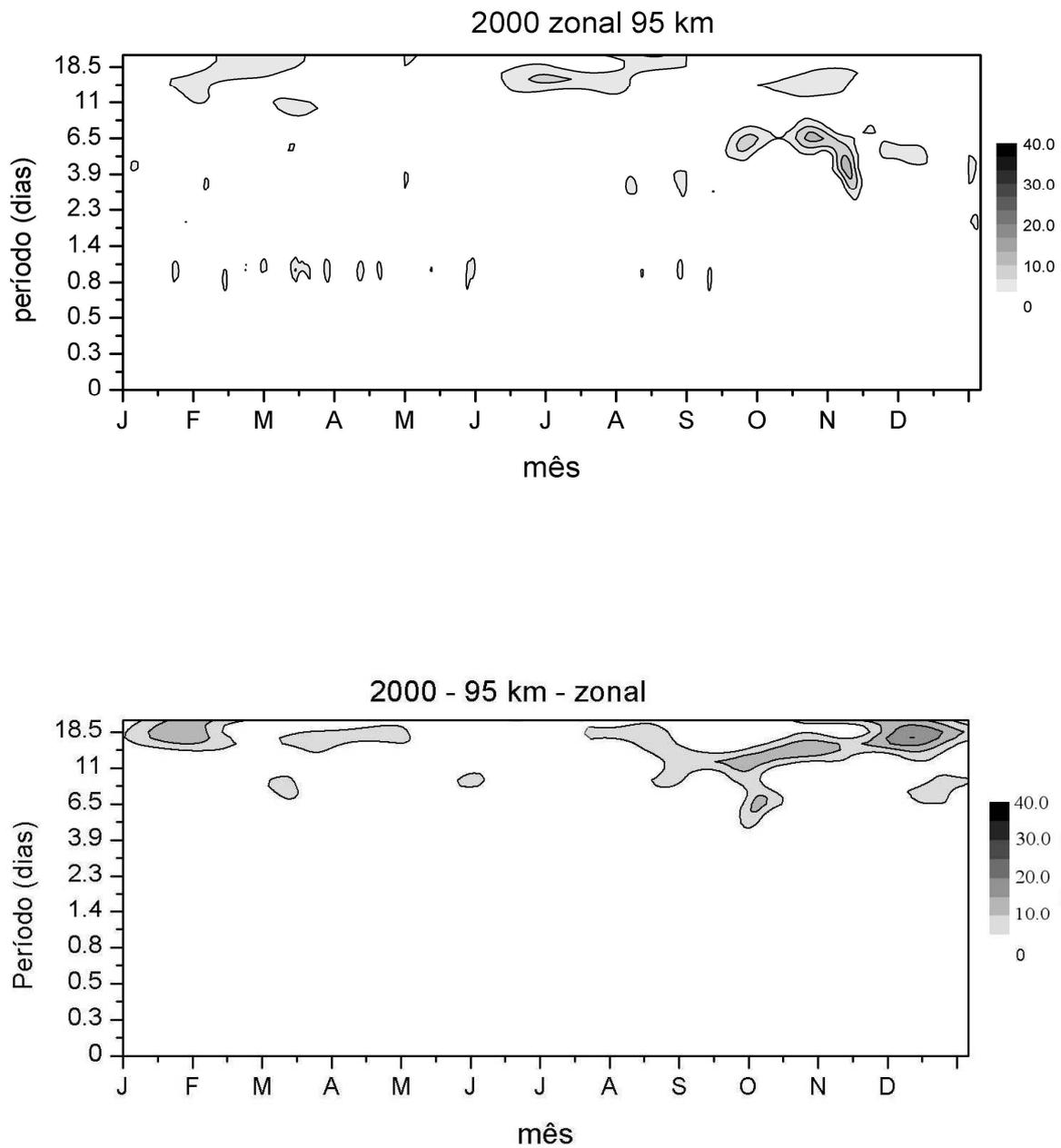


FIGURA 5.54 - Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2000. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

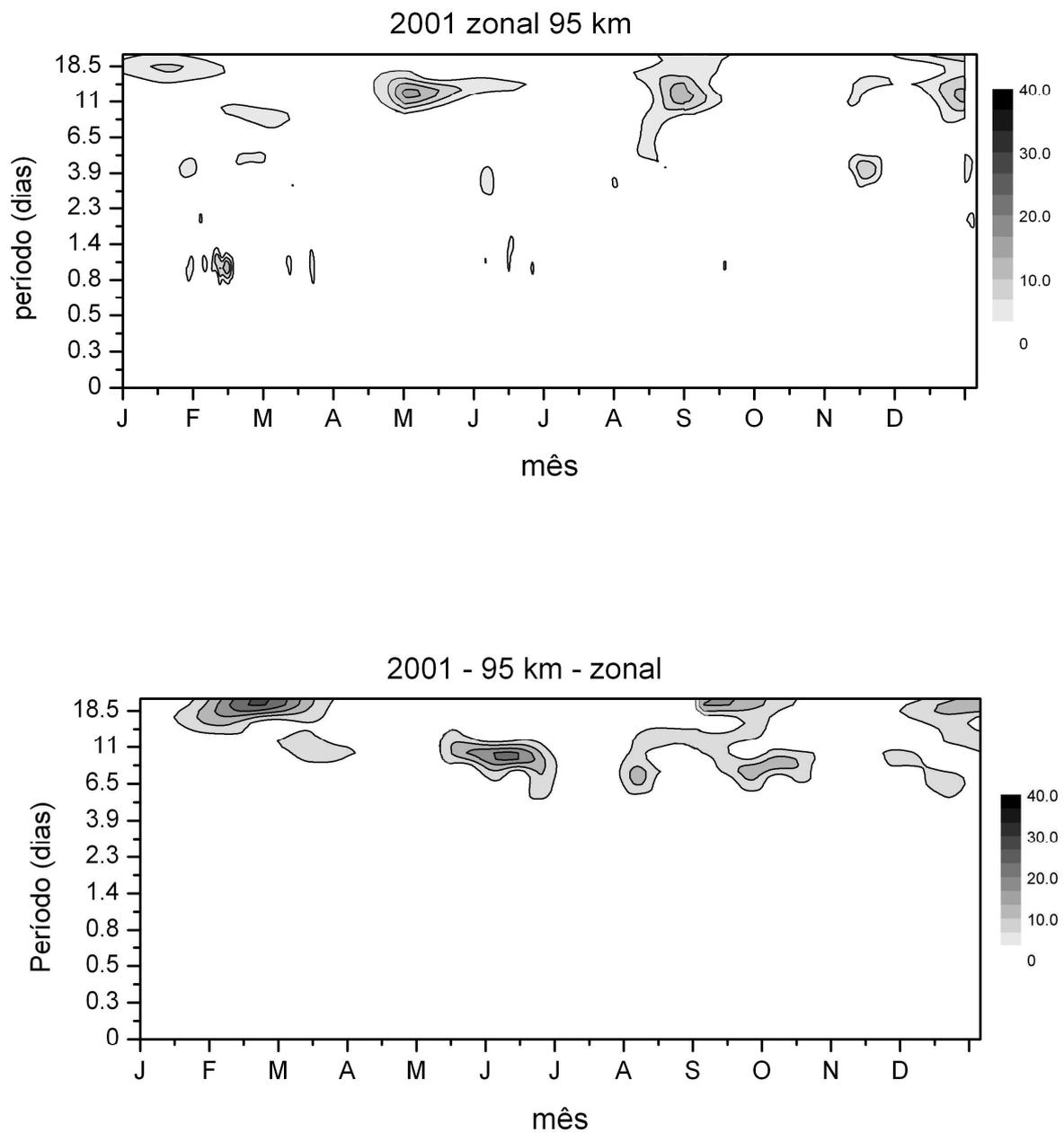


FIGURA 5.55 Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2001. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

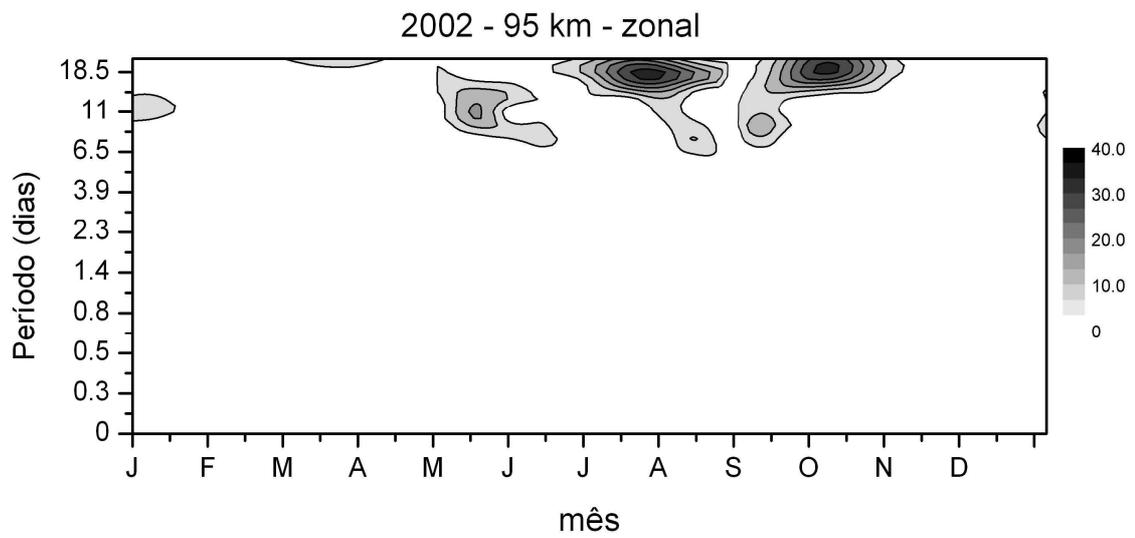
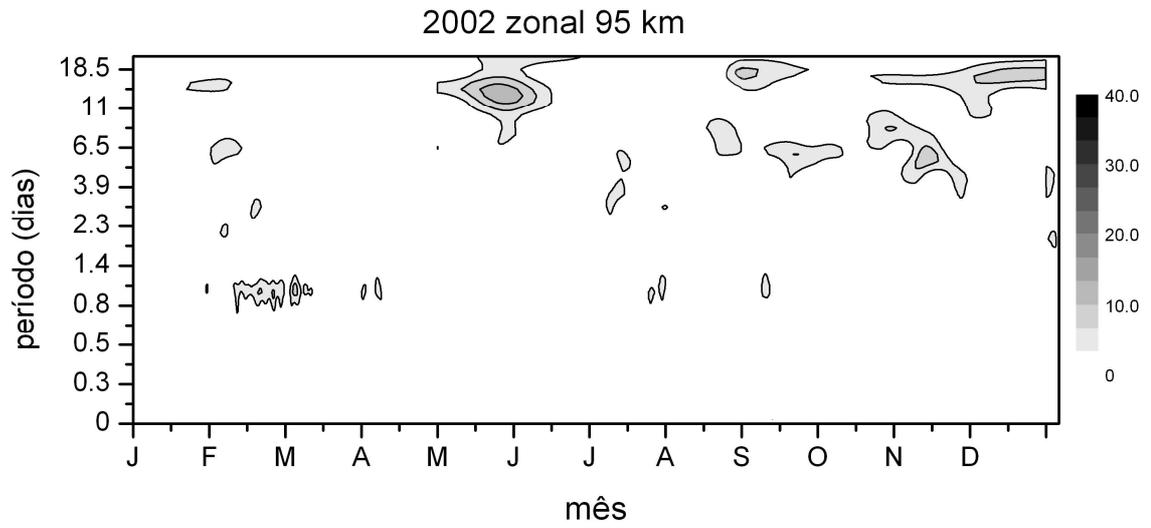


FIGURA 5.56 Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2002. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

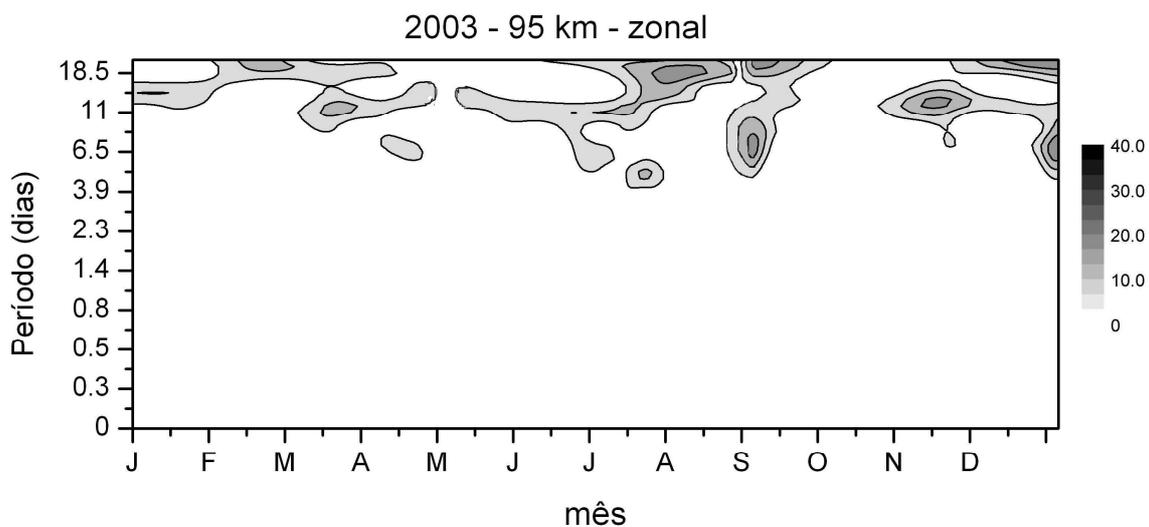
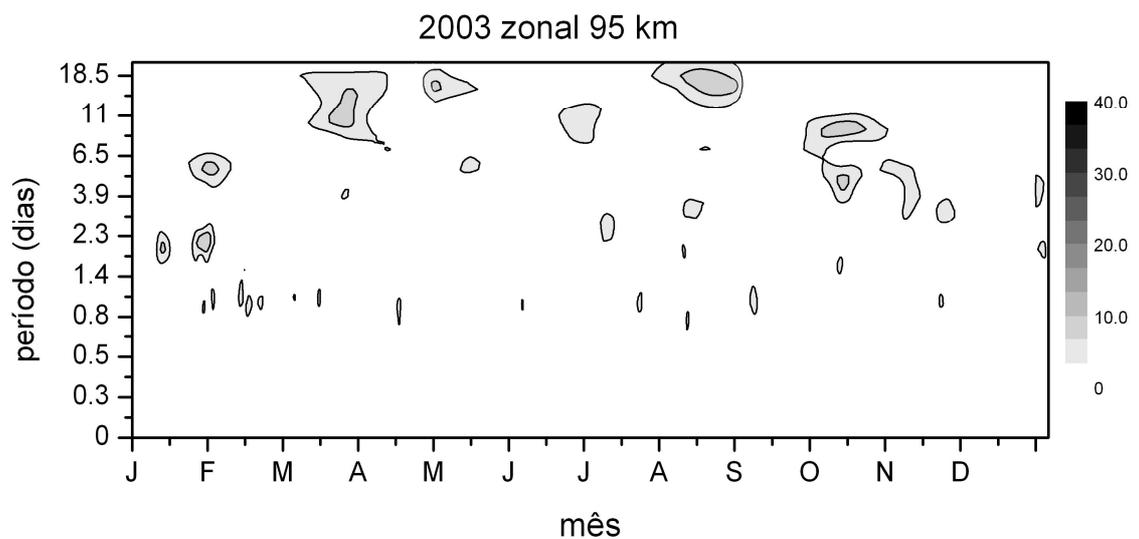


FIGURA 5.57 - Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2003. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

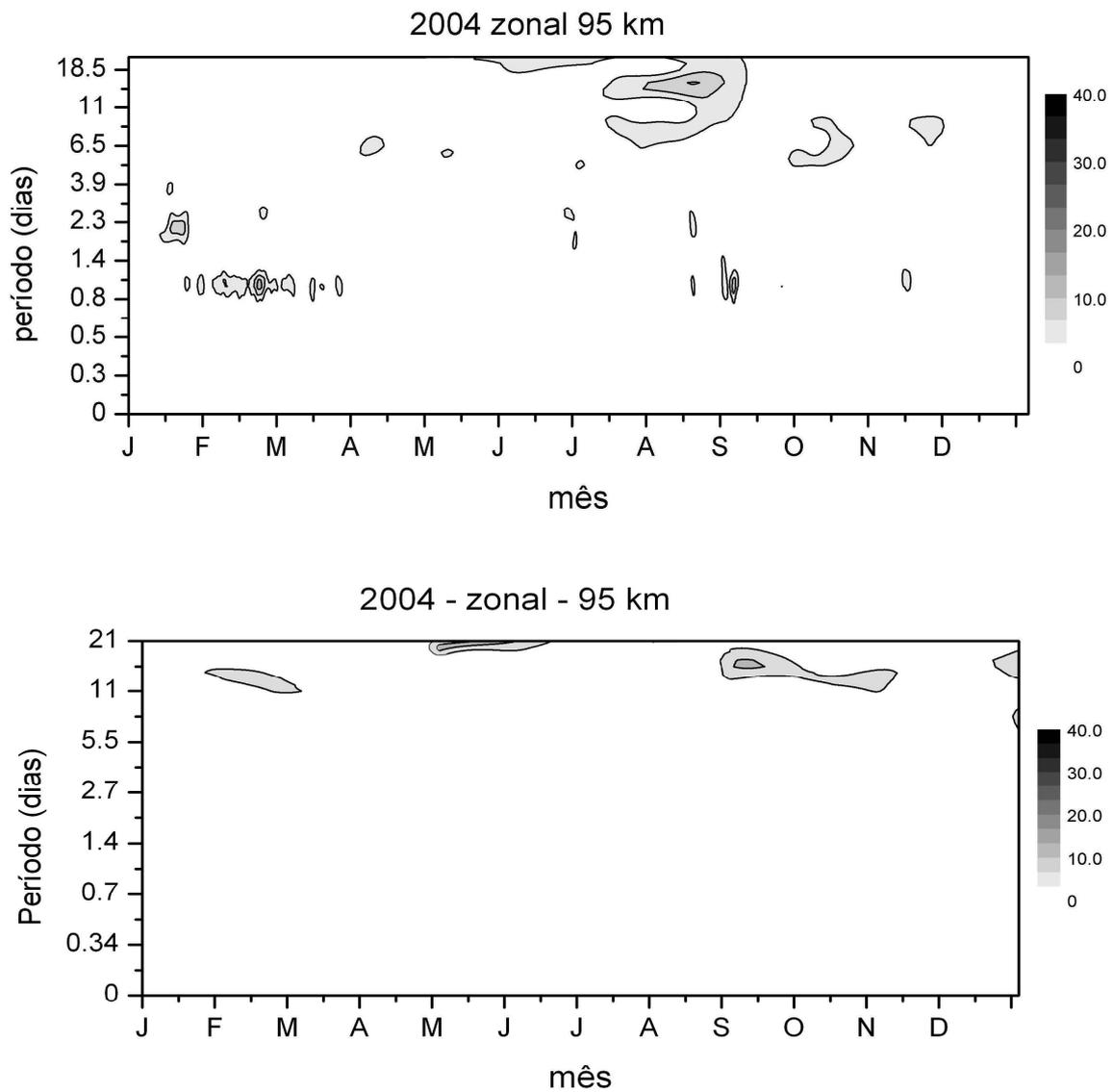


FIGURA 5.58 - Transformadas de ondeletas dos ventos zonais não filtrados (painel superior), e das amplitudes da maré diurna (painel inferior), calculadas entre janeiro e dezembro de 2004. A barra de cores corresponde à potência espectral em m^2/s^2 .

A análise destas figuras indica que há algumas modulações com período de 10 dias na amplitude maré diurna, mas de forma mais dispersiva do que o que foi observado na camada de 85 km.

Oscilações com períodos de 10 dias aparecem regularmente no inverno. Aparecem ondas de 16 dias e 6,5, mas não possuem a regularidade da onda de 10 dias.

A Figura 5.59 mostra o periodograma dos ventos zonais não filtrados em 85 km em uma janela de 45 dias, com início em junho de 1999.

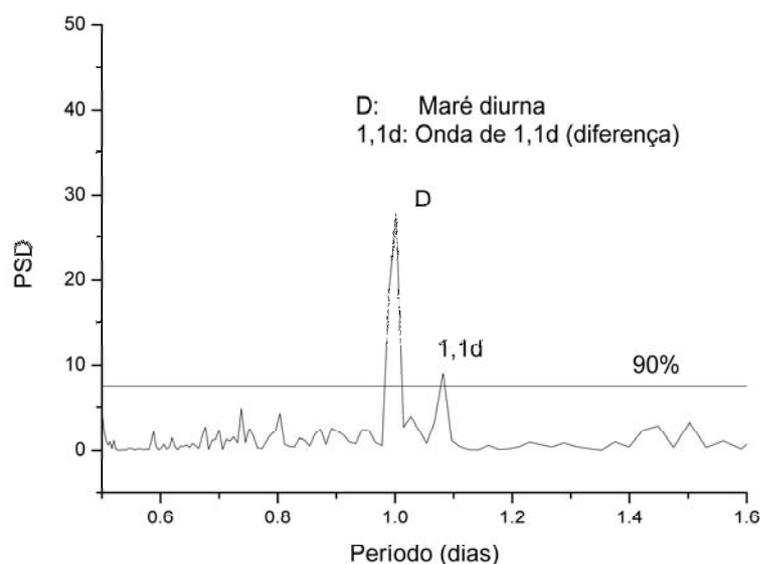


FIGURA 5.59 Periodograma de Lomb-Scargle dos ventos não filtrados em 85 km, calculado sobre um segmento de 45 dias de dados com início em junho de 1999. A linha horizontal representa o nível de confiança de 90%.

A Figura 5.59 mostra a maré diurna, representada pela letra D e um pico secundário de 1,1 dia representando a diferença entre as frequências de 1 dia (maré diurna) e 10 dias (onda planetária).

A Figura 5.60 mostra o correspondente bi-espectro dos ventos não filtrados sobre os segmentos de 45 dias, com início em junho de 1999, para a camada de 85 km.

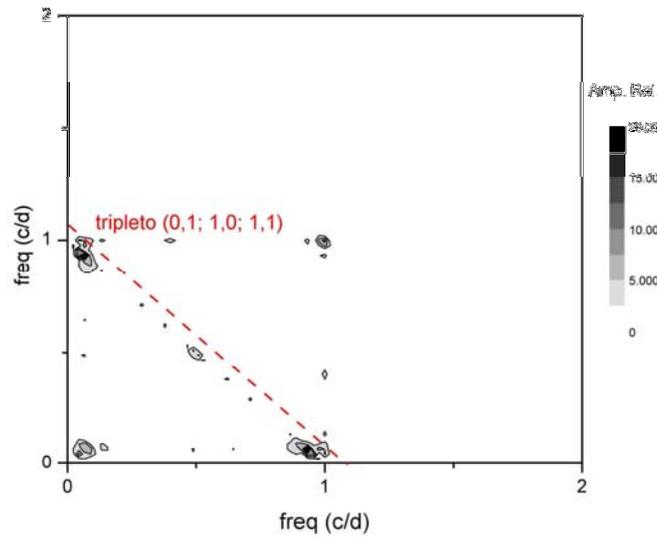


FIGURA 5.60 - Bi-espectro dos ventos não filtrados, calculado sobre um segmento de 45 dias de dados com início em junho de 1999. A barras de cores representa a amplitude relativa em m^2/s^2 .

As Figuras 5.61 e 5.62 mostram o periodograma e a análise bi-espectral dos ventos não filtrados na camada de 95 km durante o ano de 2000.

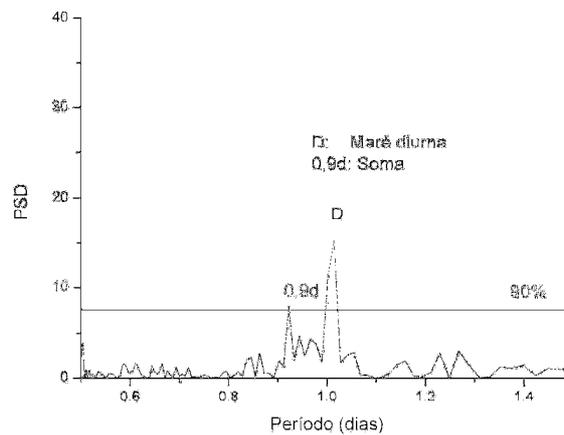


FIGURA 5.61 Periodograma de Lomb-Scargle dos ventos não filtrados, calculado sobre um segmento de 45 dias de dados com início em abril de 2000. A linha horizontal representa o nível de confiança de 90%.

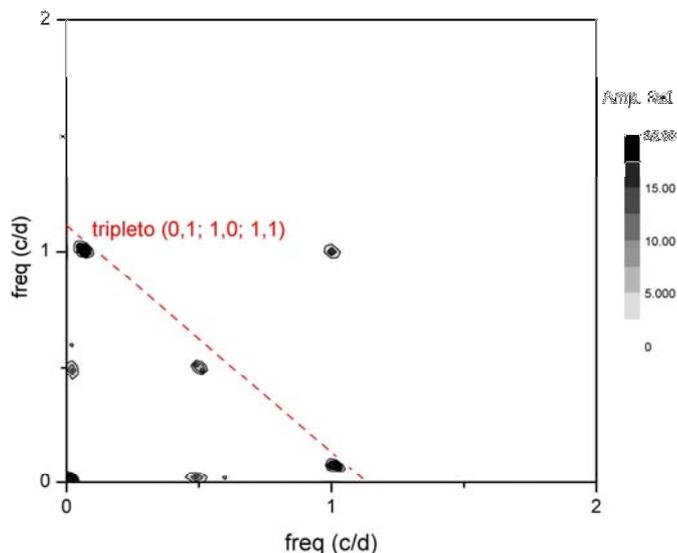


FIGURA 5.62 - Bi-espectro dos ventos não filtrados, calculado sobre um segmento de 45 dias de dados com início em abril de 2000. A barras de cores representa a amplitude relativa em m^2/s^2 .

As Figuras 5.62 e 5.63 mostram que há interação não linear entre a maré diurna e a onda de quase dez dias neste intervalo de 45 dias que se iniciou em março de 2000.

A análise das figuras revela que há um predomínio das oscilações com 10 dias e de forma secundária aparecem ondas de 16 dias e 6,5 dias, esta última por sinal parece ficar confinada entre outubro e novembro e não aparece em todos os anos. A ondas de 10 dias ainda que apresente alguma variabilidade interanual, parece se concentrar basicamente entre junho e agosto, mas aparece de forma mais esporádica em março e outubro.

As Figuras 5.64 e 5.65 mostram os períodos em que ocorreram interações não lineares entre a maré diurna e ondas planetárias, nas camadas centradas em 85 km e 95 km, respectivamente.

Esta distribuição leva em conta os picos nos periodogramas e bi-espectros que foram compatíveis com os intervalos de tempo apresentados pelas transformadas de ondeletas.

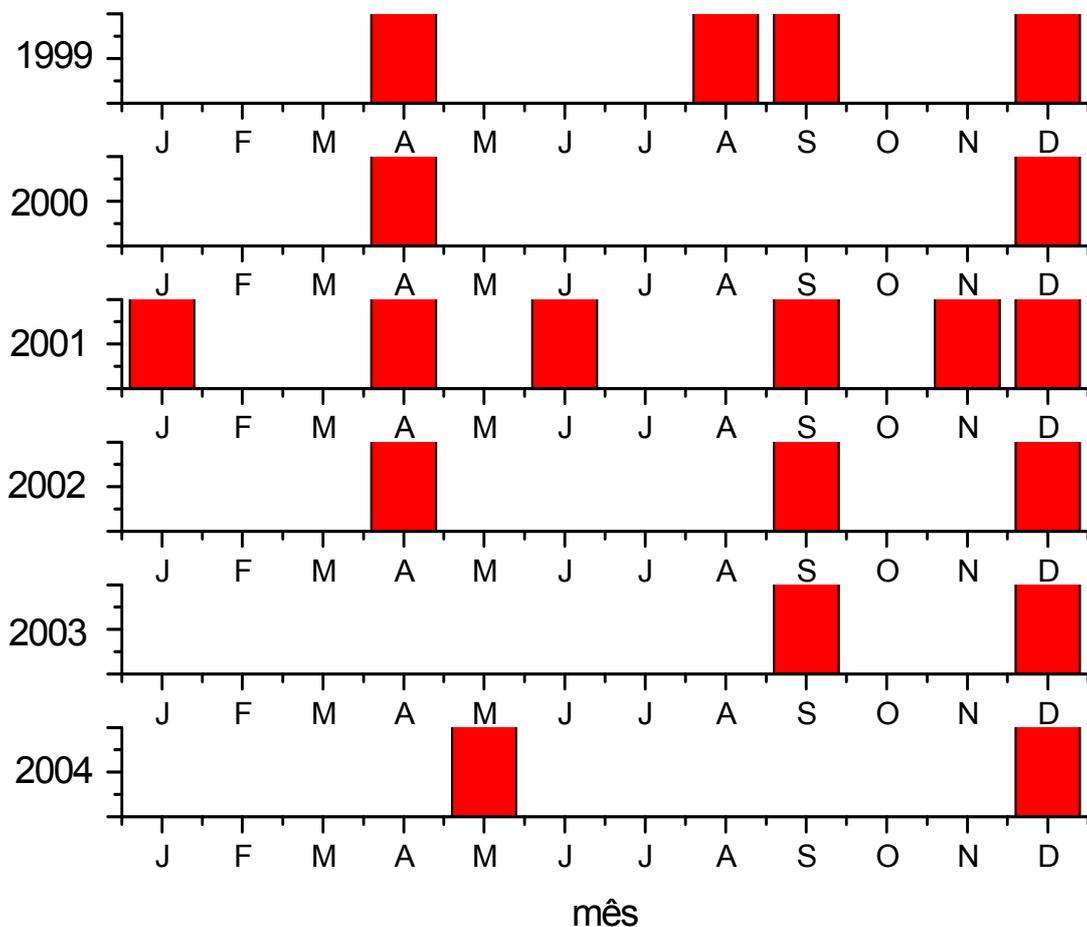


FIGURA 5.63 - Épocas em que interações não-lineares entre a maré diurna e a onda de quase dez dias são observadas nos periodogramas e bi-espectros sobre a camada centrada em 85 km.

A Figura 5.63 mostra que as interações ocorrem preferencialmente em junho, e de forma mais esporádica em outros meses, como abril, julho, agosto, outubro e novembro.

Estes resultados são bastante consistentes com aqueles observados nos espectros de ventos e amplitude da maré, calculados por transformadas de ondeletas. Desta forma pode-se afirmar, pelo menos para estes períodos, que a variabilidade da maré pode ser

influenciada pela ação de ondas planetárias, particularmente pela onda de quase dez dias.

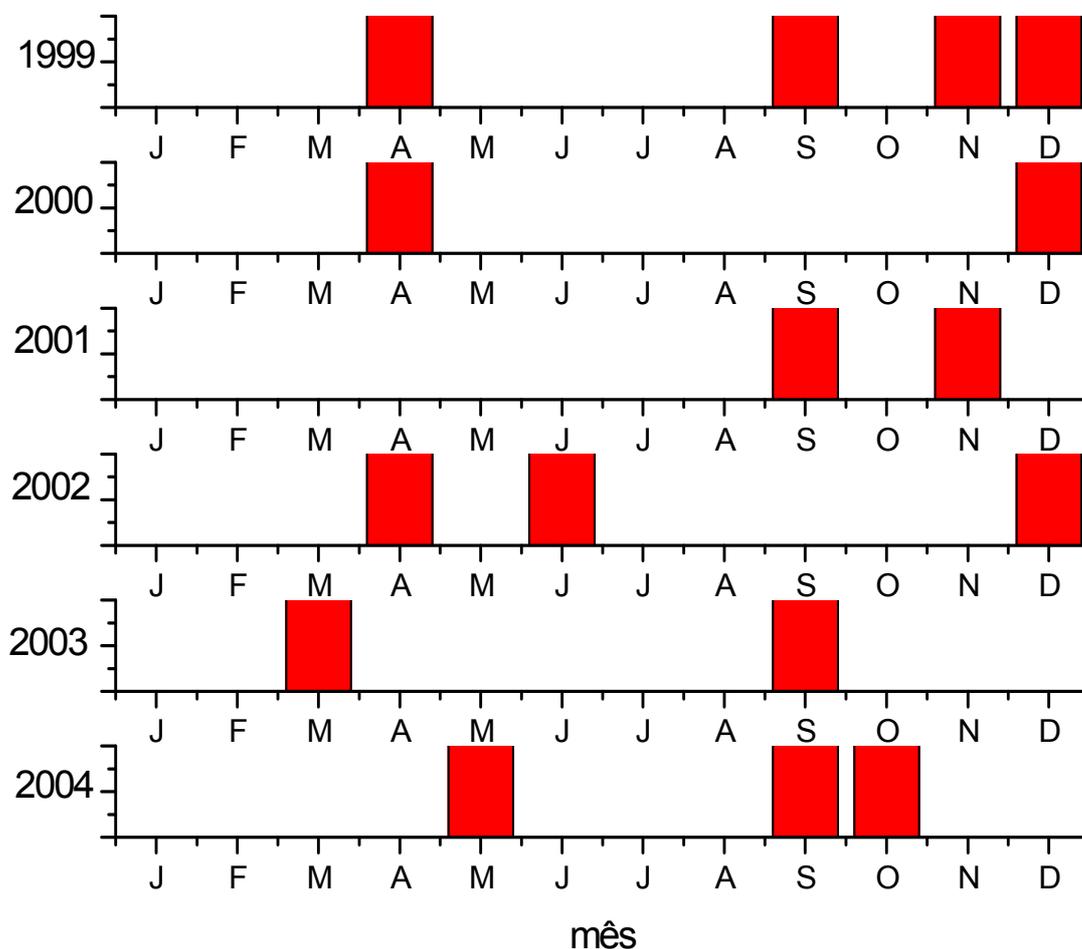


FIGURA 5.64 - Épocas em que interações não-lineares entre a maré diurna e a onda de quase dez dias são observadas nos periodogramas e bi-espectros sobre a camada centrada em 95 km.

A Figura 5.64 mostra que as interações nesta camada ocorrem de forma mais dispersiva, mas tem maior regularidade em torno dos meses de equinócio. Isto indica que o mecanismo de interação não linear entre a maré diurna e a onda de quase dez dias contribui para a variabilidade da maré nestas épocas.

5.3.3 Influência das Tempestades Geomagnéticas

A princípio, o aumento de precipitação de partículas na atmosfera poderia perturbar, por exemplo, a distribuição de ozônio na estratosfera, e sendo este uma fonte geradora de marés migrantes poderia produzir alguma variabilidade nesta última. Além disso, esta mesma precipitação poderia perturbar as camadas superiores da atmosfera e esta poderia se propagar para baixo e atingir a mesosfera.

Os estudos feitos sobre os efeitos de tais tempestades sobre a dinâmica da mesosfera ainda são raros e pouco conclusivos. Neste trabalho, serão comparados os dados de vento com os períodos em que ocorreram tempestades geomagnéticas fortes, em busca de possíveis efeitos que os ventos sobre a latitude de Cachoeira Paulista possam ter sofrido.

Comparando os valores médios dos ventos sobre Cachoeira Paulista nas épocas de perturbação geomagnética, medidos por um índice DST, com os períodos adjacentes, sem perturbação, pode-se ter uma idéia de possíveis alterações nas amplitudes dos componentes destas marés.

Para esta verificação foi utilizado o método das épocas superpostas, descrito no Capítulo 2. Foi calculada uma média total nos períodos onde ocorreram todas as perturbações mais fortes, ou seja em abril e julho de 2000, novembro de 2001, outubro e novembro de 2003 e novembro de 2004.

A média superposta destes eventos foi representada em um único gráfico, onde a hora do início súbito da tempestade foi escolhida como o dia chave e nomeado de dia zero. Para a comparação, foi escolhido um dia antes (dia -1) e três dias depois (dias 1, 2 e 3).

As Figuras 5.65 e 5.66 mostram a comparação dos valores médios de vento para os componentes zonais e meridionais da maré diurna, respectivamente.

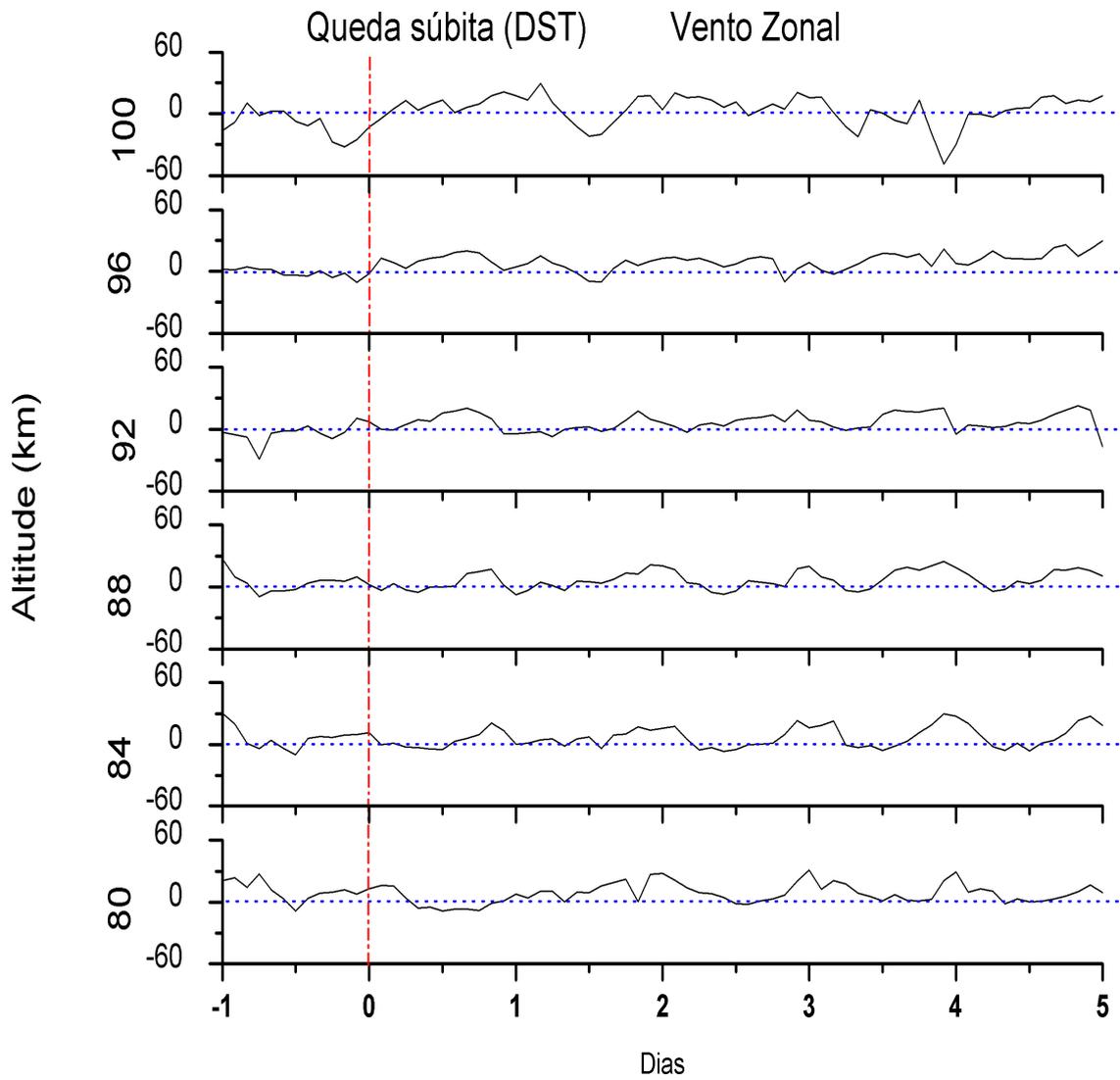


FIGURA 5.65- Comparação das médias superpostas das velocidades do vento zonal e o índice DST médio de cinco eventos de tempestade geomagnética. A hora zero representa a hora chave.

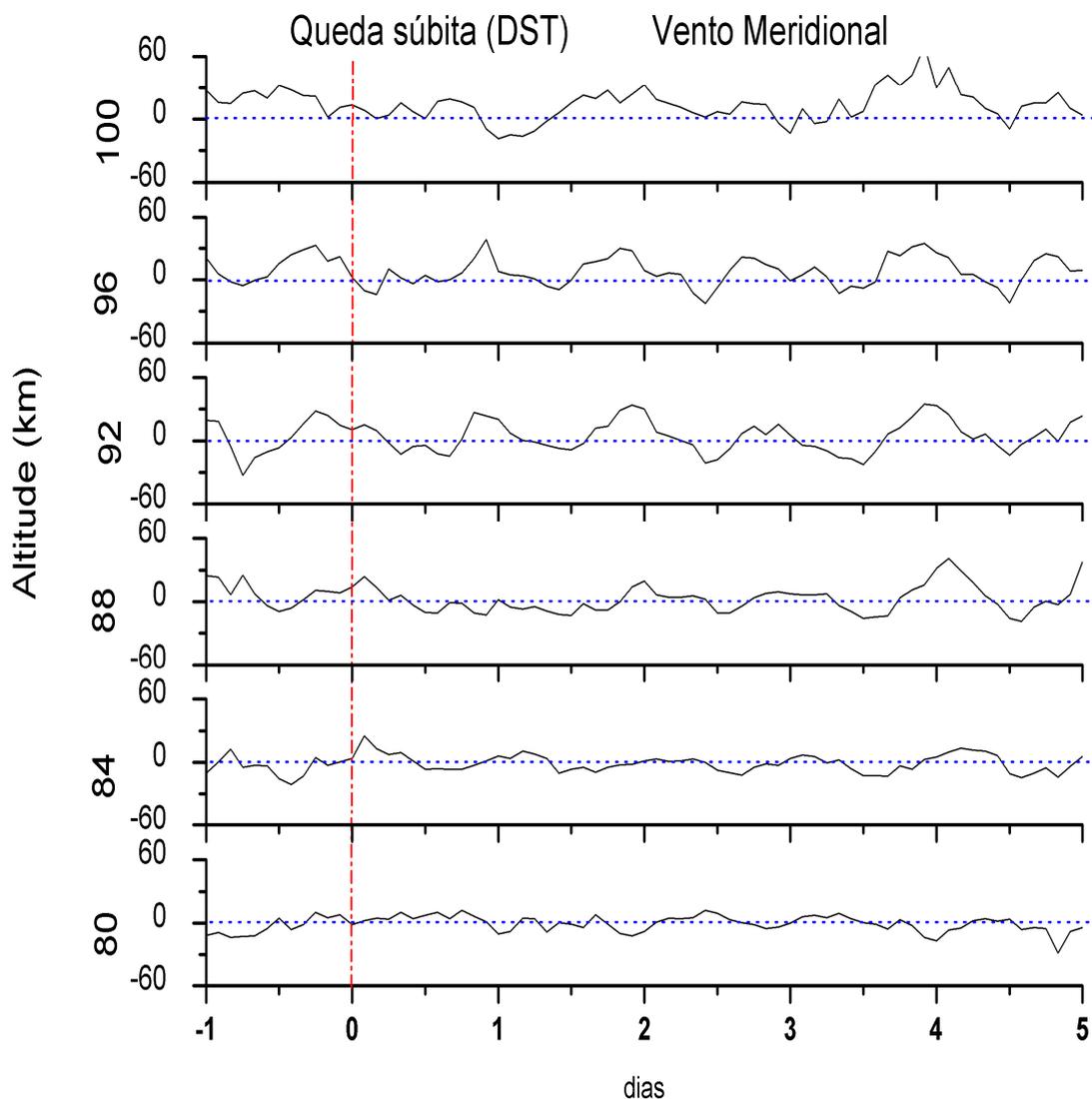


FIGURA 5.66 - Comparação das médias superpostas das velocidades do vento meridional e o índice DST médio de cinco eventos de tempestade geomagnética. A hora zero representa a hora chave.

A análise das figuras parece indicar que não há evidências de alterações significativas nos valores médios do vento, nem na componente zonal, nem na meridional. Desta forma, a princípio, as tempestades geomagnéticas, ou tem seus efeitos mascarados por outros eventos dinâmicos da atmosfera, ou não tem influência significativa sobre os ventos neutros.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÃO

Em 2002, este autor apresentou a dissertação de mestrado onde foi estudada a climatologia dos ventos médios e marés atmosféricas na região MLT sobre Cachoeira Paulista (22,7°S; 45°O). Naquela ocasião, foram usados dois anos de dados de vento do radar meteorológico SkiYmet que fora instalado em março de 1999. Este radar oferece uma colaboração importante para o estudo desta região atmosférica, pois praticamente não há medidas de ventos nas latitudes semelhantes à de Cachoeira Paulista. Neste sentido, esta tese complementa aquele estudo, e além de revisar os estudos do comportamento sazonal da maré diurna, também introduz a análise do comportamento da maré diurna em períodos mais curtos, através do estudo da variabilidade dia-a-dia da maré diurna, que é predominante no campo de vento, e suas causas mais prováveis.

O presente trabalho analisa alguns tipos de mecanismos de variabilidade da maré diurna como, as atividades de ondas de gravidade, as interações não-lineares entre a maré diurna e a maré semidiurna. A interação não linear entre a maré diurna e as ondas planetárias, além da influência de tempestades geomagnéticas sobre a maré diurna.

Atualmente, os níveis de compreensão dos mecanismos que produzem a variabilidade de período longo e de período curto da maré são diferentes. Enquanto a variabilidade sazonal da maré diurna já é bem conhecida, através de modelos e observações, os estudos da variabilidade dia-a-dia desta componente são escassos e os seus mecanismos produtores ainda não são plenamente definidos.

Neste trabalho, os resultados para a variabilidade sazonal se mostram consistentes com o previsto pelos modelos, indicando, por exemplo, a forte influência da deposição de momento por ondas de gravidade na variabilidade da maré migrante, introduzindo-lhe um caráter semianual, com máximos de amplitude nos equinócios.

No caso da variabilidade dia-a-dia, verifica-se que não há o predomínio de um tipo de mecanismo, como por exemplo, a deposição de momento no fluxo de vento por ondas

de gravidade, pois os resultados mostram coeficientes de correlação entre a amplitude da maré e a raiz quadrada da variância dos ventos mais baixos do que os observados na variabilidade sazonal. Apesar de baixos, possuem níveis de confiança altos, particularmente na componente meridional, e desta forma, também podem colaborar com a variabilidade dia-a-dia da amplitude da maré diurna.

As interações não-lineares entre a maré diurna e semidiurna, quando ocorrem, produzem duas ondas secundárias uma maré diurna e uma maré terdiurna. O modelo de Smith e Ortland (2001) mostra que este mecanismo é mais importante para produzir a maré terdiurna em latitudes baixas do que a excitação solar direta, que se mostra importante em latitudes médias e altas. Em Cachoeira Paulista, esta maré aparece muito fraca, porém, mostra uma distribuição sazonal nas amplitudes características, com picos próximos aos equinócios, tal qual a maré diurna, indicando que pode haver um reforço na amplitude da maré diurna primária pela maré diurna secundária presente nesta interação não linear. Os periodogramas e análises bi-espectrais mostram que há indícios maiores de interação não linear entre as componentes de marés nas camadas centradas em 85 km, na componente meridional. As simulações mostram que esta interação é importante para a variabilidade dia-a-dia das marés (Teitelbaum et al., 1989), assim, este mecanismo também deve colaborar para a variabilidade dia-a-dia observada particularmente nos meses em que a ocorre a interação não linear, ou seja, em abril, setembro e dezembro.

Em relação às ondas planetárias, se for levado em conta o tipo de componente zonal ou meridional, é observado que a onda de quase dois dias é um elemento dominante na componente meridional do vento no verão, em uma época em que a amplitude da maré diurna diminui de amplitude, este comportamento é típico de interação não linear desta onda planetária com a maré diurna. Porém, a análise espectral mostra que os casos de interação não linear são raros e foram encontrados apenas em dois anos 2000 e 2003, na camada de 95 km. Desta forma, a interação não linear entre esta onda e a maré diurna não é um mecanismo importante para variabilidade da maré diurna. Na componente zonal por outro lado, não há o predomínio da onda de quase dois dias e em seu lugar aparecem ondas de períodos mais longos como a de quase dez dias. Esta onda, embora

fraca, é um elemento bem regular no inverno, aparecendo em praticamente todos os anos em junho, e quando aparece interage com a maré diurna.

Por fim, também foi feita uma análise sobre as possíveis influências diretas da intensificação da atividade solar, representadas por eventos de tempestades geomagnéticas, na variação da velocidade dos ventos e por extensão nas amplitudes da maré diurna. Nas latitudes mais baixas é esperado que esta influência seja pequena, porém, como estes eventos podem potencialmente alterar a distribuição de ozônio, é interessante de se fazer uma análise comparativa entre as épocas perturbadas e as não perturbadas. A análise feita para este trabalho não evidenciou qualquer mudança importante que pudesse ser atribuída à intensificação da atividade solar.

Em resumo, pode-se concluir que a variabilidade dia-a-dia da maré diurna, em princípio, recebe as contribuições de vários mecanismos, cujas contribuições são localizadas em épocas específicas. Estes mecanismos agem de forma simultânea, sendo difícil de se avaliar qual contribui mais efetivamente. Ainda que a correlação entre as amplitudes da maré diurna e a variância do vento seja fraca, parece que a deposição de momento por ondas de gravidade mecanismo colabora de forma mais regular, pois aparece em todas as épocas, e a ele são somadas as contribuições das interações não lineares que reforçam a variação da amplitude da maré, particularmente nos meses de equinócios, onde esta amplitude é maior.

6.1 Sugestões Para Trabalhos Futuros

Este trabalho pretendeu dar uma colaboração importante para o estudo da climatologia de período mais longo (sazonal) e mais curto (dia-a-dia). Entretanto, foi um trabalho estritamente experimental, onde as análises espectrais e a distribuição temporal e em altura indicaram as épocas de ação dos mecanismos produtores da variabilidade da amplitude da maré diurna, mas não foi explorada teoricamente a forma com que os vários mecanismos interagem com a maré.

Além, disso foram feitos estudos tomando como base as flutuações nas amplitudes desta maré e particularmente, o comportamento sazonal e de período mais curto não foram

levadas em conta neste trabalho. Nos trabalhos futuros, é importante complementar este estudo com algumas simulações numéricas, para poder avaliar o grau de importância de cada mecanismo que atua na variabilidade da maré diurna tanto na amplitude, quanto na fase (que não foi analisada diretamente no presente trabalho).

É importante também analisar a variação interanual da amplitude da maré diurna, não tratada neste trabalho e, particularmente, a oscilação quase bienial (*QBO*) que tem sido registrada em várias observações em latitudes equatoriais (Garcia e Sassi, 1999; Srdhararan et al., 2003) para verificar sua importância para a variabilidade da maré diurna.

Além disso, faltou o estudo da influência da maré não migrante sobre a maré total (migrante + não migrante). Este mecanismo pretende explicar algumas diferenças longitudinais nas amplitudes e fases da maré que têm sido observadas em alguns dados. Esta maré é gerada principalmente pela liberação de calor latente por nuvens (Hagan e Forbes, 2002), e também pode também ter comportamento diferente nas estações do ano. Um estudo aprofundado pode verificar se este mecanismo contribui para a variabilidade sazonal e dia-a-dia da maré diurna.

A contribuição das tempestades geomagnéticas não se mostrou importante neste estudo. No entanto, para uma avaliação mais consistente é necessário utilizar períodos de observações maiores, que cubram, pelo menos um ciclo solar completo, para verificar se há diferenças entre os períodos de atividade solar máxima e mínima.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEXANDER, M.J.; DUNKERTON, T. J. A spectral parametrization of mean-flow forcing due breaking gravity waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, p. 4167-4182, 1999.
- AVERY, S.K.; VINCENT, R.A.; PHILLIPS, A.; MANSON, A.H.; FRASER, G. J. High latitude tidal behavior in the mesosphere and lower thermosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 51, n. 7-8, p. 595-608, 1989.
- AVERY, S.K.; AVERY, J. P.; VALENTIC, T.A.; PALO, S. E.; LEARY., M.J.; OBERT, R.L. A new meteor echo detection an collection system: Christmas Island mesospheric measurements. **Radio Science**, v. 25, n. 4, p. 657-669, 1990.
- BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R. ; TOKUMOTO, A. S. ; LIMA, L. M. . Structure of the mean winds and tides in the meteor region over Cachoeira Paulista, Brazil (22.7 S,45 W) and its comparison with models,. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, n. 6-9, p. 623-636, 2004.
- BEARD, A. G.; MITCHELL, N. J.; WILLIAMS, P. J. S.; KUNITAKE, M. Non-linear interactions between tides and planetary waves resulting in periodic tidal variability. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.61, n.5, p. 363-376, Mar. 1999.
- BEARD, A. G.; PANCHEVA, D. A possible cause for the generation of unusually strong ~20- and 30-hour oscillations in the neutral wind of the lower thermosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.61, n.18, p. 1385-1396, Dec. 1999.
- BEER, T. **Atmospheric waves**. Londres: Adam Hilder, 1974, 300p.
- BERNARD, R. Variability of the semi-diurnal tide in the upper mesosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v.43, n. 7, p. 663-674, Jul. 1981.
- BEVINGTON, P.R. **Data reduction and error analysis for the physical sciences**. New York: McGraw-Hill Book Company, 1969, 336 p.
- BRIGGS, B.H. On radar interferometric techniques in the situation of volume scatter. **Radio Science**, v. 30, n. 1, p. 109-114, Jan. 1995.
- BURRAGE, M.D.; HAGAN, M.E.; SKINNER, W.R.; WU, D.L.; HAYS, P.B. Long-term variability in the solar diurnal tide observed by HRDI and simulated bu the GSWM. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 19, p. 2641-2644, 1995.

CEVOLANI, G. Tidal activity in the meteor zone over Budrio, Italy. **Handbook for MAP**, v 25, n.9, p. 121-137, Aug. 1987.

CEVOLANI, G.; KINGSLEY, S.P. Non-linear effects on tidal and planetary waves in the lower thermosphere: preliminary results. **Advances in Space Research**, v. 12, n. 10, p. 77-80, 1992.

CHAPMAN, S.; LINDZEN, R. S. **Atmospheric tides**. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1970, 200p.

CHUI, C. K. An introduction to wavelets. in: CHUI, C. K. (ed.). **Wavelets analysis and its applications**. Academic Press, Inc., 1992. v. 1, p. 266.

CLARK, R. R.; BERGIN, J. S. Bispectral analysis of mesosphere winds. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v.59, n. 6, p. 629-639, Apr. 1997.

DAUBECHIES, I. **Ten lectures on wavelets**. Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics, 1992, 357p.

DUNKERTON, T.J. Theory of the mesopause semiannual oscillation. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 39, p. 2682-2690, 1982.

ECKERMANN, S.D.; VINCENT, R.A. First observations of intraseasonal oscillations in the equatorial mesosphere and lower thermosphere. **Geophysical Research Letters**, v. 21, n. 4, p. 265-268, 1994.

FLEMING, E.L.; CHANDRA, S.; BURRAGE, M.D.; SKINNER, W.R.; HAYS, P.H.; SOLHEIM, B.H.; SHEPHERD, G.G. Climatological mean wind observations from the UARS high-resolution Doppler imager and wind imaging interferometer: Comparison with current reference models. **Journal of Geophysical Research**, v 101, n.D6, p. 10455-10473, Apr. 1996.

FORBES, J. M. Atmospheric tides 1. Model description and results for the solar diurnal component. **Journal of Geophysical Research**, v 87, n.A7, p. 5222-5240, July. 1982a.

FORBES, J. M. Atmospheric tides 2. The solar and lunar semidiurnal components. **Journal of Geophysical Research**, v 87, n.A7, p. 5241-5252, Jul. 1982b.

FORBES, J. M. Tidal and planetary waves. In: Johnson, R. M.; Killeen, T. L. (ed). **The upper mesosphere e lower thermosphere: a review of experiment and theory** geophysical monograph. Washington: American Geophysical Union, 1995. p. 67-87.

FORBES, J. M.; GARRET, H.B. Theoretical studies of atmospheric tides. **Reviews of geophysics and space physics**, v 17, n.8, p. 1951-1981, Nov. 1979.

FORBES, J. M.; HAGAN, M. Diurnal propagating tide in the presence of mean winds and dissipation: A numerical investigation. **Planetary and Space Sciences**, v 36, n.6, p. 579-590, Feb. 1988.

FORBES, J.M.; GU, J., MIYAHARA, S. On the interactions between gravity waves and the diurnal propagating tide. **Planetary Space Sciences**, v. 39, n. 9, p. 1249-1257, 1991.

FORBES, J.M.; ROBLE, R.G.; FESEN, C.G. Acceleration, heating and composition mixing of the thermosphere due upward propagation tides. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, A1, p. 311-322, 1993.

FORBES, J.M.; VIAL, F. Monthly simulations of the solar semidiurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 51, n. 7-8, p. 649-662, 1989.

FRITTS, D. C.; ISLER, J. R. Mean motions and tidal and two-day structure and variability in the mesosphere and lower thermosphere over Hawaii. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.51, n.14, p. 2145-2164, Jul. 1994.

FRITTS, D. C. Gravity wave-tidal interactions in the middle atmosphere: Observations and theory. in: Johnson, R. M.; Killeen, T. L. ed. **The upper mesosphere e lower thermosphere: a review of experiment and theory** geophysical monograph. American Washington: Geophysical Union, 1995. p. 121-131.

FRITTS, D.C.; ALEXANDER, M.J. Gravity waves dynamics and effects in the middle atmosphere. **Reviews of Geophysics**, v. 41, n. 1, p. 1-63, 2003.

GARCIA, R.R. ; SASSI, F. Modulation of the mesosphere semiannual oscillation by the quasibiennial oscillation. **Earth Planets Space**, v. 51, p. 563-569, 1999.

GAVRILOV, N.M.; RIGGIN, D.M.; FRITTS, D.C. Interannual variations of the mean winds and gravity waves variances in the middle atmosphere over Hawai. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, p. 637-645, 2004.

GELLER, M.; YUDIN, V.A.; KHATTATOV, B.V.; HAGAN, M.E. Modeling the diurnal tide with dissipation derived from UARS/HRDI measurements. **Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences**, v. 15, n. 9, p. 1198-1204, 1997.

GENESIS SOFTWARE. **SKiYMET meteor flux**. Disponível em: <[http://www.gsoft.com .au/flux.html](http://www.gsoft.com.au/flux.html)>. Acesso em: Dec. 2001.

GENESIS SOFTWARE. **SKiYMET meteor radar**. Disponível em: <<http://www.gsoft.com.au/skiymet.html>>. Acesso em: Dec. 2001.

GLASS, M.; FELLOUS, J.L. The eight-hourly (terdiurnal) component of atmospheric tides, **Space Research**, v. 15, p. 191-197, 1975.

GREENHOW, J.S.; LOVELL, A.C.B. The upper atmosphere and meteors. In: RATCLIFFE, J.A. ed. **Physics of the upper atmosphere**. London: Academic Press, p. 513-549, 1960.

HAGAN, M. E.; FORBES, J. M.; VIAL, F. On modeling migrating solar tides. **Geophysical Research Letters**, v.22, n.8, p. 893-896, Apr. 1995.

HAGAN, M.E. Comparative effects of migrating solar sources on tidal signatures in the middle and upper atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D16, p. 21213-21222, Nov.1996.

HAGAN, M.E.; FORBES, J.M. Migrating and nonmigrating diurnal tides in the middle and upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release. **Journal of Geophysical Research**, v. 107(D24), ACL6, 4754, doi: 10.1029/2001JD001236, 2002.

HAGAN, M.E., FORBES, J.M., Vial, F. On modeling migrating solar tides. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 8, p. 893-896, Apr. 1995.

HAGAN, M.E.; MCLANDRESS, C.; FORBES, J.M. Diurnal tidal variability in the upper mesosphere and lower thermosphere. **Annales Geophysicae**, v. 15, n. 9, p. 1176-1186, 1997.

HAYS, P.B.; WU, D.L. Observations of the diurnal tide from space. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 20, p. 3093-3093, 1994.

HEATH, D.F.; HILSENATH, E.; KRUEGER, A.J.; NORDBERG, W., PRBHAKARA, C.; THEON, J.S. Observations of the global structure of the stratosphere and mesosphere with sounding rockets, and with remote sensing techniques from satellites. In: VERNIANI, F. (ed.). **Structure and dynamics of the upper atmosphere** Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, p. 131-149, 1974.

HINES, C. O. The upper atmosphere in motion. In: C. O. HINES (ed.). **Geophysical monograph**. Washington: American Geophysical Union, 1974. v. 18, p. 14-58.

HINES, C.O. Doppler-spread parametrization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 1: Basic formulation. **Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics**, v. 59, n. 4, p. 371-386, 1997.

HOCKING, W. K.; FULLER, B.; VANDEPEER, B. Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modem digital technology. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.63, n. 2-3, p. 155-169, Jan-Feb. 2001.

HOCKING, W.K. A new approach to momentum flux determinations using SKiYMET meteor radars. **Annales Geophysicae**, v. 23, n.7, p. 1-7, 2005.

HOLTON, J. R. **An Introduction to dynamic meteorology**. 3 ed. San Diego: Academic Press Inc, 1992, 511p.

HOLTON, J. R. **The dynamic meteorology of stratosphere and mesosphere**. Boston: American Meteorology Society, 1975, v. 37, 218p.

HOLTON, J. R. Waves in the equatorial stratosphere generated by tropospheric heat sources. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.29, n.2, p. 368-375, Feb. 1972.

HORNE, J. H.; BALIUNAS, S. L. A prescription for period analysis of unevenly sampled time series. **Astrophysical Journal, Part 1**, v.302, n. 2, p. 757-763, Mar. 1986.

ISLER, J.R.; FRITTS, D.C. Gravity waves variability and interaction with lower frequency motions in the mesosphere and lower thermosphere over Hawaii. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 1, p. 37-48, 1996.

KIM, Y. C.; POWERS, E. J. Digital bispectral analysis and its applications to nonlinear wave interactions. **IEEE Transactions on Plasma Science**, v.PS-7, p. 120-131, June. 1979.

KOVALAM, S.; VINCENT, R.A.; LOVE, P. Gravity waves in the equatorial MLT region. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 68, n. 3-5, p.266-282, 2006.

KUMAR, P.; FOUFOULA-GEORGIU, E. Wavelet analysis for geophysical applications. **Reviews of Geophysics**, v.35, n.4, p. 385-412, Nov. 1997.

LIMA, L.M.; BATISTA, P.P.; TAKAHASHI, H.; CLEMESHA, B.R. Quasi-two-day observed by meteor radar at 22.7°S. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics** v. 66, n. 6-9, p. 529-537, 2004.

- LINDZEN, R.S. Turbulence and stress due to gravity wave and tidal breakdown. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, NC10, p. 9707-9714, 1981.
- LINDZEN, R.S.; HONG, S.S. Effects of mean winds and horizontal temperature gradients on solar and lunar semidiurnal tides in atmosphere. **Journal of the atmospheric sciences**, v 31, n.9, p. 1421-1466, Jul. 1974.
- LIU, H.L. Temperature changes due to gravity wave saturation. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, D10, p. 12329-12336, 2000.
- LIU, H.L., HAGAN, M.E. Local heating/cooling of the mesosphere due to gravity wave and tidal coupling. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 15, p. 2941-2944, 1998.
- LOMB, N. R. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. **Astrophysics and Space Science**, v.39, n. 2, p. 447-462, Feb. 1976.
- LYSENKO, I. A.; PORTNYAGIN, Y.I.; FAKHRUTDINOVA, A.N.; ISHMURATOV, R.A.; MANSON, A.H.; MEEK, C.E. Wind regime at 80-100 km at mid-latitudes of the northern hemisphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 56, n. 1, p. 31-42, 1994.
- MALINGA, S. B.; POOLE, L. M. G. The 16-day variation in the mean flow at Grahamstown (33.3°S, 26.5°E). **Annales Geophysicae**, v.20, n.12, p. 2027-2031, Dec. 2002.
- MANNING, L. A.; VILLARD, O. G.; PETERSON, A. M. Meteoric echo study of upper atmosphere winds. **Proceedings of the Institute of Radio Engineers**, v.38, n.8, p. 877-883, 1950.
- MANSON, A. H.; MEEK, C. E. Dynamics of the middle atmosphere at Saskatoon (52°N, 107°W) - A spectral study during 1981, 1982. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v.48, n. 11-12, p. 1039-1055, Nov-Dec. 1986.
- MANSON, A. H.; MEEK, C. E.; GREGORY, J. B.; CHAKRABARTY, D. K. Fluctuations in tidal (24-h, 12-h) characteristics and oscillations (8-h-5-d) in the mesosphere and lower thermosphere (70-110 km) - Saskatoon (52°N, 107°W), 1979-1981. **Planetary and Space Science**, v.30, n.12, p. 1283-1294, Dec. 1982.
- MANSON, A. H.; MEEK, C. E.; HALL, G.E. Correlations of gravity waves and tides in the mesosphere over Saskatoon. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v.60, n. 11, p. 1089-1107, 1998.

MAYR, H.G.; MENGEL, J.G.; CHAN, K.L.; PORTER, H.S. Seasonal variations of the diurnal tide induced by gravity wave filtering. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 7, p. 943-946, 1998.

MAYR, H.G.; MENGEL, J.G.; CHAN, K.L.; PORTER, H.S. Seasonal variations and planetary wave modulation of diurnal tide influenced by gravity wave. **Advances in Space Research**, v. 24, n. 11, p. 1541-1544, 1999.

MCKINLEY, D. W. R. **Meteor science and engineering**. New York: McGraw-Hill, 1961, 309p.

MCLANDRESS, C. On the importance of gravity waves in the middle atmosphere and their parameterization in general circulation models. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v.60, n.14, p. 1357-1383, Sep. 1998.

MCLANDRESS, C. The seasonal variation of the propagating diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere, part 1: The role of gravity waves and planetary waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.59, n. 5, p. 893-906, 2002.

MCLANDRESS, C.; SHEPHERD, G. G.; SOLHEIM, B. H. Satellite observations of thermospheric tides: Results from the Wind Imaging Interferometer on UARS. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n.D2, p. 4093-4114, Feb. 1996.

MEYER, C.K. Gravity waves interactions with the diurnal propagating tide. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, D4, p. 4223-4239, 1999.

MORETTIN, P. A. **Ondas e ondaletas: da análise de Fourier à análise de ondaletas**. São Paulo: Edusp, 1999, 272p.

MULLER, H.G. Winds and turbulence in the meteor zone. In: VERNIANI, F. (ed.) **Structure and dynamics of the upper atmosphere**. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, p. 347-387, 1974.

NAKAMURA, T.; FRITTS, D.C.; ISLER, J.R.; TSUDA, T.; VINCENT, R.A.; REID, I. M. Short-period fluctuations of the diurnal tide observed with low-latitude MF and meteor radars during CADRE: Evidence for gravity wave/tidal interactions. **Journal of Geophysical Research**, v.102, n.D22, p. 26225-26238, Aug. 1997.

NAMBOOTHIRI, S. P.; KISHORE, P.; IGARASHI, K. Climatological studies of the quasi 16-day oscillations in the mesosphere and lower thermosphere at Yamagawa (31.2°N, 130.6°E), Japan. **Annales Geophysicae**, v.20, n.8, p. 1239-1246, Aug. 2002.

NAMBOOTHIRI, S.P.; KISHORE, P.; MURAYAMA, Y.; IGARASHI, K. MF radar observations of terdiurna tide in the mesosphere and lower thermosphere at Wakkanai (45.4°N, 141.7°E), Japan. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, p. 241-250, 2004.

NIKIAS, C. L.; PETROPULU, A. P. **Higher-order spectra analysis: a nonlinear signal processing framework**. New Jersey: Prentice-Hall, Inc., 1993, 537p.

ORTLAND, D.A.; ALEXANDER, M.J.; KILLEEN, T.T.; SOLOMON, S.C.; SKINNER, W.; WU, Q.; NICIEJEWSKI, R.J.; MERTENS, C.J. Gravity waves influence on the global structure of the diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 111, n. A10, Art. N. A10S10 AUG 24 2006.

PANCHEVA, D. Non-linear of tides and planetary waves in the mesosphere and lower thermosphere: observations over Europe. **Physical Chemistry Earth** v. 26, n. 6, p. 411-418, 2001.

PANCHEVA, D.; MERZLYAKOV, E.; MITCHELL, N. J.; PORTNYAGIN, YU.; MANSON, A. H.; JACOBI, CH.; MEEK, C. E.; LUO, Y.; CLARK, R. R.; HOCKING, W. K.; MACDOUGALL, J.; MULLER, H. G.; KÜRSCHNER, D.; JONES, G. O. L.; VINCENT, R. A.; REID, I. M.; SINGER, W.; IGARASHI, K.; FRASER, G. I.; FAHRUTDINOVA, A. N.; STEPANOV, A. M.; POOLE, L. M. G.; MALINGA, S. B.; KASHCHEYEV, B. L.; OLEJNIKOV, A. N. Global-scale tidal variability during the PSMOS campaign of June-August 1999: interaction with planetary waves. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.64, n.17, p. 1865-1896, Nov. 2002.

PANCHEVA, D.; MUKHTAROV, P. Wavelet analysis on transient behaviour of tidal amplitude fluctuations observed by meteor radar in the lower thermosphere above Bulgaria. **Annales Geophysicae**, v.18, n.3, p. 316-331, Mar. 2000.

PORTNYAGIN, Y.I.; KAJDALOV, O.V. Tides in the 80-100 km height region. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 48, n. 11-12, p. 1159-1173, 1986.

REDDI, C.R.; RAJEEV, K.; GEETHA, R. Tidal winds in the radio-meteor region over Trivandrum (8.5°N, 77°E). **Journal of Atmospheric Terrestrial Physics**, v. 55, n. 9, p. 1219-1231, 1993.

REID, I. M.; VINCENT, R.A. Measurements of mesospheric gravity wave momentum fluxes and mean flow accelerations at Adelaide, Australia. **Journal of Atmospheric Terrestrial Physics**, v. 49, n. 5, p. 443-460, 1987.

REVAH, I. Étude des vents de petite échelle observé au moyen des trains météoriques. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 39, p. 2682-2690, 1967.

RÜSTER, R. VHF radar observations of nonlinear-interactions in the summer polar mesosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.56, n.10, p. 1289-1299, Aug. 1994.

SALBY, M. L. Survey of planetary-scale traveling waves: The state of theory and observations. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.22, n.2, p. 209-236, May. 1984.

SALBY, M. L. Survey of planetary-scale traveling waves: The state of theory and observations. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.22, n.2, p. 209-236, May. 1984.

SALBY, M. L.; ROPER, R. G. Long-period oscillations in the meteor region. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.37, n.1, p. 237-244, Jan. 1980.

SCARGLE, J. D. Studies in astronomical time series analysis. II - Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. **Astrophysical Journal**, v.Part 1, v. 263, n. 2, p. 835-853, Dec. 1992.

SINGER, W.; BREMER, J.; HOFFMANN, P.; MANSON, A.H.; MEEK, C.E.; SCHMINDER, R.; KÜRSCHNER, D.; PORTNYAGIN, Y.I.; MAKAROV, N.A.; MULLER, H.G.; KAZIMIROVSKY, E.S.; CLARK, R.R. Geomagnetic influences upon tides-winds from MLT radars, **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics** v. 56, n. 10p. 1301-1311, 1994.

SMITH, A.K.; ORTLAND, D.A. Modeling and analysis of the structure and generation of the terdiurnal tide. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 21, p. 3116-3134, 2001.

SPIZZICHINO, A. Étude des interactions entre les différentes composantes du vent dans la haute atmosphère, troisième partie: Théorie des interactions non linéaires entre les ondes atmosphériques. **Annales de Géophysique**, v. 25, p. 773-783, 1969.

SRIDHARAN, S.; GURUBARAN, S.; RAJARAM, R. QBO influences of the variability of planetary waves in the equatorial mesopause regions. **Earth Planets Space**, v. 55, p. 687-696, 2003.

TALAAT, E.R.; YEE, J.H.; ZHU, X. Gravity waves feedback effects on the diurnal migrating tide. **Advances in Space Research**, v. 27, n. 10, p. 1755-1760, 2001.

TAYLOR, M. J.; HAPGOOD, M. A. Identification of a thunderstorm as a source of short period gravity waves in the upper atmospheric nightglow emissions. **Planetary and Space Science**, v.36, n.10, p. 975-985, Oct. 1988.

TEITELBAUM, H.; VIAL, F. On tidal variability induced by nonlinear interaction with planetary waves. **Journal of Geophysical Research**, v.96, n.A8, p. 14,169-14,178, Aug. 1991.

TEITELBAUM, H.; VIAL, F.; MANSON, A. H.; GIRALDEZ, R.; MASSEBEUF, M. Non-linear interaction between the diurnal and semidiurnal tides: terdiurnal and diurnal secondary waves. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics** v. 51, n. 7-8, p. 627-634, 1989.

THAYAPARAN, T. Large and medium-scale dynamics in the mesosphere and lower thermosphere measured by MF and meteor VHF radars. Ontario, Canada. Ph.D Thesis - University of Western Ontario, 1995.

THAYAPARAN, T.; HOCKING, W. K.; MACDOUGALL, J. Amplitude, phase, and period variations of the quasi 2-day wave in the mesosphere and lower thermosphere over London, Canada (43°N, 81°W), during 1993 and 1994. **Journal of Geophysical Research**, v.102, n.D8, p. 9461-9478, Apr. 1997.

TOKUMOTO, A. S. **Ventos na região de 80-100 Km de altura sobre Cachoeira Paulista (22,7°S ; 45° W) medidos por radar meteorológico**. 2002-02-25. 132 p. (INPE-9126-TDI/815). Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002. Disponível em: <<http://mtc-m05.sid.inpe.br/rep/sid.inpe.br/iris@1905/2005/08.03.21.19.56>>. Acesso em: 11 jun. 2007. rep: sid.inpe.br/iris@1905/2005/08.03.21.19.56.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, n.1, p. 61-78, Jan. 1998.

VIAL, F. Numerical simulations of the atmospheric tides for solstice conditions. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. A8, p. 6225-6230, 1986.

VIAL, F. Tides in the middle atmosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v.51, n.1, p. 3-17, Jan. 1989.

VINCENT, R. A.; LESICAR, D. Dynamics of the equatorial mesosphere: first results with a new generation partial reflection radar. **Geophysical Research Letters**, v.18, n.5, p. 825-828, May. 1991.

VINCENT, R.A.; BALL, S.M. Mesospheric winds at low and mid latitudes in southern hemisphere. **Journal of Geophysical Research**. V. 86, NA11, p. 9159-9169, Oct. 1981.

VINCENT, R.A.; TSUDA, T.; KATO, S. Asymmetries in mesospheric tidal structure. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 51, n. 7-8, p. 609-616, 1989.

VOLLAND, H. **Atmospheric tidal and planetary waves**. Dordrecht: Kluwer Academic Publ., 1988, 348p.

WILLIAMS, P.J.S.; MITCHELL, N.J., BEARD, A.G., HOWELLS, V.ST.C., MULLER, H.G. The coupling of planetary waves, tides and gravity waves in the mesosphere and lower thermosphere. **Advances in Space Research**, v. 24, n. 11, p. 1571-1576, 1999.

ZHANG, S.P.; SHEPHERD, G.G. Neutral winds in the lower thermosphere observed by WINDII during the April 4-5th, 1993 storm. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 13, p. 1855-1858, 2000.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)