

Universidade do Vale do Paraíba
Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento

VIRGÍNIA KLAUSNER DE OLIVEIRA

**ESTUDO DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE NA
IONOSFERA EM BAIXAS LATITUDES USANDO TÉCNICAS DE
RÁDIO SONDAGEM**

São José dos Campos, SP.
2007

VIRGÍNIA KLAUSNER DE OLIVEIRA

**ESTUDO DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE NA
IONOSFERA EM BAIXAS LATITUDES USANDO TÉCNICAS DE
RÁDIO SONDAGEM**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física e Astronomia da Universidade do Vale do Paraíba, como complementação dos créditos necessários para obtenção do título de Mestre em Física e Astronomia .

Orientadores: - *Prof. Dr. Paulo Roberto Fagundes*

São José dos Campos, SP.
2007

O52e

Oliveira, Virgínia Klausner de

Estudo da propagação de ondas de gravidade na ionosfera usando técnicas de rádio sondagem./Virgínia Klausner de Oliveira.

São José dos Campos: UniVap, 2007.

1 Disco laser.: color

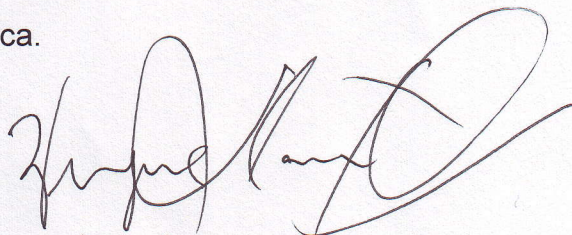
Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Física e Astronomia do Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento-Universidade do Vale do Paraíba, 2007.

1. Ionosfera 2. Astronomia 3. Rádio sondagem 4. Física I. Fagundes, Paulo Roberto, Orient II. Título.

CDU: 52-853

Autorizo, exclusivamente para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação por processos fotocopiadores ou por transmissão eletrônica.

Aluno:



Data:

28/05/2008

VIRGÍNIA KLAUSNER DE OLIVEIRA

**“ESTUDO DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE NA
IONOSFERA EM BAIXAS LATITUDES USANDO TÉCNICAS DE
RÁDIO SONDAGEM”**

Dissertação aprovada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Física e Astronomia, do Programa de Pós-Graduação em Física e Astronomia, do Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento da Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, SP, pela seguinte banca examinadora:

Prof. Dr. **CRISTIANO MAX WRASSE** (UNIVAP) _____

Prof. Dr. **PAULO ROBERTO FAGUNDES** (UNIVAP) _____

Prof. Dr. **ALAN PRESTES** (UNIVAP) _____

Prof. Dr. **HISAO TAKAHASHI** (INPE) _____

Prof. Dr. Marcos Tadeu Tavares Pacheco

Diretor do IP&D – UniVap

São José dos Campos, 05 de dezembro de 2007.

A todas as mulheres que ousaram
quebrar paradigmas apesar de
todos os preconceitos
envolvidos.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Paulo Roberto Fagundes pela orientação e pela idéia inicial deste trabalho.

Aos Profs. Dr. Gabriel Rodrigues Hickel, Dr. Fábio Becker Guedes, Dr. Maurício José Alves Bolzan e Dr. Fernando Luis Guarnieri pelos esclarecimentos prestados e pela contribuição para o melhoramento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Cristiano Max Wrasse pelas discussões e valorosas informações em tudo que diz respeito a ondas de gravidade.

Ao pesquisador Dr. Yogeshwar Sahai pelas indispensáveis sugestões de artigos que ajudaram o enriquecimento desta dissertação.

A pesquisadora Cláudia Maria Nicoli Cândido pela amizade, pelo apoio prestado e pela troca de conhecimentos.

Ao Prof. Msc. Valdir Gil Pillat pelos fundamentais conhecimentos computacionais .

A todos os professores e pesquisadores do grupo de Física e Astronomia da UNIVAP, que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste estudo.

A todos os funcionários, amigos e colegas, que de alguma forma contribuíram neste trabalho e não foram citados.

À Universidade do Vale do Paraíba, que através do Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento (IP&D) forneceu infra-estrutura científica e condições materiais e humanas que contribuíram para a realização deste trabalho.

À CAPES e à FAPESP pelo apoio financeiro através do programa de bolsa de estudos.

E finalmente, o mais importante agradecimento deste trabalho, agradeço a minha mãe Lélia Ramos Klausner, as minhas irmãs Letícia Klausner de Oliveira e Valéria Klausner Camargo e aos meus avós Leonard Klausner e Walcélia Ramos Klausner pelo constante apoio, amparo e incentivo que possibilitaram a minha atual formação acadêmica.

ESTUDO DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE NA IONOSFERA EM BAIXAS LATITUDES USANDO TÉCNICAS DE RÁDIO SONDAGEM.

RESUMO

Utilizou-se sondagem ionosférica através de uma ionosonda tipo CADI (*Canadian Advanced Digital Ionosonde*) localizada em São José dos Campos (23,2° S; 45,9° O; dip latitude 17,6° S) na região do máximo da anomalia equatorial, durante o período de atividade solar máxima entre setembro de 2000 a agosto de 2001 e atividade solar mínima entre janeiro de 2006 a dezembro de 2006. Neste estudo foram observados tanto dias calmos como dias geomagneticamente perturbados. Utilizando gráficos de alta resolução temporal (100 segundos), notou-se que o perfil vertical de densidade eletrônica observado apresentou uma forte perturbação ondulatória e tais perturbações foram atribuídas à propagação de ondas de gravidade na região F. Este trabalho tem o objetivo de apresentar e discutir as variações ocorridas nos gráficos de isofrequência causadas pela propagação de ondas de gravidade em função do ciclo solar. Para isso, as ondas de gravidade foram classificadas de acordo com a variação de amplitude vertical em três grupos distintos: fraca (amplitude < 40 km), moderada (40 km = amplitude = 60 km) e forte (amplitude > 60 km). Verificou-se a variação sazonal em função do ciclo solar dos três grupos de ondas distintos observados. Este trabalho, também, apresenta e discute os principais parâmetros (período, comprimento de onda vertical e velocidade vertical de fase) para ondas de gravidade fracas e moderadas/fortes em função do ciclo solar. Durante a atividade solar máxima, as ondas de gravidade fracas observadas em dias calmos apresentaram períodos entre 30 a 60 minutos, comprimentos de onda vertical entre 200 a 500 km e velocidade de fase entre 60 a 180 m/s. Em alguns eventos, a propagação das ondas de gravidade na região F pode causar uma intensa perturbação no perfil vertical na densidade eletrônica e favorece a ocorrência de formação de uma camada adicional, denominada camada F3, durante o período diurno.

Palavras chave: ondas de gravidade, região -F, ionosfera, baixas latitudes

STUDY OF PROPAGATING GRAVITY WAVES THROUGH THE IONOSPHERE AT LOW LATITUDES OBTAINED FROM RADIO WAVE SOUNDING.

ABSTRACT

Ionospheric vertical sounding observations have been carried out using the Canadian Advanced Digital Ionosonde (CADI) at São José dos Campos (23.2° S, 45.9° W, dip latitude 17.6° S), Brazil. This region is located under the southern crest of the Equatorial Ionization Anomaly (EIA). The studied interval comprehends during high solar activity from September 2000 to August 2001 and low solar activity from January 2006 to December 2006. In this study both quiet and disturbed geomagnetic conditions are presented. Using plots with high sampling rate (100 s), it was possible to investigate the ionospheric heights variations due to strong wave structures, and these wavelike disturbances indicate the presence of propagating gravity waves in the F-region. The gravity wave signatures in the F2-layer can be seen in the isofrequency plots as a function of solar activity. Then, the gravity waves were classified, according to the amplitude of oscillations induced in the virtual heights, in three groups: weak (amplitude < 40 km), moderate (40 km = amplitude = 60 km), and strong (amplitude > 60 km). The three different groups of gravity waves presented seasonal and solar cycle variation. In this investigation are also presented and discussed the main gravity waves parameters (period, vertical phase velocity and vertical wavelength) for both groups, weak and moderate/strong. During the high solar activity, the weak gravity waves observed during quiet days have periods of about 30 - 60 min, vertical wavelengths of about 200 - 500 km and downward phase velocities of about 60 - 180 m/s. The vertical variations in F-layer plasma density profiles caused by gravity waves were sometimes so intense that an additional F3 layer may form during the daytime.

Key word: gravity waves, F-region, ionosphere, low latitudes

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Representação esquemática da atmosfera terrestre em relação ao perfil de temperatura. Fonte: Modificada Hunsucker, 1991.....	2
Figura 1.2 Perfil de densidade eletrônica diurna e noturna típica durante atividade mínima e máxima Solar.	5
Figura 1.3 Composição atmosférica baseada na distribuição molecular, atômica e iônica em função da altura para atividade Solar média. Fonte: Modificada Kelley, 1989.	6
Figura 1.4 Ilustração do sistema de corrente eletrojato equatorial ao longo do equador magnético. Fonte: kagi.coe21.kyoto-u.ac.jp/en/tidbit/tidbit27.html.....	8
Figura 1.5 Ilustração esquemática do efeito fonte e de como o plasma ionosférico é “levantado” e transportado através das linhas de campo magnético para regiões tropicais. Fonte: modificada Kelly, 1989.	9
Figura 1.6 Representação simplificada do pico pré-reverso na região F. Fonte: Modificada Kelly, 1989.	10
Figura 1.7 Diagrama esquemático do plasma em analogia a instabilidade de Rayleigh - Taylor na geometria equatorial. Fonte: Modificada Kelley, 1989.	12
Figura 1.8 Seqüência esquemática de um fenômeno magneto-hidrodinâmico análogo às condições iniciais do desenvolvimento da instabilidade Rayleigh - Taylor na base da camada F noturna. Fonte: Modificada Kelley, 1989.	13
Figura 1.9 Representação da evolução das bolhas ionosféricas ao longo do equador magnético no sentido oeste-leste. Fonte: Modificada da Revista Globo Ciência, ano VII, junho de 1998.	14
Figura 1.10 Ionograma com traços característicos de espalhamento tipo Range.	14
Figura 1.11 Ionograma obtido em 22 de dezembro de 2000, às 08h25min (UT) em São José dos Campos. Os traços com múltiplos ecos que aparecem acima de 4 MHz são característicos de espalhamento tipo Frequência.	15
Figura 2.1 Ilustração do princípio de propagação da onda de rádio -frequência através do ar e pela ionosfera e sua reflexão total. Fonte: Adaptado de Mitra (1952).	20
Figura 2.2 Diagrama de bloco de Ionossonda tradicional. Fonte: Adaptado de Hunsucker (1991).....	22
Figura 2.3 Ilustração empírica de ionograma idealizado. Fonte: Adaptado de URSI Handbook (1972).....	23
Figura 2.4 Ao penetrar a parte inferior da ionosfera à onda eletromagnética se divide em duas componentes: ordinária e extraordinária, que se propagam com velocidades diferentes. Fonte: Adaptado de Mitra (1952).	24
Figura 2.5 Sistema de transmissão da ionossonda digital tipo CADI.	27
Figura 2.6 Ionossonda digital tipo CADI.	27
Figura 2.7 Ionograma de São José dos Campos indicando o perfil de densidade eletrônica correspondente a 31 de dezembro de 2000 às 12:05 UT.	30
Figura 2.8 Janela do sistema UDIDA para redução de dados.....	31
Figura 2.9 Visualização do ionograma reduzido para a região F.....	32
Figura 2.10 Exemplo de gráfico de isofrequência utilizando ionogramas com extensões *.md3.	33
Figura 2.11 Exemplo de gráfico de ondas de gravidade. A região ampliada mostra a janela de opção para horário, altitude e frequência, diferente da opção de gráficos de isofrequência.	33
Figura 3.1 Os três tipos de onda internas (acústicas, evanescentes e de gravidade). Fonte: Modificada de Hargreaves (1992).	43

Figura 3.2 Relação entre os parâmetros de uma onda d e gravidade. Fonte: Modificada de Hargreaves (1992).	43
Figura 3.3 Ilustração da propagação de uma onda de gravidade. Fonte: Modificada de Hargreaves (1992).	45
Figura 4.1 Evolução temporal de ionogramas adquiridos em dezembro 31, 2000 durante a propagação de ondas de gravidade entre 10:40 UT (07:40 LT) e 11:25 UT (08:25 LT), observado em São José dos Campos (23,2°S; 45,9°O; dip latitude 17,6°S).	52
Figura 4.2 Evolução temporal de ionogramas adquiridos em dezembro 31, 2000 durante a propagação de ondas de gravidade entre 14:20 UT (11:20 LT) e 15:05 UT (12:05LT), observado em São José dos Campos (23,2°S; 45,9°O; dip latitude 17,6°S).	53
Figura 4.3 Evolução temporal de ionogramas adquiridos em dezembro 31, 2000 durante a ocorrência de irregularidades ionosféricas de larga escala (Spread-F) entre 04:40 UT (01:40 LT) e 07:40 UT (04:40 LT), observado em São José dos Campos (23,2°S; 45,9°O; dip latitude 17,6°S).	55
Figura 4.4 Evolução temporal de ionogramas adquiridos em dezembro 31, 2000 durante a ocorrência do “Pico Pré-Reverso” entre 21:15 UT (18:15 LT) e 23:30 UT (20:30 LT). .	55
Figura 4.5 Variação da altura virtual nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz referentes a dezembro 31, 2000. As regiões ampliadas mostram a propagação de ondas de gravidade (Figura 4.5A), a ocorrência de irregularidades ionosférica de larga escala “Spread-F” (Figura 4.5B) e o comportamento do pico pré-reversão (Figura 4.5C).	56
Figura 4.6 Variação da altura virtual nas frequências de 5,1; 6,3 e 7,1 MHz referente a dezembro 31, 2000. As setas demonstram a amplitude das ondas de gravidade entre as 09:00 UT até às 12:00 UT.	58
Figura 4.7 Variação da altura virtual nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz referente a 23 de maio de 2001. A região ampliada corresponde somente às oscilações na frequência de 7,1 MHz, e apresenta amplitudes abaixo de 40 km, classificadas como ondas de gravidade fracas.....	61
Figura 4.8 Variação da altura virtual nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz referente a 17 de dezembro de 2000. A região ampliada corresponde somente às oscilações na frequência de 7,1 MHz, e apresenta amplitudes entre 40 km e 60 km, classificadas como ondas de gravidade moderadas.....	62
Figura 4.9 Variação da altura virtual nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz referente a 31 de dezembro de 2000. A região ampliada corresponde somente às oscilações na frequência de 7,1 MHz, e apresenta amplitudes acima de 60 km, classificadas como ondas de gravidade fortes.	63
Figura 4.10 Gráfico do tipo barra para a variação diária da amplitude das ondas de gravidade referente ao mês dezembro de 2000. A cor azul representa as ondas de gravidade de amplitudes inferiores a 40 km (fracas), verde pra amplitudes entre 40 a 60 km e vermelha para amplitudes acima de 60 km.	64
Figura 4.11 Obtenção dos parâmetros de onda através de gráfico da isofrequência, tais como o período (variação de tempo de pico a pico) e velocidade (variação entre a altitude e tempo de propagação do pico entre duas frequências de 7,1 e 6,3 MHz).	65
Figura 4.12 Fases características de uma tempestade magnética.	67
Figura 4.13 Gráfico do índice Dst para o mês de setembro, 2000. As regiões identificadas correspondem às tempestades geomagnéticas.....	68
Figura 4.15 Modelo do perfil da densidade eletrônica para a formação da camada F1,5/F3 considerando os efeitos da deriva e do vento meridional. Fonte: Balan e Bailey, 1995. .	72
Figura 4.16 Histogramas mostrando a variação sazonal e a dependência do ciclo solar para a formação de F1,5/F3. Fonte: Rao et. al., 2005.	74

Figura 4.17 Mostra a evolução temporal de ionogramas adquiridos em setembro 8, 2000 durante a ocorrência de estratificação adicional da região F entre as camadas F1 e F2 denominada camada F1,5 entre 15:00 UT (12:00 LT) e 15:45 UT (12:45LT).	75
Figura 4.18 Mostra a evolução temporal de ionogramas adquiridos em 11 de fevereiro de 2001 durante a ocorrência de estratificação adicional da região F acima da camada F2 denominada camada F3 entre 14:15 UT (11:15 LT) e 15:00 UT (12:00 LT).	76
Figura 4.19 Gráfico tipo barra para a ocorrência diária de F1,5/F3 para o mês dezembro de 2000. A cor preta representa o período de ocorrência de F1,5/F3 e a cor cinza representa a ausência de dados.....	77
Figura 5.1 Histograma mostrando a distribuição das ondas de gravidade fracas observadas para o período de atividade solar máxima em função do total de horas de ocorrência. ...	79
Figura 5.2 Histograma mostrando a distribuição das ondas de gravidade moderadas e fortes observadas para o período de atividade solar máxima em função do total de horas de ocorrência.	80
Figura 5.3 Variação sazonal de ocorrência de ondas de gravidade para os meses de setembro de 2000 a agosto de 2001 (atividade solar máxima). As barras verticais azuis, verdes e vermelhas indicam o total de número de horas de ocorrência de ondas de gravidade fracas, moderadas e forte, respectivamente.	81
Figura 5.4 Variação da amplitude de pico a pico das ondas de gravidade para período de um ano entre setembro de 2000 a agosto de 2001 (máxima atividade solar).	83
Figura 5.5 Histograma mostrando a distribuição das ondas de gravidade fracas observadas para o período de atividade solar mínima em função do total de horas de ocorrência.....	84
Figura 5.6 Histograma mostrando a distribuição das ondas de gravidade moderadas e fortes observadas para o período de atividade solar máxima em função do total de horas de ocorrência.	85
Figura 5.7 Variação sazonal de ocorrência de ondas de gravidade para os meses de janeiro, 2006 a dezembro, 2006 (atividade solar mínima). As barras verticais azuis, verdes e vermelhas indicam o total de número de horas de ocorrência de ondas de gravidade fracas, moderadas e forte, respectivamente.	86
Figura 5.8 Variação da amplitude de pico a pico das ondas de gravidade para período de um ano entre janeiro, 2006 a dezembro 2006 (mínima atividade solar).....	87
Figura 5.9 Gráficos dos períodos, comprimentos de onda e velocidades das ondas de gravidade fracas para os meses de setembro, 2000 a agosto, 2001(atividade solar máxima) e de janeiro, 2006 a dezembro, 2006 (atividade solar mínima). Os pontos azuis claros, azuis, vermelhos e pretos indicam a média diária dos parâmetros para dias calmos, valores para dias calmos, valores para dias geomagneticamente perturbados e média diária dos parâmetros para dias perturbados, respectivamente.....	90
Figura 5.10 Gráficos dos períodos, comprimentos de onda e velocidades das ondas de gravidade moderadas e fortes para os meses de setembro, 2000 a agosto, 2001(atividade solar máxima) e de janeiro, 2006 a dezembro, 2006 (atividade solar mínima). Os pontos azuis claros, azuis, vermelhos e pretos indicam a média diária dos parâmetros para dias calmos, valores para dias calmos, valores para dias geomagneticamente perturbados e média diária dos parâmetros para dias perturbados, respectivamente.....	91
Figura 5.11 Histograma dos parâmetros de onda de gravidade fracas (período, comprimento de onda vertical e velocidade de fase vertical) observadas nos meses de setembro de 2000 a agosto de 2001(atividade solar máxima) e de janeiro de 2006 a dezembro de 2006 (atividade solar mínima) para períodos calmos (cor azul) e perturbados (cor vermelha).92	
Figura 5.12 Histograma dos parâmetros de onda de gravidade moderadas e fortes (período, comprimento de onda vertical e velocidade de fase vertical) observadas nos meses de setembro de 2000 a agosto de 2001(atividade solar máxima) e de janeiro de 2006 a	

dezembro de 2006 (atividade solar mínima) para períodos calmos (cor azul) e perturbados (cor vermelha).....	93
Figura 5.13 Ocorrência de formação de F3 em função do dia do mês entre os horários de 09:30 às 19:30 UT para período de um ano entre setembro, 2000 a agosto, 2006 (atividade solar máxima)	95
Figura 5.14 Ocorrência de formação de F3 em função do dia do mês entre os horários de 09:30 às 19:30 UT para período de um ano entre janeiro, 2006 até dezembro, 2006 (atividade solar mínima).....	96
Figura 5.15 Histogramas mostrando a ocorrência de formação da camada F3 observadas para o período de atividade solar máxima (Figura 5.13 (A)) e atividade solar mínima (Figura 5.13 (B)) em função do total de horas de ocorrência.....	97

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1 Cálculo da giro-freqüência para diferentes valores de altitude.	18
Quadro 2.2 Especificações da CADI.....	28
Quadro 3.1 Principais tipos de ondas atmosféricas.....	37
Quadro 4.1 Variação da amplitude das ondas de gravidade em quilômetros e sua classificação conforme sua intensidade.	59
Quadro 4.2 Coordenadas dos pontos 1 e 2 da onda do dia 31 de dezembro de 2000.	66
Quadro 4.3 Intensidade das tempestades geomagnéticas.....	68
Quadro 4.4 Variação da atividade geomagnética correspondente ao período perturbado (mês e ano) e ao dia deste período que apresentou a menor excursão negativa do índice Dst para o período de atividade solar máxima.	69
Quadro 4.5 Variação da atividade geomagnética correspondente ao período perturbado (mês e ano) e ao dia deste período que apresentou a menor excursão negativa do índice Dst para o período de atividade solar mínima.	70
Quadro 5.1 Total do número de horas para grupo distinto de ondas de gravidade (fraca, moderada e forte) para cada estação do ano (verão, inverno, outono e primavera) para os períodos de atividade solar máxima (2000-2001).	82
Quadro 5.2 Total do número de horas para grupo distinto de ondas de gravidade (fraca, moderada e forte) para cada estação do ano (verão, inverno, outono e primavera) para os períodos de atividade solar mínima (2006).	86

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CADI – Canadian Advanced Digital Ionosonde
Dst – Disturbance Storm Time
EIA – Equatorial Ionization Anomaly
EUV – Extremo Ultravioleta
LT – Local Time
PC – Personal Computer
RF – Rádio-Frequência
RX – Raios X
SDD – Síntese Digital Direta
SJC – São José dos Campos
TIDs – Travelling Ionospheric Disturbance
UDIDA – Univap Digital Data Analysis
UNIVAP – Universidade do Vale do Paraíba
UT – Universal Time
UV – Ultravioleta

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

\vec{E} - vetor do campo elétrico

\vec{B} - vetor do campo magnético

E_z - módulo do campo elétrico na direção vertical z

E_q - módulo do campo elétrico meridional

J_{qf} - módulo da corrente Hall zonal para oeste

E_f - módulo do campo elétrico zonal

J_{ff} - módulo da corrente de polarização zonal

J_x - módulo da corrente elétrica na direção leste-oeste

n_e - densidade eletrônica

m_i - massa de íons

g - módulo da aceleração da gravidade.

B - módulo do campo magnético

\vec{g} - vetor da aceleração da gravidade

dE - módulo do campo de polarização

$d\vec{E}$ - vetor do campo de polarização

\vec{F} - vetor da força de Lorentz

q - carga da partícula

f_H - giro-freqüência

e - carga do elétron

B_o - módulo da componente magnética inicial

m_e - massa de elétrons

h' - altura virtual

c - velocidade da luz no vácuo

t_p - tempo total gasto durante a propagação do pulso

$n(z)$ - densidade em função da altura

m - valor da massa

f - freqüência

f_0 - frequência crítica de reflexão
 N_{\max} - densidade ionosférica para a reflexão total
 f_0E - frequência crítica de reflexão máxima da camada E
 f_0F1 - frequência crítica de reflexão máxima da camada F1
 f_0F2 - frequência crítica de reflexão máxima da camada F2
 $h'E$ - altura virtual mínima da camada E
 $h'F$ - altura virtual mínima da camada F
 $h'F2$ - altura virtual mínima da camada F2
 k - número de onda
 $n_e(z)$ - densidade numérica de elétrons em função da altura
 T - período
 C - velocidade do som na atmosfera neutra
 c_p - calor específico à pressão constante
 c_v - calor específico a volume constante
 p - pressão
 p_o - pressão no estado estático
 p_1 - pressão no estado perturbado
 u - velocidade no eixo x
 w - velocidade no eixo z
 P - constante
 R - constante
 X - constante
 Z - constante
 A - amplitude da onda
 K_x - número de onda complexo na direção horizontal (x)
 K_z - número de onda complexo na direção vertical (z)
 k_x - número de onda real na direção x
 k_z - número de onda real na direção z
 k - número de onda
 V_z - velocidade vertical de fase

Gregos

\bar{v} - velocidade das partículas

m - índice de refração

m_1 - índice de refração no ar atmosférico

m_2 - índice de refração no plasma ionosférico

q - ângulo de refração

q_1 - ângulo de refração no ar atmosférico

q_2 - ângulo de refração no plasma ionosférico

w - frequência angular da onda

e_o - constante dielétrica

w_{pe} - frequência do plasma

w_o - frequência da onda ordinária

$w_{pe}(z)$ - frequência do plasma em função da altura

g - relação de calor específico

r - densidade de massa

r_o - densidade de massa no estado estático

r_1 - densidade de massa no estado perturbado

w_a - frequência acústica de corte

w_b - frequência de Brunt-Väisälä.

l_x - comprimento de onda na direção x

l_z - comprimento de onda na direção z.

v - velocidade de onda

l - comprimento de onda

v_x - velocidade da onda na direção x

v_z - velocidade da onda na direção z

Símbolos Especiais

∇ - Operador nabla

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	ATMOSFERA TERRESTRE	1
1.2	A IONOSFERA	3
1.2.1	<i>A ionosfera em baixas latitudes e região equatorial</i>	8
1.3	OBJETIVOS	15
2	INSTRUMENTAÇÃO	17
2.1	PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE RÁDIO-FREQÜÊNCIA NA IONOSFERA	17
2.2	IONOSSONDA	19
2.2.1	<i>Ionossonda Digital do Tipo CADL</i>	26
2.3	PROCESSAMENTO DOS IONOGRAMAS	30
3	ONDAS DE GRAVIDADE	34
3.1	PERTURBAÇÕES IONOSFÉRICAS OSCILATÓRIAS	34
3.1.1	<i>Ondas de gravidade</i>	35
3.2	TEORIA LINEAR	38
3.2.1	<i>Propagação de ondas na atmosfera neutra</i>	39
3.2.2	<i>Teoria das ondas de gravidade internas</i>	40
3.2.2.1	<i>Relações entre os parâmetros de uma Onda de Gravidade</i>	43
3.3	FONTES DE GERAÇÃO DAS ONDAS DE GRAVIDADE	46
3.4	TÉCNICAS OBSERVACIONAIS	47
4	METODOLOGIA	50
4.1	METODOLOGIA UTILIZADA PARA DETERMINAR A OCORRÊNCIA DE OSCILAÇÕES NA REGIÃO F	50
4.2	METODOLOGIA UTILIZADA PARA CARACTERIZAR AS ONDAS DE GRAVIDADE	57
4.3	METODOLOGIA UTILIZADA PARA DETERMINAR OS DIAS CALMOS E PERTURBADOS	66
4.4	METODOLOGIA PARA A IDENTIFICAÇÃO DA OCORRÊNCIA DE ESTRATIFICAÇÃO ADICIONAL NA REGIÃO F	70
5	APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO	78
5.1	APRESENTAÇÃO DOS DADOS DE ONDAS DE GRAVIDADE PARA A ATIVIDADE SOLAR MÁXIMA	79
5.2	APRESENTAÇÃO DOS DADOS DE ONDAS DE GRAVIDADE PARA A ATIVIDADE SOLAR MÍNIMA	84
5.3	APRESENTAÇÃO DOS PARÂMETROS DE ONDA (PERÍODO (T), COMPRIMENTO DE ONDA (λ_z) E VELOCIDADE DE FASE VERTICAL (V_z)) PARA OS PERÍODOS DE ATIVIDADE SOLAR MÁXIMA E MÍNIMA	88
5.4	APRESENTAÇÃO DOS DADOS DE FORMAÇÃO DE F3	93
5.5	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	98
6	CONCLUSÕES	102
6.1	FUTUROS TRABALHOS	103
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105

1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo será apresentado uma breve descrição da atmosfera terrestre quanto ao seu perfil de temperatura, composição química e distribuição vertical de ionização. Também, serão apresentadas as características principais da ionosfera em baixas latitudes, entre os principais fenômenos serão abordados: a corrente eletrojato equatorial, as irregularidades ionosféricas de grande escala, a anomalia equatorial e o efeito fonte. Ao final deste capítulo, serão discutidos os objetivos primários deste trabalho e a estruturação dos capítulos posteriores.

1.1 Atmosfera terrestre.

A atmosfera terrestre pode ser descrita quanto à função do estudo que se pretende, podendo ser utilizado como critério a sua composição química, o seu perfil de temperatura, a sua densidade eletrônica, etc.

A Figura 1.1 mostra como a atmosfera terrestre pode ser dividida quanto à sua variação de temperatura em função da altura. De acordo com o perfil de temperatura, a atmosfera está classificada em: troposfera (do solo até aproximadamente 15 km de altura), estratosfera (entre 15 e 50 km), mesosfera (entre 50 e 100 km) e termosfera (acima de 100 km).

A troposfera é a porção inferior da atmosfera terrestre dominada pelos processos meteorológicos. A composição dos gases, nesta região, é praticamente uniforme, entretanto a temperatura diminui com a altitude (aproximadamente 6.5 K/km) devido ao processo de convecção, onde o ar quente é deslocado para cima e substituído pelo ar frio num movimento cíclico contínuo, em resposta ao seu aquecimento diferencial (TASCIONE, 1988). Porém acima de 15 km o gradiente de temperatura se inverte devido à absorção direta de raios ultravioleta pelo ozônio (e vapor d'água). Até o começo do século 19, supunha-se que a temperatura atmosférica diminuía com a altitude e que a atmosfera terrestre terminava em aproximadamente 50 km, imergindo logo depois no espaço interplanetário. Porém, experimentos realizados por L. P. Tesserenc de Bort em 1898, em médias latitudes, revelaram a existência de uma região praticamente isotérmica com temperaturas de 200 K começando

em 11 km de altitude denominada tropopausa. Sabe-se que a tropopausa é a região compreendida entre a troposfera e a estratosfera, nos trópicos esta região está compreendida em aproximadamente 15 km, podendo se localizar entre 8 a 10 km nos pólos. Logo após a tropopausa, ocorre uma inversão na evolução da temperatura caracterizando a região da estratosfera (RISHBETH; GARRIOTT, 1969).

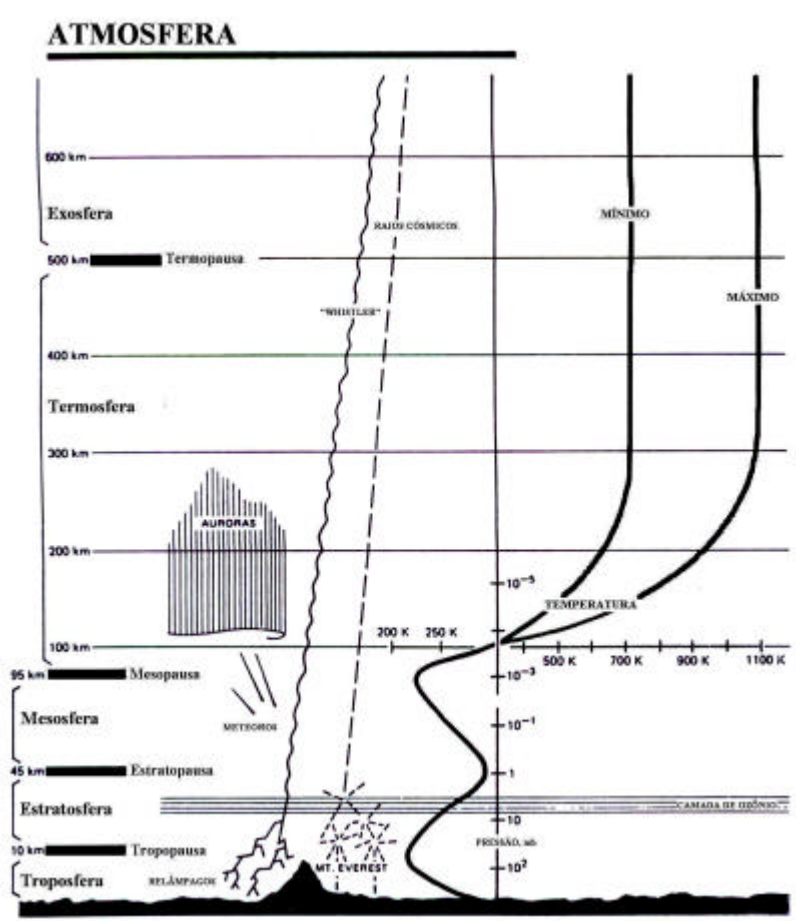


Figura 1.1 Representação esquemática da atmosfera terrestre em relação ao perfil de temperatura. Fonte: Modificada Hunsucker, 1991.

Acima de 50 km tem-se a mesosfera que é caracterizada pela diminuição da temperatura com a altitude devido ao resfriamento radiativo. No limite superior desta região tem-se a mesopausa (apresenta a mais baixa temperatura, ~ 180 K de toda a atmosfera) e no limite inferior, a estratopausa. Acima da mesosfera está a termosfera, região da alta atmosfera

terrestre localizada acima 100 km. Nesta região, a temperatura aumenta com a altitude alcançando o máximo de aproximadamente 1000-1500 K, e posteriormente a temperatura se mantém constante (SCHUNK; NAGY, 2000). A absorção de radiações ultravioleta, na termosfera, é responsável pelas altas temperaturas nesta região. Também ocorre o fenômeno de fotodissociação principalmente das moléculas de N_2 e O_2 , importante na formação dos átomos de O e N. O processo de difusão e a força da gravidade separam as moléculas neutras de acordo com sua massa, portanto em altas altitudes predomina os átomos neutros (KELLY, 1989).

Quanto à composição química, a atmosfera pode ser classificada em: homosfera (a presença de constituintes atmosféricos mantém-se praticamente constante) e heterosfera (os constituintes se distribuem de acordo com suas próprias escalas de altura, e não há mais a mistura proporcional). Na troposfera, estratosfera e mesosfera a presença dos componentes químicos se mantém constante, sendo que 78% de nitrogênio molecular, 21% de oxigênio molecular, e 1% de argônio, com concentrações variáveis de gases como dióxido de carbono e vapor d'água. A presença significativa de ozônio encontra-se na região da estratosfera, o ozônio é responsável pela absorção da radiação ultravioleta que além de proteger os seres vivos na superfície da Terra aquece a estratosfera. Acima de 200 km, o nitrogênio e o oxigênio molecular deixam de ser os componentes majoritários, a concentração de átomos de oxigênio, hélio e hidrogênio aumentam à medida que aumenta a altitude (KIRCHHOFF, 1991).

1.2 A ionosfera

A ionosfera é conhecida a mais de dois séculos, em aproximadamente 1839 C. F. Gauss especulava a existência de uma camada condutora devido os resultados obtidos em suas observações do campo magnético terrestre. O conceito da existência dessa camada foi utilizado novamente em 1902 por A. E. Kennelly e O. Heaviside para explicar o sucesso da experiência de transmissão de ondas de rádio-frequência transoceânica realizada por Marconi no ano de 1901 (HINES, 1974a).

O ceticismo sobre a existência da camada condutora teve fim em 1925 quando E. V. Appleton e M. A. F. Barnett na Inglaterra e G. Breit e M. A. Tuve nos Estados Unidos registraram reflexões de ondas de rádio-frequência pela camada “Kennelly-Heaviside”, como

era então denominada a ionosfera. O termo ionosfera apareceu posteriormente e foi introduzido por R. A. Watson-Watt, nome adaptado das técnicas de sondagem ionosférica (HINES, 1974a).

A ionosfera é definida como a região que se apresenta como um plasma parcialmente ionizado com porção de átomos e moléculas eletricamente carregados pela adição ou remoção de elétrons, produzindo íons (atômicos e/ou moleculares) e elétrons livres. O principal processo de produção iônica é a absorção de radiação solar na faixa espectral do extremo ultravioleta e dos raios X pelos constituintes atmosféricos. Os limites, inferior e superior, da ionosfera não se apresentam bem definidos, entretanto abaixo de 70 km e acima de 1000 km a densidade eletrônica se torna muito pequena ($< 10^3 \text{ Ne/cm}^3$). A ionosfera é o resultado dos processos de produção (fotoionização e ionização corpuscular) e é balanceada pelos processos de perdas (recombinação iônica, recombinação eletrônica, troca e junção eletrônica). O processo mais importante de produção de íons é o processo de fotoionização provocado pela radiação solar (UV, EUV e RX). O plasma ionosférico é fortemente afetado pelas alterações nos níveis de radiação solar, portanto apresenta variações diurnas, sazonais e com ciclo solar. O processo de perdas por recombinação é um processo oposto e complementar ao processo de fotoionização, onde elétrons livres juntamente com os íons positivos unem-se para produzir uma partícula neutra mais um fóton. Na alta atmosfera, todos os componentes químicos neutros são extremamente rarefeitos, portanto o processo de recombinação é lento.

Através de técnicas de radar durante a presença da luz do Sol, o perfil ionosférico revelou uma estrutura estratificada. As regiões distintas da ionosfera são desenvolvidas devido: (a) deposição de energia pela radiação solar variar com a altitude devido à densidade atmosférica decrescer com o aumento de altitude (absorção pelos componentes atmosféricos – Lei de Chapman), (b) o processo de recombinação depender da densidade atmosférica e (c) a composição da atmosfera variar com a altitude (TASCIONE, 1988). Portanto, a combinação da variação vertical da atmosfera neutra (exponencial decrescente) com os seus diversos componentes químicos presentes resulta na existência de várias regiões ou camadas ionizadas. As regiões são: região D, situada entre 75 – 90 km de altitude; a região E, entre 90 – 150 km; e região F dividida em: camada F1, entre 150 – 200 km; e camada F2, acima de 200 km de altitude (Figura 1.2).

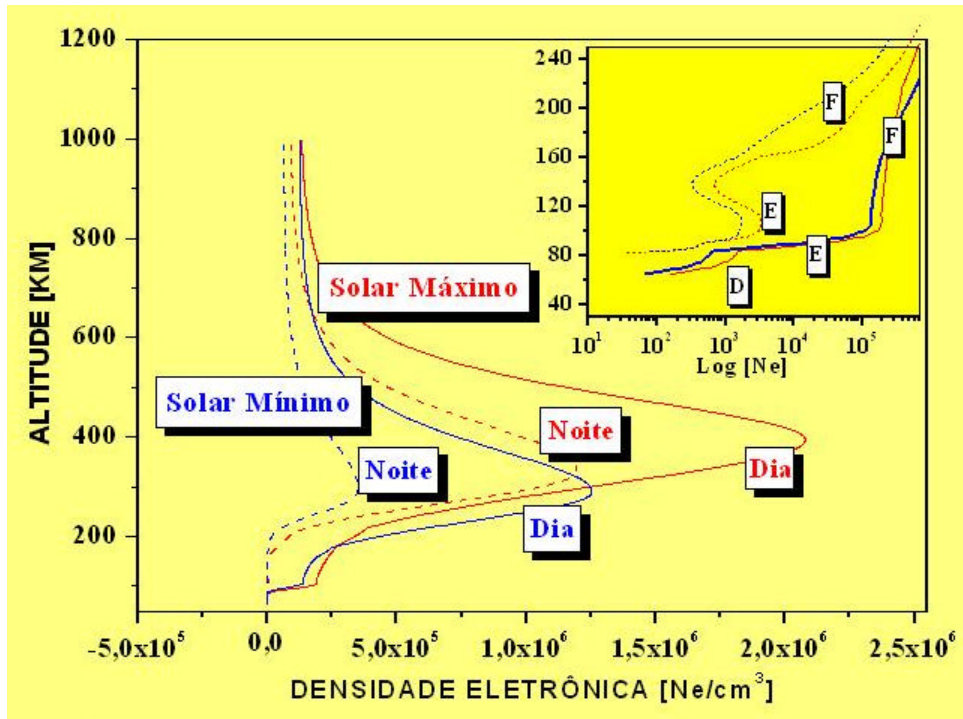


Figura 1.2 Perfil de densidade eletrônica diurna e noturna típica durante atividade mínima e máxima Solar.

A região D é a parte inferior da ionosfera devido à densidade atmosférica ser maior nesta região do que nas outras, a importância de colisões entre íons, elétrons, e partículas neutras é considerável, sendo por isso, frequentes as reações que envolvem terceiro corpo. As principais reações químicas nesta região incluem os componentes O, O₃, NO, NO₂, CO₂ e H₂O. Encontram-se também, em proporções bem pequenas, metais alcalinos Na, K e Li, todos componentes minoritários em comparação com os gases O₂ e N₂ como mostra a Figura 1.3 (KIRCHHOFF, 1991).

O limite inferior da região D é denominado algumas vezes de região C devido a principal fonte de ionização, abaixo de 70 km, ser os raios cósmicos. Essas partículas energéticas penetram à atmosfera, e os elétrons que são produzidos em baixas altitudes se unem a partículas neutras formando íons negativos (PAPAGIANNIS, 1972). A região D também é responsável por atenuar os sinais de RF (rádio-freqüência) durante o dia, como a região D desaparece durante a noite a transmissão e recepção de sinais de RF pode apresentar uma faixa maior de freqüências.

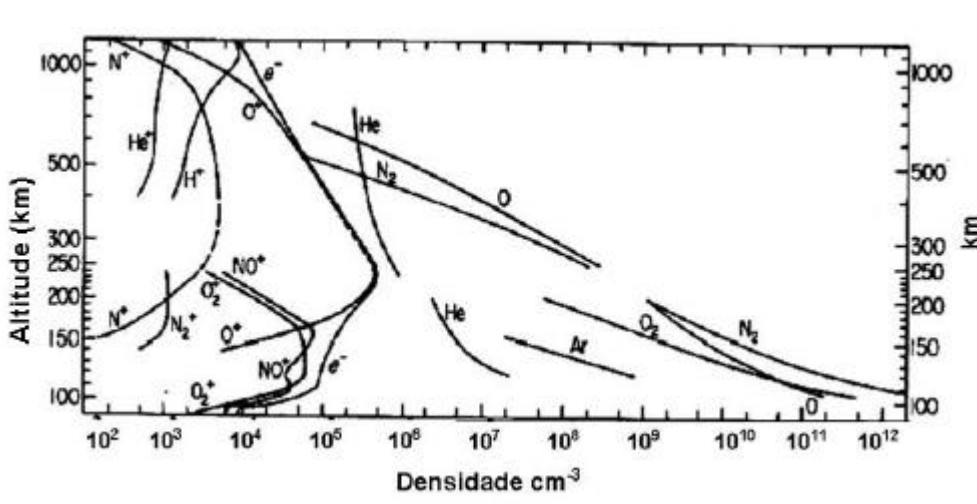


Figura 1.3 Composição atmosférica baseada na distribuição molecular, atômica e iônica em função da altura para atividade Solar média. Fonte: Modificada Kelley (1989).

Apesar da região D localizar-se abaixo da região E, a primeira região distinta a ser identificada através de técnicas observacionais foi à região E, que se estende entre 90 a 150 km. A letra E foi atribuída devido à presença de correntes elétricas que nela fluem e sua interação com o campo magnético. O sistema de correntes é gerado por um processo análogo ao dínamo. Portanto, para essa região é frequentemente utilizado o termo dínamo atmosférico. A porção inferior da região E é principalmente ionizada por radiação solar no comprimento de onda entre 30 a 100 Å (raios-X). Acima de 100 km, o processo de ionização ocorre devido aos raios-X e extremo ultravioleta entre 800 Å e 1026 Å (Lyman-β). Os principais íons encontrados na região E são NO^+ e O_2^+ (Figura 1.3), outra característica peculiar é a presença de metais pesados tais como Fe^+ e Mg^+ que são depositados nesta região por meteoros (KELLY, 1989). Apesar de N_2^+ ser produzido em altas concentrações é considerado quase inexistente na ionosfera devido ao alto coeficiente de recombinação (PAPAGIANNIS, 1972).

Eventualmente, durante o dia, podem ocorrer aumentos na densidade eletrônica da região E denominada E-espórádica. Esse aumento na densidade eletrônica é muito importante porque pode chegar a refletir ondas de rádio frequência de até 100 MHz, é suficiente para alterar significativamente a densidade característica desta camada no seu momento de ocorrência e pode ser observado em todas as latitudes.

Seguindo a ordem alfabética acima da região E encontra-se a região F que se divide em duas camadas F1 e F2. Como a região D, a camada F1 encontra-se presente somente durante o dia com uma densidade máxima de $2 \cdot 10^5 \text{ Ne/cm}^3$ em torno de 180 km de altitude. O principal agente ionizante da região F são os raios solares ultravioleta, que ionizam gases como O_2 , N_2 e O apresentando, na camada F1, íons de NO^+ e O^+ em abundância. Os processos de transporte apresentam grande importância na camada F2, tais como: o processo de difusão, derivas provocada pela ação de ventos neutros e deriva eletrodinâmica $\vec{E} \times \vec{B}$. Durante a noite, as duas camadas distintas F1 e F2 pertencentes à região F desaparecem tornando-se apenas uma camada F, além de ocorrer uma considerável diminuição da densidade eletrônica máxima nas regiões E e F. As regiões E e F são de grande importância para o sistema de telecomunicações, uma vez que refletem ondas de média e alta frequência (HARGREAVES, 1979).

A ionosfera é uma região dinâmica sujeita a flutuações de pequena ou grande magnitude, irregulares ou regulares. Algumas das variações regulares na densidade eletrônica ocorrem devido às marés atmosféricas pela ação do Sol e da Lua. O Sol e a Lua induzem forças oscilatórias sobre a atmosfera cujos períodos são da ordem do dia solar e lunar (KIRCHHOFF, 1991). Oscilações atmosféricas regulares também são produzidas por aquecimento diário e resfriamento da ionosfera, tanto na sua porção superior como na inferior. Essas oscilações se propagam como ondas e a ação de ventos termosféricos pode ampliar a suas amplitudes devido ao aumento na densidade eletrônica.

Os ventos termosféricos na região do dínamo tendem a “carregar” ionização. Em outras palavras, esses ventos circulam na ionosfera podendo deslocar partículas carregadas na direção da componente do vento neutro. Esse movimento na presença do campo geomagnético gera correntes elétricas, conseqüentemente campos elétricos. Esses campos movem e modificam a distribuição de íons e elétrons na estrutura geral da ionosfera. Irregularidades na distribuição eletrônica também podem ser produzidas por turbulência. Ondas atmosféricas, com períodos menores do que as marés são conhecidas como ondas de gravidade e são geradas por uma série de diferentes processos meteorológicos. Essas ondas também aumentam sua amplitude conforme aumenta a altitude (HINES, 1974a).

1.2.1 A ionosfera em baixas latitudes e região equatorial

Na região equatorial o campo geomagnético encontra-se paralelo em sua orientação horizontal à superfície terrestre, e também o equador é a região de maior absorção de radiação solar. Essa natureza diferenciada da ionosfera em baixas latitudes provoca a ocorrência de fenômenos ionosféricos, tais como: o sistema de corrente eletrojato equatorial; as irregularidades ionosféricas “bolhas de plasma” (“*Spread F*”), as anomalias nas distribuições espaciais das densidades dos íons positivos e elétrons (“anomalia equatorial”) e o efeito fonte (BALAN; BAILEY, 1995).

Na região E, essa geometria horizontal do campo magnético equatorial provoca o surgimento de um intenso sistema de correntes, conhecido como eletrojato equatorial (Figura 1.4). O eletrojato ocorre ao longo do equador a aproximadamente 100 km de altitude e está concentrado numa pequena faixa de apenas poucos graus de latitude. Essa corrente flui no sentido oeste-leste durante o dia e no sentido leste-oeste durante a noite, esse fenômeno ocorre devido ao dínamo da região E que polariza o Terminador do lado do amanhecer positivamente e negativamente do lado do anoitecer.

Portanto, durante o dia, o fluxo de corrente é no sentido de oeste para leste produzindo um campo elétrico de aproximadamente 0,5 mV/m e na direção vertical de 10 mV/m, enquanto que durante a noite o fluxo é no sentido contrário, entretanto é muito pequeno e de difícil observação devido à baixa concentração de elétrons (HARGREAVES, 1992).

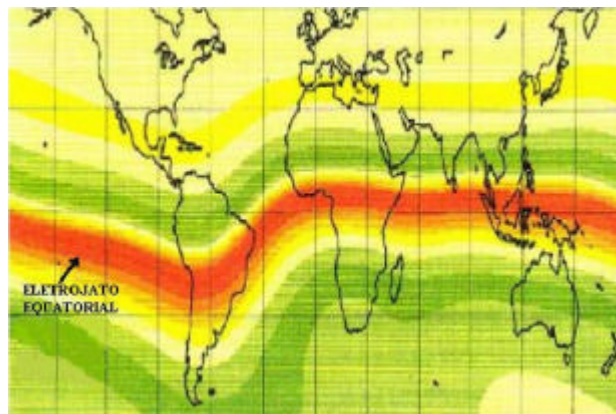


Figura 1.4 Ilustração do sistema de corrente eletrojato equatorial ao longo do equador magnético. Fonte: kagi.coe21.kyoto-u.ac.jp/en/tidbit/tidbit27.html.

O campo elétrico \vec{E} , no equador magnético é no sentido oeste-leste durante o dia, associado com o campo magnético \vec{B} terrestre horizontal gera a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ que conduz o plasma ionosférico na direção vertical no sentido para cima, “levantando-o” a altitudes acima de 800 km, onde o processo de recombinação é lento. Após a subida do plasma, inicia-se um movimento de descida, subsequente ocorre sua difusão através das linhas de campo devido à ação da gravidade e gradiente de pressão (Figura 1.5). Esse deslocamento para cima e sua posterior descida, ao longo das linhas de campo, até baixas latitudes é conhecido como efeito fonte e abrange uma faixa de $\pm 20^\circ$ de latitude magnética (KELLY, 1989).

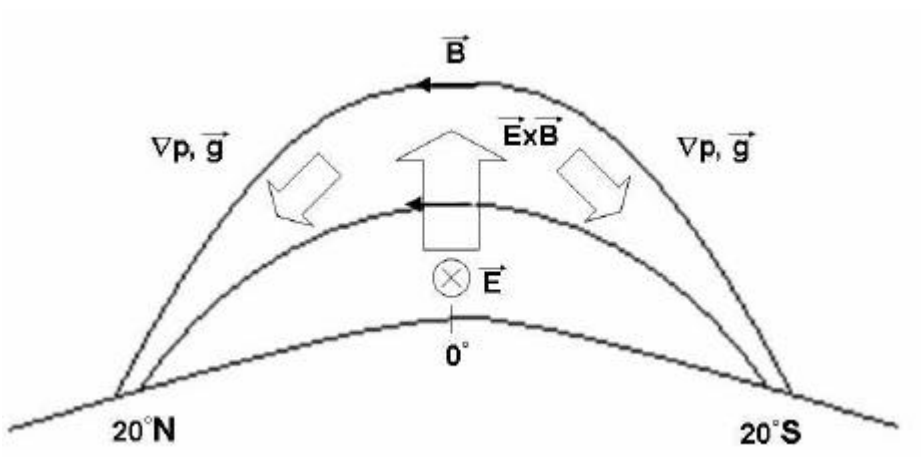


Figura 1.5 Ilustração esquemática do efeito fonte e de como o plasma ionosférico é “levantado” e transportado através das linhas de campo magnético para regiões tropicais. Fonte: modificada Kelly (1989).

Essa ação da deriva no equador magnético provoca o efeito fonte e a anomalia equatorial. Entretanto, os picos de ionização são assimétricos devido ao transporte do plasma pelas linhas de campo sobre a ação do vento neutro. Geralmente os ventos neutros empurram o plasma do hemisfério de verão para o de inverno, então o pico no hemisfério de inverno é mais intenso (KELLY, 1989).

Os dois picos de ionização são formados nas regiões subtropicais ao norte e ao sul do equador geomagnético, entre 10° e 20° de latitude geomagnética, aproximadamente. Em contrapartida, no equador geomagnético a densidade eletrônica fica menos intensa. Tal

distribuição latitudinal de ionização é denominada de anomalia equatorial (anomalia de Appleton) (KELLY, 1989).

Durante o período noturno a deriva possui movimento vertical para baixo, o sistema de correntes movem as partículas negativas para a região de crepúsculo e as partículas positivas para a região de dilúculo, resultando o aparecimento de um campo elétrico zonal de polarização na região E. Porém um pouco antes de sua inversão, a deriva sofre um rápido aumento ao entardecer, explicado pelo aparecimento de campos elétricos de polarização na região F (Figura 1.6). Esses campos elétricos são produzidos por ventos termosféricos (dínamo da região F), os quais surgem devido à diminuição da condutividade da região E, imediatamente após o pôr do Sol. Esse fenômeno gera o pico “pré-reverso” (KELLY, 1989).

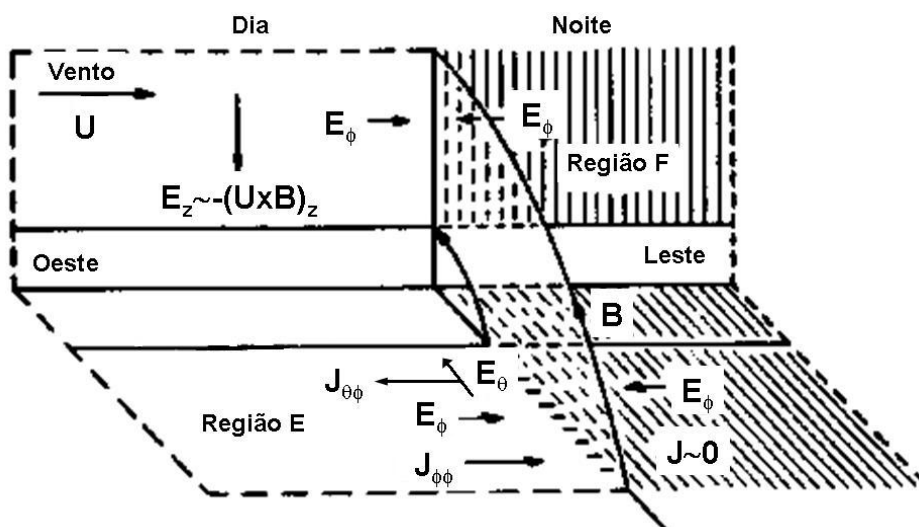


Figura 1.6 Representação simplificada do pico pré-reverso na região F. Fonte: Modificada Kelly (1989).

A Figura 1.6 mostra a formação do pico “pré-reverso”, o plano equatorial corresponde ao plano vertical e sua projeção sobre o hemisfério Sul, ao longo da linha de campo magnético. O vento U , na região F, flui através do Terminador, gerando um campo elétrico E_z para baixo em ambos os lados do Terminador. O campo E_z é muito menor no lado do Terminador de dia do que no lado de noite, entretanto não é nulo. Este campo projeta-se, através das linhas de campo magnético, para a região E, dando origem a um campo elétrico meridional E_q dirigido para o equador que, por sua vez, tenta dirigir uma corrente Hall zonal

para oeste J_{qf} em ambos os lados do Terminador. Entretanto, mesmo E_z sendo 90% menor no lado do Terminador de dia, a condutividade Hall é mais que 10 vezes maior do que o seu valor noturno, resultando num acúmulo de cargas negativas próximas ao Terminador, criando um campo elétrico zonal E_f para leste no lado diurno e um campo para oeste do lado noturno. A resultante J_{ff} do lado diurno anula J_{qf} e E_f projeta-se para a região F para produzir um pico na deriva vertical (KELLY, 1989).

O campo magnético terrestre possui áreas de anomalia localizadas no sudoeste da Ásia e sobre o Atlântico Sul. Principalmente na porção oeste do Atlântico Sul (incluindo Brasil), o campo magnético possui intensidade menor o que resulta numa altitude menor de “aprisionamento” das partículas carregadas, isso significa que as partículas encontram maiores concentrações de partículas neutras onde o número de colisões é maior. Em contrapartida, no sudoeste asiático a anomalia do campo magnético possui intensidade mais elevada (TASCIONE, 1988).

Outro fenômeno característico da região F são as irregularidades de plasma de grande escala denominadas “Spread F”. Esse termo foi adotado nas primeiras observações utilizando ionossondas, onde o traço obtido nos ionogramas mostrava-se espalhado (*spread*) em frequência ou em altura (KELLY, 1989). A escala de altitude dessas irregularidades na densidade eletrônica da camada F pode variar de alguns centímetros a centenas de quilômetros, podendo ser detectadas em todas as latitudes (SCHUNK; NAGY, 2000). Na região equatorial, este fenômeno é principalmente noturno. O seu período de ocorrência está compreendido entre os meses de setembro a março (no setor sul americano).

Sua origem está relacionada à rápida subida da camada F após o pôr do Sol (pico pré-reverso) criando um gradiente vertical na densidade eletrônica configurando uma situação de instabilidade denominada Rayleigh-Taylor (Figura 1.7). Esta situação instável é análoga a um fluido mais denso sendo sustentado por um fluido menos denso. No caso da ionosfera, o fluido mais denso é o topo da camada F que não se recombina tão rapidamente quanto à base da camada (fluido menos denso). Essas instabilidades desenvolvem-se a partir de 200 km de altitude e podem se deslocar para altitudes superiores a 1500 km.

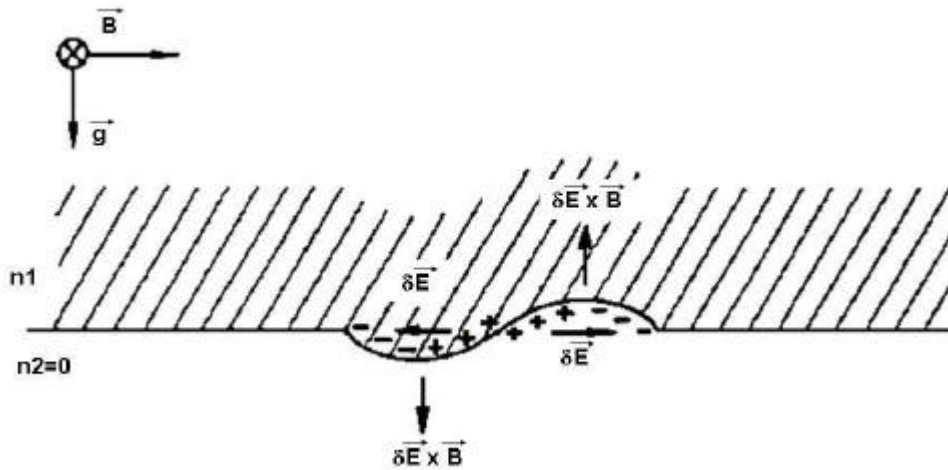


Figura 1.7 Diagrama esquemático do plasma em analogia a instabilidade de Rayleigh-Taylor na geometria equatorial. Fonte: Modificada Kelly (1989).

Lembrando que o campo magnético no equador é horizontal, a força da gravidade tem direção vertical e sentido para baixo e é antiparalela ao gradiente de densidade eletrônica. Qualquer perturbação no plasma, capaz de deslocar plasma menos denso para regiões de plasma mais denso, gera perturbações de larga escala com movimento ascendente já que a ionosfera é um sistema instável (Figura 1.7, onde $n_1 > n_2$). Esse sistema pode ser descrito pela instabilidade hidrodinâmica de Rayleigh-Taylor.

Considerando uma corrente na direção leste-oeste J_x devido os gradientes de pressão e gravidade e que as partículas possuem velocidades proporcionais as suas massas, tem-se:

$$J_x = n_e m_i g / B \quad (1.1)$$

onde n_e corresponde à densidade do plasma, m_i é a massa do íon, g é a gravidade e B é o módulo campo magnético.

Como a corrente resultante é na direção $\vec{g} \times \vec{B}$ que é estritamente horizontal, J_x terá o seu valor diretamente proporcional à variação de n_e . Existirá uma divergência no fluxo de corrente e um acúmulo de cargas sobre os picos da pequena perturbação inicial. Como resultado dessa separação de cargas, surge um campo elétrico de polarização $d\vec{E}$. Esses

campos elétricos gerando uma deriva $d\vec{E} \times \vec{B}$ de íons e elétrons deslocando a região de baixa densidade para cima, e uma deriva deslocando a região de maior densidade para baixo (Figura 1.8). Portanto plasma menos denso (mais denso) é deslocado para cima (para baixo) criando perturbações de larga escala e um sistema instável. Uma condição de instabilidade do sistema ocorre quando g e ∇n são antiparalelos (KELLY, 1989).

Portanto, as bolhas ionosféricas são regiões onde ocorre uma rarefação do plasma ionosférico, estão alinhadas ao longo das linhas de campo geomagnético e a sua evolução ocorre no sentido oeste-leste devido à deriva zonal do plasma para leste (Figura 1.9). Esse fenômeno pode ser verificado nos ionogramas, na forma de “*Spread F*”.

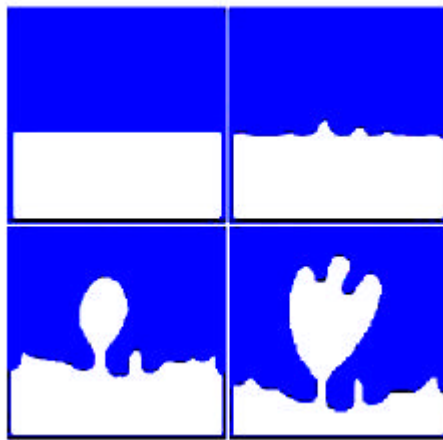


Figura 1.8 Seqüência esquemática de um fenômeno magneto-hidrodinâmico análogo às condições iniciais do desenvolvimento da instabilidade Rayleigh - Taylor na base da camada F noturna. Fonte: Modificada Kelly (1989)

Os traços característicos de “*Spread F*” em ionogramas podem ser divididos em duas modalidades: “*Range Spreading*” (espalhamento tipo Range) onde dois ou mais traços com diferentes valores de altura virtual aparecem para o mesmo valor de frequência crítica (Figura 1.10) e “*Frequency Spreading*” (espalhamento tipo Frequência) onde a partir de uma determinada frequência começa a aparecer traços espalhados com diferentes valores de altura virtual para o mesmo valor de frequência crítica (Figura 1.11) (RISHBETH; GARRIOTT, 1969).

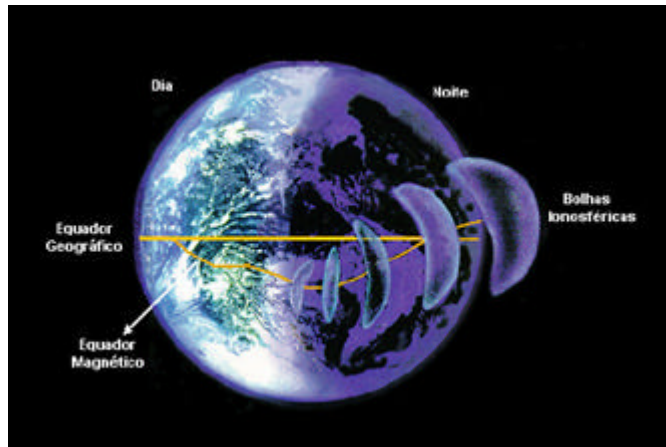


Figura 1.9 Representação da evolução das bolhas ionosféricas ao longo do equador magnético no sentido oeste-leste. Fonte: Modificada da Revista Globo Ciência, ano VII, junho de 1998.

A Figura 1.10 é um exemplo característico de ionograma com presença de espalhamento tipo “Range” obtido em São José dos Campos no dia 6 de dezembro de 2000 às 05:00 UT (02:00 LT). Foram emitidos pulsos de RF entre as frequências de 1 a 20 MHz. Para as frequências em que houve reflexão, observa-se que ocorreram duas ou mais reflexões (traços espalhados em altura) para a mesma frequência do sinal de RF. Essa característica está associada à passagem de irregularidades de grande escala (bolhas ionosféricas).

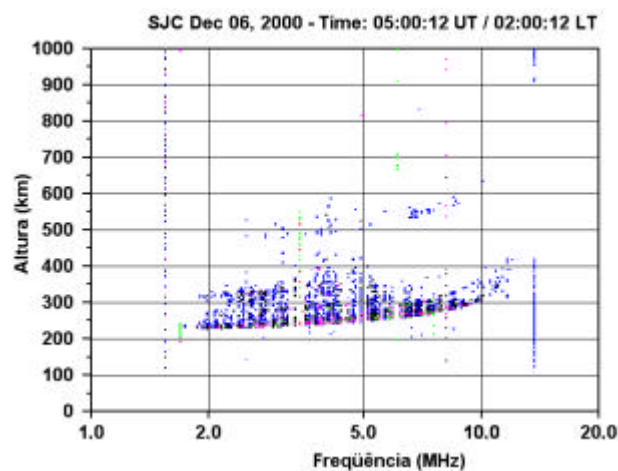


Figura 1.10 Ionograma com traços característicos de espalhamento tipo Range.

Já, a Figura 1.11 apresenta um exemplo característico de ionograma com presença de espalhamento tipo Frequência obtido em São José dos Campos no dia 22 de dezembro de

2000 às 08:25 UT (05:25 LT). Esse ionograma mostra a ocorrência de espalhamento a partir da frequência de 4 MHz. A maioria das observações de espalhamento tipo Frequência ocorre logo após a observação de espalhamento tipo “Range”. Geralmente, a ocorrência de espalhamento tipo frequência está associada à passagem de irregularidades de menor escala.

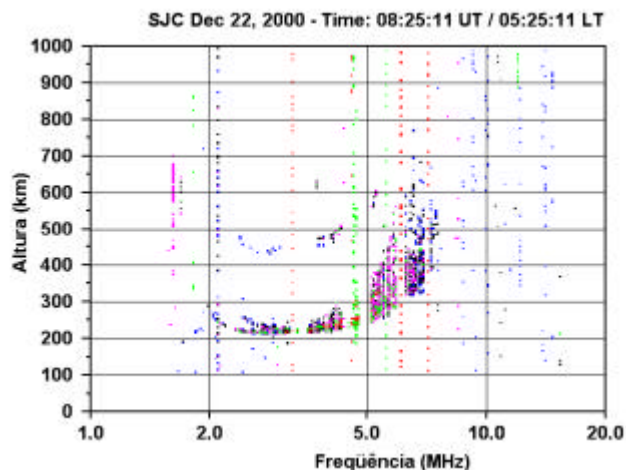


Figura 1.11 Ionograma obtido em 22 de dezembro de 2000, às 08h25min (UT) em São José dos Campos. Os traços com múltiplos ecos que aparecem acima de 4 MHz são característicos de espalhamento tipo Frequência.

1.3 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo apresentar e discutir as variações no perfil de densidade eletrônica do plasma ionosférico observados nos ionogramas e gráficos de isofrequência, obtidos em São José dos Campos, durante os períodos de atividade solar máxima (setembro de 2000 a agosto de 2001) e solar mínima (janeiro a dezembro de 2006). Essas variações oscilatórias, observadas em função da altura e com período de minutos a horas, estão relacionadas à propagação de ondas de gravidade.

Walker et. al. (1988) utilizando gráficos de isofrequência, conseguiram observar somente a presença de estruturas moduladas durante o período noturno. Em sua pesquisa, os autores afirmam que essas oscilações periódicas dificilmente poderiam ser vistas durante o período diurno devido à presença do forte gradiente de ionização latitudinal associado à anomalia equatorial e a variabilidade da localização do seu máximo. Outro objetivo deste trabalho é verificar se há a possibilidade de observar essas oscilações sob a região da anomalia equatorial (São José dos Campos) durante ambos os períodos diurno e noturno.

Este trabalho, também tem como objetivo estudar a presença de estratificação adicional da camada F (camada F1,5/F3) para o mesmo período de análise utilizado para a observação de propagação de onda de gravidade. Será verificada a relação, ou não, entre a propagação de ondas de gravidade e a formação de F1,5/F3. Os resultados obtidos em pesquisas anteriores através de modelagem do comportamento ionosférico prevêm que as regiões sob a anomalia equatorial seriam regiões de menor possibilidade de ocorrência de formação F1,5/F3 (BALAN; BAILEY, 1995, JENKINS et al., 1997, BALAN et al., 1998; 2000).

No Capítulo 2 serão descritos os mecanismos de propagação de ondas eletromagnéticas na ionosfera, o princípio de funcionamento da ionossonda digital, bem como são processados e armazenados os dados ionosféricos obtidos.

No Capítulo 3 descrevem-se os tipos de perturbações ionosféricas, dando ênfase as ondas de gravidade. Também é apresentada a teoria linear para ondas de gravidade internas propagando na atmosfera neutra, um histórico das observações e das possíveis fontes de geração.

No Capítulo 4 é apresentada a metodologia empregada para a observação de ondas de gravidade na região F bem como o cálculo dos parâmetros de onda. Os dados obtidos são caracterizados em dias geomagneticamente calmos e perturbados utilizando o índice Dst (*“Disturbance Storm Time”*). Também será apresentada a metodologia empregada para a verificação de formação de F1,5/F3.

No Capítulo 5 são apresentados e discutidos os valores dos parâmetros de onda de gravidade de setembro de 2000 a agosto de 2001 e de janeiro a dezembro de 2006. Também, são apresentados e discutidos os resultados obtidos para a formação de F1,5/F3 para o mesmo período de análise utilizado acima.

E finalmente, no Capítulo 6 são apresentadas as conclusões deste trabalho e feitas algumas recomendações para trabalhos futuros.

2 INSTRUMENTAÇÃO

Neste capítulo serão apresentados aspectos que envolvem a utilização do equipamento para sondagem ionosférica, a ionossonda tipo CADI (“Canadian Advanced Digital Ionosonde”), e o processamento dos dados ionosféricos.

2.1 Propagação de ondas de rádio-freqüência na ionosfera.

A ionosfera pode afetar a transmissão de ondas eletromagnéticas na faixa de rádio-freqüência (RF) em pelo menos duas maneiras diferentes. Primeiramente se as condições forem favoráveis, as partículas carregadas podem remover energia das ondas eletromagnéticas e atenuar o sinal. Em alguns casos, essa energia pode ser completamente absorvida. Em segundo lugar, como a densidade eletrônica não é constante com a altura, ocorrem mudanças de direção ao longo da propagação da onda (refração), podendo inclusive ocorrer à reflexão total (TASCIONE, 1988).

Quando a onda penetra a ionosfera, encontra um número considerável de elétrons livres, então parte da energia da onda é transferida aos elétrons que passam a oscilar com a mesma freqüência da onda. Parte desta energia pode ser perdida através de colisões entre elétrons e partículas neutras. Entretanto, quando o número de colisões (elétron – atmosfera neutra) é pequeno, a energia absorvida é transferida novamente a onda eletromagnética (RF) pelas oscilações dos elétrons. Assim, a energia da onda eletromagnética (RF) é restaurada (TASCIONE, 1988).

É importante mencionar que a massa do íon é milhares de vezes maior do que a massa do elétron. Assim, a aceleração do elétron é significativamente maior quando comparada com a dos íons. No entanto, os íons podem ser perturbados por ondas de RF em baixas freqüências. Logo, em alguns casos, pode-se admitir, sem erros apreciáveis, que os íons estejam quase parados em relação ao movimento do elétron. Deste modo, a energia da onda eletromagnética transferida aos íons pode ser desprezada (HUNSUCKER, 1991).

O plasma ionosférico pode ser considerado, em uma primeira abordagem, como sendo um ambiente gasoso no qual estão presentes íons positivos, íons negativos e elétrons livres

embebidos em uma atmosfera neutra (RIBEIRO, 2004). Assim, se houver um deslocamento de partículas carregadas no interior do campo eletromagnético nesta região, as partículas ficarão sujeitas à força de Lorentz,

$$\vec{F} = q \left(\vec{E} + \vec{v} \times \vec{B} \right) \quad (2.1)$$

onde q é a carga da partícula, \vec{E} é o campo elétrico, \vec{B} é a indução magnética e \vec{v} é a velocidade das partículas.

Appleton foi pioneiro ao considerar os efeitos do campo magnético terrestre no plasma ionosférico em 1924. Provando assim, que a giro-frequência dos elétrons sobre um campo magnético é comparável à frequência das ondas eletromagnéticas na faixa de rádio-frequência (Quadro 2.1), pela expressão:

$$f_H = \frac{|e| B_o}{2 \pi m_e} \quad (2.2)$$

onde f_H é a giro-frequência, B_o é a componente magnética dada em Tesla, e e m_e é a carga e a massa do elétron, respectivamente.

Quadro 2.1 Cálculo da giro-frequência para diferentes valores de altitude.

Altitude (km)	Valor do campo magnético Terrestre (nT)	Frequência (MHz)
100	22339	6,245
200	21452	5,997
300	20613	5,762

Em 1927, Appleton sugeriu a fórmula de Lorentz para caracterizar a dispersão, absorção e polarização para qualquer onda eletromagnética com qualquer ângulo de incidência num plasma na presença de um campo magnético. Também, determinou que a onda polarizada pode se dividir em duas componentes com sentidos opostos à sua polarização circular num plasma magnetizado (MITRA, 1952).

Posteriormente em 1901, Marconi transmitiu sinais de rádio -freqüência entre os dois continentes separados pelo oceano Atlântico, experiência realizada com sucesso confirmando a deflexão da onda por uma camada condutora, conhecida atualmente como ionosfera (RISHBETH; GARRIOTT, 1969).

2.2 Ionossonda

As primeiras medidas referentes às camadas ionosféricas ocorreram em 1926 realizadas por Appleton e Barnett, utilizando um transmissor de ondas contínuas. Na realidade, a idéia de usar pulsos de rádio -freqüência com a finalidade de medir a altura da ionosfera, foi concebida em 1925, por Gregory Breit e Merle Tuve. Nos anos seguintes à II Guerra Mundial, as investigações utilizando sistemas de sondagem tiveram um grande avanço tecnológico e as ionossondas se tornaram mais sofisticadas a ponto de poder estudar outros fenômenos ionosféricos, como por exemplo, a propagação de TIDs (*Travelling Ionospheric Disturbances*). As modernas ionossondas diferem das suas antecessoras por serem mais precisas e utilizam tecnologias digitais, sendo capazes de medir quantitativamente outras características dos pulsos de rádio -freqüência como freqüência exata, fase, polarização e a direção do pulso refletido.

As ionossondas atuam como radares, varrendo as freqüências de 1 a 20 MHz, conseguindo medir desde altura mínima da região E até o pico de freqüência crítica máxima (camada F2) da região F. Seu funcionamento consiste na emissão de um pulso de rádio -freqüência que se propaga verticalmente para cima numa freqüência fixa num curto espaço de tempo e depois de alguns milissegundos esse pulso atinge uma altura em que a freqüência da onda se iguala à freqüência do plasma -ambiente e é refletido para baixo pela ionosfera, sendo captado pelo receptor. Portanto a ionossonda estima o tempo de atraso entre o pulso enviado e o pulso refletido. Lembrando que, o intervalo de tempo de tempo entre o pulso que sai da Terra e o eco corresponde a duas vezes a altura equivalente (Figura 2.1). Logo se pode descrever a altura obtida como sendo:

$$h' = \left(\frac{c t_p}{2} \right) \quad (2.3)$$

onde t_p é o tempo total gasto durante a propagação do pulso, c é a velocidade da luz no vácuo ($3 \times 10^8 \text{ m/s}$).

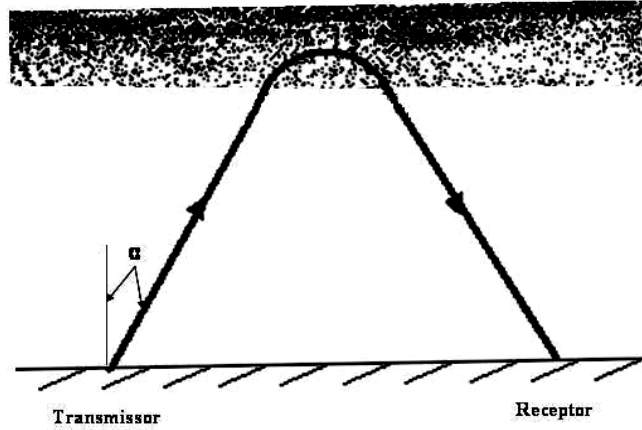


Figura 2.1 Ilustração do princípio de propagação da onda de rádio-frequência através do ar e pela ionosfera e sua reflexão total. Fonte: Adaptado de Mitra (1952).

A altura h' calculada através da equação (2.3) não corresponde à altura em que o pulso foi realmente refletido pela ionosfera. Isto ocorre devido à velocidade de propagação do pulso de rádio-frequência ser ligeiramente menor do que a velocidade da luz quando atinge o plasma ionosférico, portanto a altura calculada é dita altura virtual. Para a onda eletromagnética propagando-se no ar, assume-se que o índice de refração é $m_1 = 1$, entretanto ao penetrar as regiões ionizadas, o coeficiente de refração torna-se ligeiramente menor, $m_2 < m_1$, $q_2 > q_1$, onde q é o ângulo de refração e os índices 1 e 2 correspondem ao ar atmosférico e ao plasma ionosférico, respectivamente (MITRA, 1952). Lembrando que o índice de refração de regiões ionizadas é dado por:

$$m_2 = 1 - \left(\frac{q^2}{e_0 m \omega^2} \right) n(z) \quad (2.4)$$

onde q é a carga do elétron, $n(z)$ sua densidade em função da altura, m sua massa, ω a frequência angular da onda e e_0 a constante dielétrica.

Como o pulso passa numa região estratificada com diferentes densidades eletrônicas, o ângulo de refração varia seguindo a Lei de Snell dada por:

$$n_1 \operatorname{sen} q_1 = n_2 \operatorname{sen} q_2 \quad (2.5)$$

E a trajetória do pulso vai se assemelhando a uma curva como mostra a Figura 2.1. Até o momento que o ângulo de refração torna-se crítico ($q_1 = q_c, q_2 = 90^\circ$) e ocorre a reflexão total, onde a onda eletromagnética é refletida (MITRA, 1952).

Os componentes principais de qualquer radar incluem circuitos ou dispositivos que (a) defina o sinal a ser transmitido; (b) amplie o sinal a um nível de possível utilidade; (c) radie (como antenas) o sinal geralmente para cima e aceita os ecos, sinais que retornam; (d) captura o sinal (ou “eco”), por amplificação apropriada, filtragem e rejeição de ruído; (e) registra a informação do eco de alguma forma satisfatória (HUNSUCKER, 1991).

Ao contrário dos radares convencionais, a ionossonda não tenta dirigir sua antena para localizar seu “objetivo”. No lado prático, uma antena diretiva com médias e altas frequências (1 - 20 MHz) custaria muito, o que é inviável economicamente; também seria ineficaz, desde (como a superfície de mar) a superfície da ionosfera tem inclinação contínua, ondulação e é irregular; estas propriedades tornam impossível de determinar o local (ou localização) aonde as reflexões acontecem. Portanto, as antenas da ionossonda varrem o “céu inteiro” (MITRA, 1952).

Esses equipamentos consistem essencialmente dos seguintes componentes (Figura 2.2):

- a) Transmissor – gera pulsos de rádio -frequência de pequena duração entre 50 – 150 microssegundos.
- b) Receptor – o mesmo tipo de receptor utilizado nas comunicações, utilizando a mesma banda de frequência dos pulsos transmitidos.
- c) Antenas – uma utilizada para a transmissão e outra para a recepção, ambas com uma boa diretividade vertical.

- d) Osciloscópio de raios-catódicos – utilizado para mostrar os ecos recebidos (display).

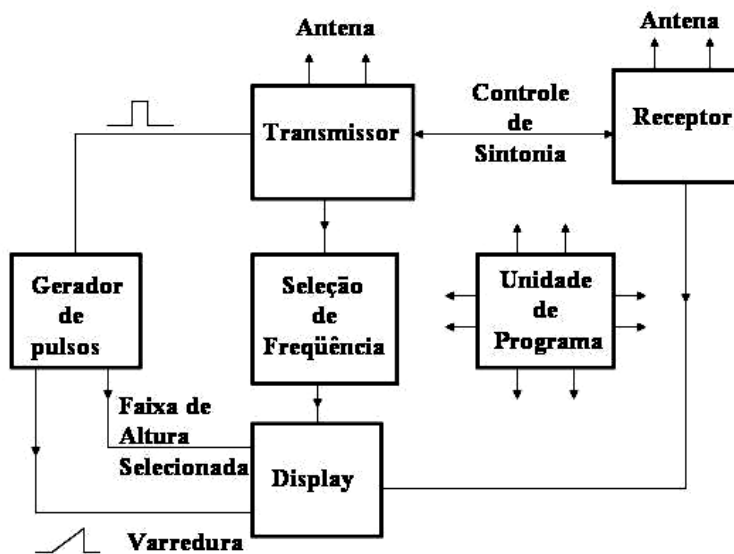


Figura 2.2 Diagrama de bloco de Ionossonda tradicional. Fonte: Adaptado de Hunsucker (1991).

Portanto o sinal recebido pelo receptor da ionossonda fornece como medidas diretas:

- Tempo de propagação do pulso de rádio-freqüência.
- Intensidade do sinal refletido.
- Estado de polarização da onda eletromagnética.
- A altura virtual versus a freqüência de ressonância de plasma (ionogramas).
- A freqüência crítica das camadas.
- Mínima freqüência de reflexão.
- O alcance e as freqüências de traços espalhados.
- Traços ordinários e extraordinários.

O sinal emitido normalmente na vertical é refletido pela ionosfera e em função do tempo decorrido entre a transmissão e a recepção do pulso à freqüência f , obtêm-se as chamadas curvas de $h'f$ ou ionogramas. Baseado na teoria de propagação de ondas na ionosfera, a teoria magneto-iônica pode-se produzir, a partir dos ionogramas, curvas de densidade eletrônica em função da altura (KIRCHHOFF, 1991). Sabendo que, quando o pulso

atinge uma determinada altura que a frequência da onda se iguala à frequência do plasma-ambiente e o pulso é refletido para baixo pela ionosfera (frequência crítica de reflexão - f_0), portanto, pode-se relacionar a frequência com a densidade eletrônica através da equação:

$$N_{\max} = 1,24 \times 10^4 \cdot f^2 \quad (2.6)$$

Os ionogramas (Figura 2.3) gerados pela ionossondas são analisados e interpretados para se obter os parâmetros ionosféricos, tais como as frequências de plasma das camadas ionosféricas, ou frequências críticas de reflexão das camadas E, F1 e F2, ou seja, f_0E , f_0F1 , f_0F2 , suas respectivas alturas virtuais mínimas de reflexão $h'E$, $h'F$, e $h'F2$, e o perfil vertical da densidade eletrônica da parte inferior da ionosfera até o pico de densidade máxima (Figura 2.3).

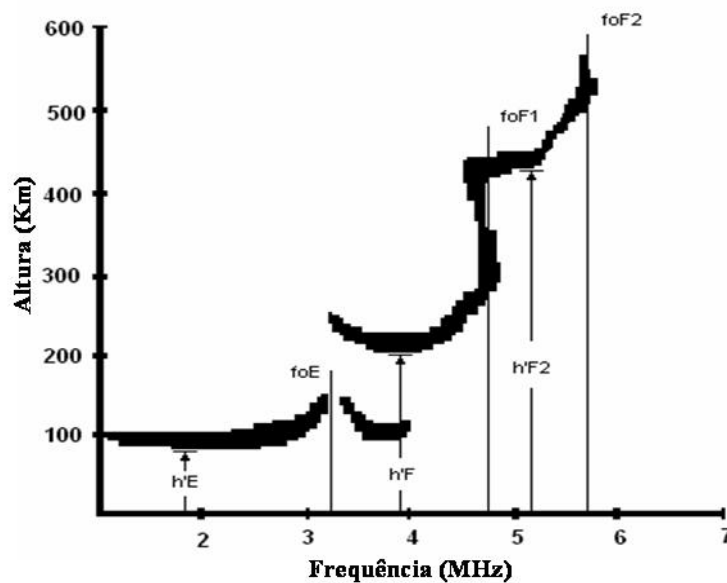


Figura 2.3 Ilustração empírica de ionograma idealizado. Fonte: Adaptado de URSI Handbook (1972).

A descrição dos procedimentos e da nomenclatura para a análise e redução de ionogramas é dada pelo livro *Handbook of Ionogram Interpretation and Reduction* (URSI, 1978). Entretanto, a redução de ionogramas é uma ciência e uma arte, e é impossível a descrição completa em um livro de todos os tipos de características e diferentes fenômenos

que ocorrem na ionosfera e as técnicas correspondentes para a redução desses ionogramas (HUNSUCKER, 1991).

A determinação experimental da máxima densidade eletrônica, o que corresponde à máxima frequência crítica de reflexão, é produzida pelo aumento gradual das frequências dos pulsos de exploração até notar-se que a frequência dos ecos desaparece. Se a camada, tal como a camada E, possui um pequeno limite de reflexão, observa-se que com o aumento da frequência há um pequeno aumento da altura equivalente. Entretanto, se a camada for difusa, como a camada F, então com o aumento da frequência, a altura equivalente aumenta significativamente devido o maior tempo de retardação dos pulsos de exploração. Outro caso, bastante observado, é a dupla refração magneto-iônica, onde há dois ecos, um ordinário e outro extraordinário (Figura 2.4).

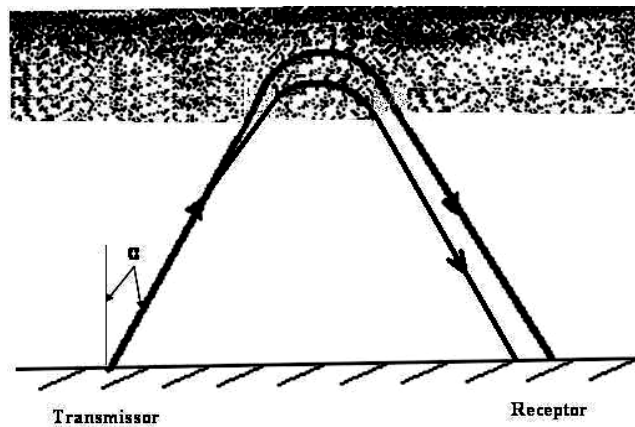


Figura 2.4 Ao penetrar a parte inferior da ionosfera a onda eletromagnética se divide em duas componentes: ordinária e extraordinária, que se propagam com velocidades diferentes. Fonte: Adaptado de Mitra (1952).

O princípio básico da sondagem ionosférica vertical é dado pelas frequências críticas de reflexão do magnetoplasma descritos como:

$X = 1$	para eco ordinário
$X = 1 - Y$	para eco extraordinário
$X = 1 + Y$	para componente z da onda eletromagnética

onde

$$\begin{aligned}
X &= \left(\frac{\mathbf{w}_{pe}}{f} \right)^2; \\
Y &= \frac{f_H}{f} \\
\mathbf{w}_{pe} &= \sqrt{\frac{n_e^2}{4\mathbf{p}^2 m_e \mathbf{e}_o}} \\
f_H &= \frac{|e| B_o}{2\mathbf{p} m_e}
\end{aligned} \tag{2.7}$$

onde n_e, e e m_e correspondem respectivamente a densidade, carga e massa dos elétrons. \mathbf{e}_o é a permissividade no vácuo, B_o corresponde ao campo magnético terrestre, f é a frequência do pulso de RF, \mathbf{w}_{pe} é a frequência do plasma e f_H é a giro-frequência (REINISCH, 1996).

O conceito básico envolvido no funcionamento da ionossonda pode ser descrito da seguinte maneira. Uma onda eletromagnética ordinária se propaga na região ionizada da atmosfera de acordo com a relação de dispersão:

$$k^2 c^2 = \mathbf{w}_o^2 - \mathbf{w}_{pe}^2 \tag{2.8}$$

onde

$$\mathbf{w}_{pe}(z) = \left[\frac{n_e(z) e^2}{m_e \mathbf{e}_o} \right]^{1/2} \tag{2.9}$$

onde k é número de onda ordinária, \mathbf{w}_o é a frequência da onda ordinária, $\mathbf{w}_{pe}(z) = 2\mathbf{p} f$ representa a frequência natural do plasma ionosférico, c é a velocidade da luz no vácuo, $n_e(z)$ é a densidade numérica de elétrons em função da altura, e é a carga do elétron, m_e é a massa do elétron e \mathbf{e}_o é a permissividade elétrica do vácuo. Portanto, uma

onda eletromagnética só se propaga no meio ionizado quando sua frequência é superior à frequência de plasma, ou seja, $\omega > \omega_{pe}$.

Quando um pulso eletromagnético é transmitido pela ionossonda com determinada frequência (ω), este pulso vai se propagar verticalmente até encontrar uma região da ionosfera com uma frequência de plasma, $\omega_{pe}(z)$, igual ou superior ao pulso emitido. Quando $\omega \leq \omega_{pe}$ ocorre a condição para reflexão do pulso eletromagnético. Assim, ao se fazer uma varredura em frequência do pulso eletromagnético transmitido obtêm-se reflexões de sinal em diferentes altitudes, correspondendo à variação (aumento) da densidade eletrônica (ou frequência de plasma) com a altitude. Para frequências de transmissão acima da frequência máxima do plasma ionosférico (correspondente ao pico de densidade eletrônica) o sinal não é mais refletido pela ionosfera. A sondagem descrita acima fornece o perfil vertical de densidade eletrônica da parte inferior da ionosfera (até a altitude do pico em densidade eletrônica), a densidade eletrônica alcançar o valor máximo aproximadamente entre 200 a 400 km de altitude. Para estudar o perfil superior de densidade eletrônica da ionosfera é necessário o uso de um equipamento de ionossonda via satélite (HUNSUCKER, 1991).

Portanto, além de ser um sistema de radar com baixos custos e pouca manutenção, a ionossonda digital é extremamente versátil, sendo uma ferramenta eficaz para o estudo do perfil inferior de densidade eletrônica da ionosfera. A análise dos dados em tempo real permite a descrição das variações das características ionosféricas sendo importante para os sistemas de telecomunicações, monitoramento do clima espacial, etc. Essa tecnologia não está limitada apenas a ionossondas situadas no solo, em 1999 a NASA lançou o satélite IMAGE capaz de monitorar e descrever o perfil superior da ionosfera (HUNSUCKER, 1991).

2.2.1 Ionossonda Digital do Tipo CADI

A Ionossonda tipo CADI (“Canadian Advanced Digital Ionosonde”) (Figura 2.5 e 2.6) possui características similares as ionossondas tradicionais, como também possui rotinas tanto para monitoramento ionosférico quanto para a pesquisa científica (tecnologia digital). Utiliza sondagem vertical com pulsos de rádio-frequência de alta potência. Por utilizar as capacidades e a tecnologia de computador moderno (PC – “personal computer”) como: armazenamento de todos os dados, controle, exibição e comunicação, a CADI apresenta dimensões menores e

custos reduzidos comparado as ionossondas tradicionais. A CADI utiliza todas as capacidades possíveis do PC. Os receptores e sintetizador de frequência são placas que estão conectadas diretamente a placa mãe, isso apresenta duas importantes vantagens: diminuição considerável de custo, uma vez que o gabinete externo não é necessário, e o sistema tornou-se mais flexível e de fácil manutenção (MACDOUGALL et al., 1995).



Figura 2.5 Sistema de transmissão da ionossonda digital tipo CADI.



Figura 2.6 Ionossonda digital tipo CADI.

Características:

Quadro 2.2 Especificações da CADI

ESPECIFICAÇÕES	
Seleção de frequência	1 a 20 MHz
Varredura	100, 200, 400 linear ou logarítmico
Faixa de altura selecionada	90 a 1024 km
Resolução de altitude	6 km
Codificação de pulso	Código Baker 13 bit ou pulso simples, 8 bit
Gerador de frequência	SDD – Síntese Digital Direta
Largura de pulso	40 μ s
Taxa de repetição do pulso	20 pps
Potência do sinal transmitido	600 W
Antenas	Duplo delta
Dimensões	90 x 432 x 391 mm

Fonte: Modificada de MacDougall et. al., (1995).

- Duas faixas de altura podem ser selecionadas de 90 a 512 km ou de 90 a 1024 km, com 6 km de resolução.
- Sistema de controle digital provê alta flexibilidade, uma vez que modos de operação múltiplos estão disponíveis.
- Banda de frequência entre 1 a 20 MHz. Apresenta três tipos de varredura: baixa resolução (100 frequência), média resolução (200 frequência) e alta resolução (400 frequência). O tamanho do passo pode ser selecionado entre linear e logarítmico.

Como frequências distintas são refletidas em diferentes altitudes, portanto, a varredura em frequência da CADI permite cobrir alturas entre aproximadamente 90 e 1024 km, aproximadamente, conseguindo descrever o perfil de densidade eletrônica da ionosfera satisfatoriamente. A CADI também fornece dados de velocidade de ventos ionosféricos (derivados do plasma) através da medida do deslocamento Doppler dos ecos ionosféricos.

O armazenamento dos dados coletados pela CADI é transferido todos os dias para o disco rígido do PC, utilizando unidades de disco 120 Mb. A capacidade é aumentada em 10% pelo programa de compressão de dados, podendo operar sem supervisão por algumas semanas (tipicamente 3), fornecendo 5 Mbytes por dia, aproximadamente (MACDOUGALL et al., 1995).

O processamento dos dados da ionossonda digital CADI se dá através de dois programas: CADITEST e CADIRUN. O programa CADITEST é usado para verificar se o sistema da CADI está operando satisfatoriamente. Quando executado, o programa fornece através do menu principal a escolha dos modos de operação entre uma série de diferentes tipos oferecidos. Enquanto que o programa CADIRUN é responsável pela aquisição de dados e como estes serão armazenados (MACDOUGALL et al., 1995).

Esse sistema foi desenvolvido pela Rede Canadense de Pesquisa Espacial (Canadian Network for Space Research). Integra técnicas de codificação de fase, eletrônica de estado sólido e tecnologia de computador pessoal moderno. O sistema pode operar com um único ou vários receptores, por ser um sistema de antenas contendo quatro dipolos com configuração do tipo delta duplo, com um receptor em cada antena. É capaz de medir quantitativamente outras características do pulso de rádio-frequência como frequência exata, tempo de atraso, altura versus frequência, fase, amplitude, polarização, direção e o ângulo do pulso refletido.

A ionossonda CADI que o grupo de Física e Astronomia opera, no campus da UNIVAP, possui um sistema transmissor em rádio-frequência (RF) que opera com modulação pulsada, ligada a uma antena transmissora do tipo delta, e um sistema de recepção dos sinais de retorno da ionosfera, ligado à outra antena tipo delta. O pulso de sinal emitido pelo transmissor, após ser refletido pelas camadas ionosféricas é recebido pelo sistema receptor, sofrendo um atraso temporal da ordem de centenas de micro-segundos em relação ao pulso transmitido. O afastamento entre pulsos sucessivos representa uma medida do intervalo de altitude entre a superfície e a região de reflexão do pulso na ionosfera, a qual depende da frequência transmitida. No sistema existente, os sinais são apresentados na tela de um microcomputador na forma de gráficos, chamados ionogramas, onde o eixo horizontal do gráfico é dado pela frequência e o vertical pela altura virtual (Figura 2.7).

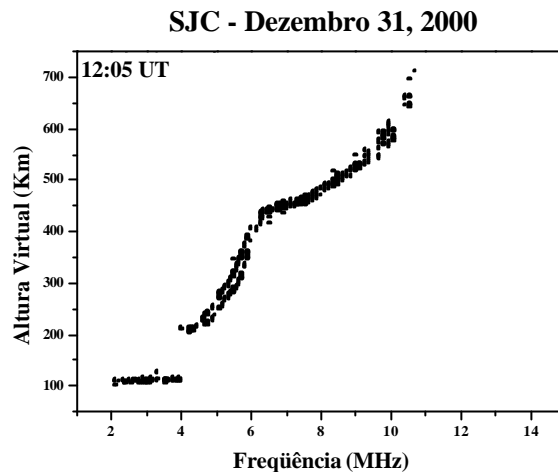


Figura 2.7 Ionograma de São José dos Campos indicando o perfil de densidade eletrônica correspondente a 31 de dezembro de 2000 às 12:05 UT.

Uma limitação da ionossonda digital é obter informações apenas do perfil inferior de densidade eletrônica da ionosfera, obtendo informações da região E até o pico de máxima ionização da região F. Como opera na faixa de altas frequências (1 – 20 MHz) não consegue obter muitas informações da região D. Outra limitação ocorre durante período em que a região E apresenta intensa ionização (E esporádica) impossibilitando as medições precisas da região F (HUNSUCKER, 1991).

Finalmente, a confiabilidade da transmissão e recepção do sinal depende do projeto bem elaborado, da construção, calibração e instalação das antenas do sistema da ionossonda, como também das suas análises das respostas obtidas referentes à interação dos pulsos com as irregularidades ionosféricas (HUNSUCKER, 1991).

2.3 Processamento dos Ionogramas

O processamento dos ionogramas para a redução dos parâmetros ionosférico pode ser realizado utilizando o próprio programa da CADI, que é implementado em linguagem de programação Borland C e executado via DOS ou através do sistema desenvolvido pelo Grupo de Física e Astronomia da Universidade do Vale do Paraíba (UNIVAP) em São José dos Campos. Esse sistema designado UDIDA (UNIVAP Digital Data Analysis) é uma interface do sistema DOS para o sistema Windows.

A organização do banco de dados, visualização, redução de dados e análise é realizado por um conjunto de ferramentas computacionais do UDIDA. O sistema apresenta em seu menu inicial, opções para redução de dados, gráfico de isofrequência e ondas de gravidade. Como o sistema padrão da CADI não apresenta redução de dados com armazenamento computacional dos parâmetros ionosféricos observáveis, o sistema UDIDA é capaz de gravar num diretório específico os dados dos ionogramas com extensões *.md3 e *.md4.

Para a redução de dados é possível selecionar o observatório cadastrado desejado e o dia a ser analisado. Os ionogramas podem ser reduzidos para camada E, camada F ou para ambas simultaneamente. O programa seleciona esse conjunto de parâmetros utilizados para redução de dados através da janela apresentada na Figura 2.8.



Figura 2.8 Janela do sistema UDIDA para redução de dados.

Os parâmetros considerados estão descritos a seguir:

- h'E – altura mínima da camada E,
- foE – frequência crítica máxima da camada E,
- fEs – frequência crítica da E esporádica,

h'F – altura mínima da camada F,
foF2- frequência crítica máxima da camada F,
hpF2 – altura real do pico da camada F.

Depois de selecionada qual região a ser reduzida, o sistema possibilita a redução dos dados e a obtenção dos parâmetros ionosférico bastando um clique do mouse sobre o traço correspondente a componente ordinária do sinal refletido como mostra a Figura 2.9. Quando as características do traço não se apresentam claramente visíveis, o traço ionosférico pode ser extrapolado em altura e frequência, a fim de fornecer o valor mais provável das características dos traços.

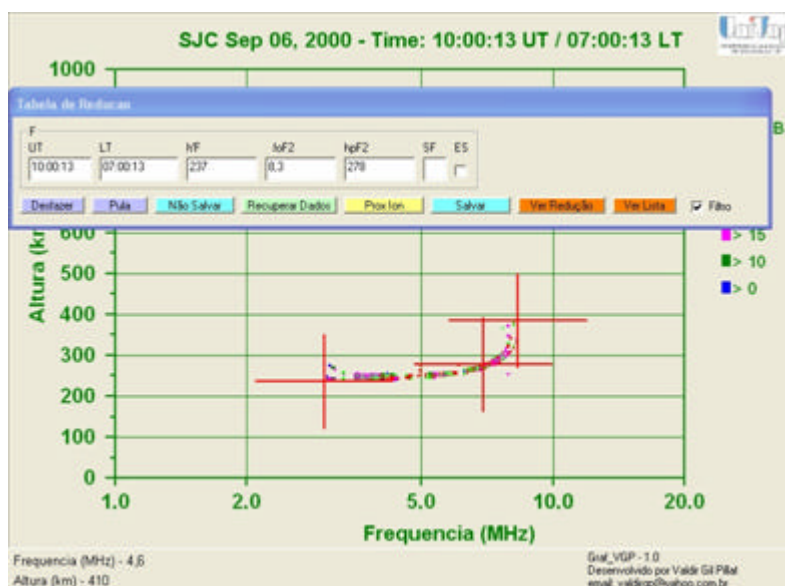


Figura 2.9 Visualização do ionograma reduzido para a região F.

Outra opção do programa UDIDA são os gráficos de isofrequência (Figura 2.10) que são gerados através dos ionogramas do tipo baixa resolução espectral e alta resolução temporal. Geralmente utiliza-se ionogramas com extensões *.md3 com as frequências selecionadas de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz com frequência de amostragem a cada 100 segundos.

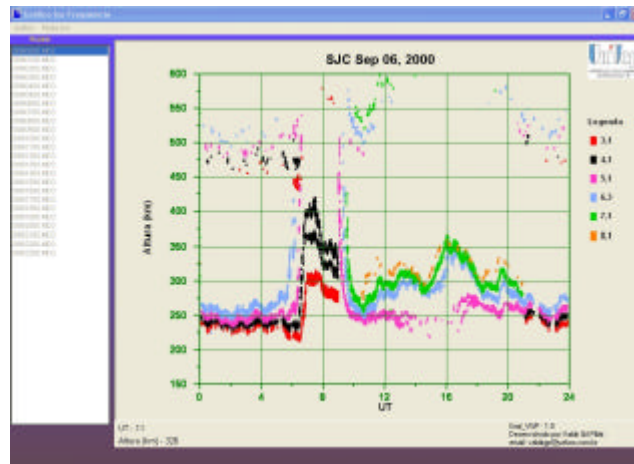


Figura 2.10 Exemplo de gráfico de isofrequência utilizando ionogramas com extensões *.md3.

A ferramenta ondas de gravidade utiliza gráficos de isofrequência e foi desenvolvida para estudar a propagação de TIDs, ondas de gravidade e variações bruscas de altitude na região F. Nesta opção pode-se selecionar o horário e/ou altitude e/ou frequência de interesse de análise como mostra a Figura 2.11.

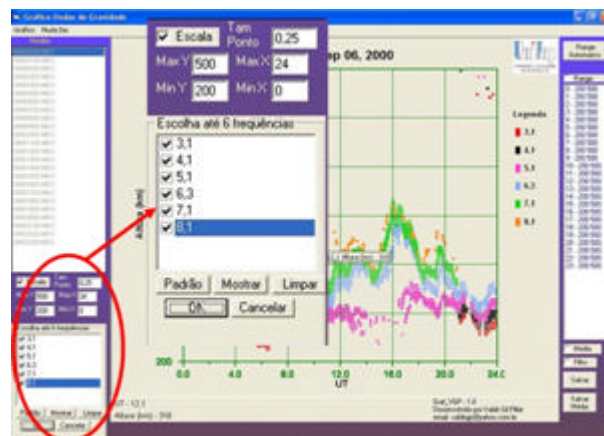


Figura 2.11 Exemplo de gráfico de ondas de gravidade. A região ampliada mostra a janela de opção para horário, altitude e frequência, diferente da opção de gráficos de isofrequência.

O programa UDIDA fornece outras ferramentas que não foram acima descritas como propagação de ondas planetárias, média dos parâmetros ionosféricos reduzidos, cálculo da altura real da região F e comparação entre dados de dois ou três observatórios.

3 ONDAS DE GRAVIDADE

Neste capítulo será apresentado um breve sumário sobre as perturbações ionosféricas oscilatórias, dando ênfase à descrição das ondas de gravidade. Também, serão apresentados: uma breve descrição matemática envolvendo a teoria linear das ondas de gravidade e um pequeno resumo sobre fonte de geração e técnicas observacionais.

3.1 Perturbações ionosféricas oscilatórias

A ionosfera é uma região dinâmica sujeita às flutuações de grande, média e pequena escala, regularmente ou irregularmente. As oscilações na atmosfera superior ocorrem devido aos processos básicos de balanço de energia que ocorrem na termosfera como aquecimento UV e EUV (radiação solar absorvida principalmente pelos constituintes O_2 e N_2), transporte, convecção e condução. Essas oscilações se propagam como ondas e podem atingir a região F, provocando perturbações no perfil de densidade eletrônica do plasma ionosférico (HINES, 1974a). No entanto, existem vários tipos de ondas atmosféricas que podem ser classificadas, de acordo com o seu período, como: ondas planetárias, ondas de maré ou maré atmosférica, ondas de gravidade e ondas infra-sônicas (LASTOVICKA, 2006).

As ondas planetárias possuem períodos de 2 a 30 dias, são de origem troposférica e podem penetrar diretamente altitudes acima de 100 km ou de origem solar com períodos de aproximadamente 27 ou 16 dias (rotação solar e meia rotação solar) (LASTOVICKA et al., 2003, FAGUNDES et al., 2005). Entretanto, as ondas planetárias não conseguem penetrar de maneira direta a alta ionosfera, propagando-se na região F da ionosfera de maneira indireta através de: a) deriva vertical de plasma do dínamo da região E devido à modulação provocada pelas ondas planetárias, b) interações com marés atmosféricas, c) interações com ondas de gravidade e d) mudanças nas propriedades ou composição na região da turbopausa (região entre a heterosfera e a homosfera, também denominada turbosfera) ou na base da termosfera (LASTOVICKA, 2006).

Os efeitos da propagação de ondas planetárias podem ser observados nas camadas E e F2 (HINES, 1960). A variação do efeito da força de Coriolis com a latitude (força que age sobre a atmosfera) provoca como resultado ondas horizontalmente transversais com

comprimentos de onda horizontais de milhares de quilômetros. As amplitudes das ondas planetárias são irregulares e geralmente uma onda se divide gerando diferentes ondas (LASTOVICKA, 2006).

As ondas de maré ou maré atmosférica têm origem térmica principalmente, e não gravitacional. São geradas pelo aquecimento solar periódico e diferencial. O deslocamento do ar provocado pelo diferencial de temperatura através das linhas do campo geomagnético induz a formação de correntes elétricas ionosféricas, causando variações geomagnéticas com períodos solar. Portanto, os períodos dessas ondas estão relacionados com um dia solar, sendo dominantes os períodos de 24, 12 e em altas latitudes de 8 horas. Ondas planetárias combinadas com marés atmosféricas apresentam um papel fundamental para a formação e desenvolvimento de camadas E-esporádicas em médias latitudes (HARGREAVES, 1992).

As ondas de gravidade são oscilações com períodos de minutos a horas. As ondas de gravidade podem ser divididas em três grupos de acordo com sua velocidade e período: grande escala (propaga-se horizontalmente e predominantemente de origem auroral), média escala (origem na baixa atmosfera) e de pequena escala (HOCKE; SCHLEGEL, 1996, LASTOVICKA, 2006). As ondas de gravidade são ondas que surgem principalmente na baixa atmosfera a partir do desequilíbrio entre a força de gravidade e o gradiente de pressão e propagam-se até a alta atmosfera. Podem ser geradas por inúmeras fontes na troposfera e também podem ser geradas por eventos relacionados à atividade geomagnética. As ondas de gravidade e TIDs desempenham um papel importante no transporte de energia e momentum da baixa para a alta atmosfera terrestre, assim como das altas para as baixas latitudes (HOCKE; SCHLEGEL, 1996).

As ondas infrasônicas são oscilações com períodos de 1 s até alguns minutos. Como fontes de geração de ondas infrasônicas, pode-se citar: as mudanças meteorológicas (furacões, tornados, tempestades, frentes frias, etc.), explosões nucleares, explosões vulcânicas ou terremotos, eclipses solar, atividade auroral, meteoros e etc. (LASTOVICKA, 2006)

3.1.1 Ondas de gravidade

Este trabalho tem como objetivo apresentar e discutir as variações no perfil vertical de densidade eletrônica do plasma ionosférico provocado pela propagação de ondas de

gravidade. Nesta seção serão apresentados um pequeno histórico sobre ondas de gravidade, uma breve descrição da teoria linear, as mais conhecidas fontes de geração e as principais técnicas observacionais.

As ondas de gravidade são ondas que surgem principalmente na baixa atmosfera a partir do desequilíbrio entre a força de gravidade e o gradiente de pressão e propagam-se da baixa até a alta atmosfera. À parte dos fortes efeitos ocasionais na baixa atmosférica, a principal influência das ondas de gravidade acontece na média atmosfera, entre aproximadamente 50 e 110 km altitudes. Devido à densidade vertical decrescente da atmosfera neutra, as amplitudes das ondas de gravidade crescem com altitude a fim de manter o fluxo de energia constante, portanto a amplitude da onda de gravidade continua a crescer com a altitude até alcançar uma determinada altitude onde as ondas não suportam mais as oscilações e se quebram, depositando energia e momentum na atmosfera. Portanto, estas ondas são responsáveis por transmitir energia e momentum, e assim, podem afetar a estrutura horizontal e vertical da atmosfera superior e ionosfera (HINES, 1974b).

Na atmosfera quando uma “parcela de ar” é tirada da posição de equilíbrio surge uma força restauradora na parcela do fluido deslocado, o termo onda de gravidade é devido à força da gravidade ser a força restauradora em questão. Como, a atmosfera se encontra em equilíbrio entre as forças do gradiente de pressão e da força de gravidade, se uma parcela de ar for deslocada deste equilíbrio hidrostático, em oposição a essa perturbação aparecerá uma força restauradora, de tal forma a retornar a parcela de ar deslocada a sua posição original. Assim sendo, esta parcela de ar vai oscilar em torno da sua posição inicial com uma frequência característica. Esta frequência é denominada frequência de Brunt-Väisälä (NAPPO, 2002).

Ondas que possuem períodos maiores que as frequências de Brunt-Väisälä são conhecidas como ondas de gravidade internas ou ondas acústicas de gravidade. Estas ondas têm períodos entre 30 a 300 minutos e, uma vez geradas, propagam-se na direção horizontal e vertical, interagindo com a atmosfera de várias maneiras a depender do seu comprimento de onda e frequência (vide Quadro 3.1) (BEER, 1974).

Considerável progresso ocorreu no entendimento de ondas de gravidade e suas relações com TIDs na baixa e na média atmosfera dentro das últimas quatro décadas desde o

estudo pioneiro por Hines (1960). Em 1984, o conhecimento sobre as ondas de gravidade na média atmosfera era bastante limitado, embora o seu papel no transporte energia e momento, como também a sua contribuição para a turbulência, sua influência na circulação atmosférica e na estrutura térmica da média atmosfera era reconhecido, sendo baseada nos limites teóricos, numérico, e observacionais dos estudos da época (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

Quadro 3.1 Principais tipos de ondas atmosféricas

TIPO DE ONDAS	PERÍODO
Acústicas	< 270 s
Gravidade	270 s – 3 h
Planetárias	> 12 h
Marés Atmosféricas	24 / m, onde: m = 1, 2..

Fonte: Modificada de Beer, 1974.

Ao longo das últimas décadas, os estudos realizados contribuíram para um entendimento mais detalhado das ondas de gravidade, como suas características espectrais, seu comportamento com altitude, variabilidade, fontes, média variável, seus movimentos em baixa-frequência, como também a climatologia global e os seus efeitos, os processos e interações que diminuem as amplitudes da onda, efeito espectral, e resposta para turbulência e fluxos (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

Há vários tipos de ondas de gravidade com diferentes frequências, diferentes comprimentos de ondas e com diferentes ângulos de inclinação, e seus períodos podem variar de minutos a horas. As ondas que se propaga da alta atmosfera para baixa atmosfera sofrem atenuação de energia à medida que caminham. As ondas de gravidade que se propagam da baixa atmosfera para a alta atmosfera sofrem um aumento de energia à medida que se propagam devido à ação dos ventos oscilatórios, gradiente de temperatura e pressão e a densidade decrescente da atmosfera neutra, entretanto isso somente não acontece se ocorrer reflexão ou dissipação dessas ondas (BEER, 1974).

As ondas de gravidades e os TIDs são freqüentemente classificados em dois diferentes grupos: propagações de grande e média escala, de acordo com sua velocidade e período.

Ondas de gravidade e TIDs de grande escala geralmente propagam na termosfera e possuem velocidade horizontal entre 400 a 1000 m/s (similar à velocidade do som na termosfera), comprimentos de ondas horizontais maiores do que 1000 km e períodos entre 30 min a 3 h. Ondas de média escala propagam na baixa atmosfera possuem velocidade horizontal entre 100 a 250 m/s (menor do que a velocidade do som), comprimento de onda de algumas centenas de quilômetros e períodos entre 15 e 60 min (HOCKE; SCHLEGEL, 1996).

Entre os muitos trabalhos, consideram-se como as principais fontes de geração das ondas de gravidades, dentre as quais se destacam as convecções troposféricas, tempestades elétricas, frentes meteorológicas e forçante orográficos. Ondas de pequenas escala, com períodos menores que 1 hora são reconhecidas por propagarem-se por toda média atmosfera (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

Existem diferentes técnicas observacionais para o estudo de ondas de gravidade, tais como observações via radar de vento, radar de laser, foguetes, satélites, ionossondas e técnicas ópticas. Entretanto, ainda existem muitas limitações na observação dos parâmetros das ondas de gravidade impostas pelos instrumentos utilizados. Contudo, a combinação dos vários métodos observacionais é muito importante para um estudo mais detalhado das ondas de gravidade. Entretanto, várias áreas necessitam de progresso para refinar a compreensão, descrição e a previsão das influências das ondas de gravidade na média e alta atmosfera (HOCKE; SCHLEGEL, 1996).

Nas seções seguintes será apresentado o desenvolvimento teórico das equações fundamentais que descrevem as ondas mecânicas e a dinâmica da ionosfera.

3.2 Teoria linear

A teoria linear contribui para o maior entendimento das ondas de gravidade devido à facilidade de descrever e resolver tais sistemas. As equações descritas pela teoria linear são simplificadas e de fácil solução quando comparadas aos modelos não-lineares (NAPPO, 2002).

Entretanto a simplicidade da teoria linear despreza aspectos importantes da atmosfera, tais como a turbulência, a variação temporal das amplitudes das ondas, variações térmicas,

variação da aceleração da gravidade, ausência de movimento rotacional, entre outros. Para uma descrição completa do sistema atmosférico perturbado pelas ondas de gravidade, os termos não-lineares não devem ser desconsiderados (NAPPO, 2002).

Em 1960, Hines estudou as ondas em altitudes ionosféricas com períodos de aproximadamente 200 minutos, e convenientemente descreveu essas ondas como sendo ondas de gravidade.

As ondas de gravidade internas existem com períodos maiores que:

$$t = \frac{2pC}{(g-1)^{1/2}g} \quad (3.1)$$

onde C é a velocidade do som ($C^2 = g p_o / r_o$), g é a aceleração da gravidade e g é dado por $g = \frac{c_p}{c_v}$, onde c_p é o calor específico a pressão constante e c_v é o calor específico a volume constante. Para as regiões D e E da ionosfera, as ondas de gravidade internas apresentam períodos de aproximadamente 5 minutos ($C \cong 280 \text{ m/s}$, $g \cong 9,5 \text{ m/s}^2$ e $g \cong 1,4$).

3.2.1 Propagação de ondas na atmosfera neutra.

O desenvolvimento matemático realizado por Hines (1960) é baseado num modelo ideal estacionário (na ausência de propagação de ondas), considerando uma atmosfera uniforme em sua composição e temperatura. Forças como gradiente de pressão, gravidade e inércia são tratadas separadamente e explicitamente, e o campo magnético é considerado constante tanto na sua direção como magnitude.

A alta atmosfera possui diferentes tipos de ondas se propagando. Muitas dessas ondas se originam na atmosfera neutra e outras se originam na ionosfera, entretanto existe uma grande interação entre os componentes neutros e os ionizados. Um importante tipo de ondas presente na atmosfera neutra são as ondas de gravidade internas, essas ondas apresentam

períodos de minutos, comprimento de onda de algumas centenas de quilômetros e se propagam aproximadamente na velocidade do som (HINES, 1960).

Neste trabalho escolheu-se enfatizar a propagação das ondas de gravidade na atmosfera neutra devido ao tratamento bastante simplificado e a relação de dispersão ser obtida com mais facilidade.

3.2.2 Teoria das ondas de gravidade internas.

Na atmosfera, a densidade varia gradualmente com a altitude, portanto tanto o gradiente de pressão e a força da gravidade devem ser considerados. Para essas ondas, o efeito de rotação da Terra pode ser negligenciado. Assumindo o caso mais simples, tem-se:

- Uma pequena variação de pressão e densidade
- Conservação de energia
- Onda plana bidimensional com solução: $\exp j(\omega t - k_x x - k_z z)$

Assumindo estas condições, as oscilações atmosféricas são governadas pelas seguintes equações:

$$\begin{aligned}
 \mathbf{r}_o \frac{\partial u}{\partial t} &= -\frac{\partial p_1}{\partial x} \\
 \mathbf{r}_o \frac{\partial w}{\partial t} &= -\frac{\partial p_1}{\partial z} - g \mathbf{r}_1 \\
 \frac{\partial p_1}{\partial t} + w \frac{\partial p_o}{\partial z} &= C^2 \left(\frac{\partial \mathbf{r}_1}{\partial t} + w \frac{\partial \mathbf{r}_o}{\partial z} \right) \\
 \frac{\partial \mathbf{r}_1}{\partial t} + w \frac{\partial \mathbf{r}_o}{\partial z} &= -\mathbf{r}_o \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)
 \end{aligned} \tag{3.2}$$

Lembrando que $p = p_o + p_1$ e $\mathbf{r} = \mathbf{r}_o + \mathbf{r}_1$, onde p é a pressão, \mathbf{r} é a densidade e os índices 0 e 1 são o estado estático e perturbado, respectivamente. E, as velocidades dadas por u e w são representadas nos eixos x e z , respectivamente (HINES, 1960).

São supostas as seguintes soluções:

$$\frac{p_1}{p_o P} = \frac{\mathbf{r}_1}{\mathbf{r}_o R} = \frac{u}{X} = \frac{w}{Z} = A \exp i(\mathbf{w}t - K_x x - K_z z) \quad (3.3)$$

Sendo a relação de dispersão dada por:

$$\mathbf{w}^4 - \mathbf{w}^2 C^2 (K_x^2 + K_z^2) + (\mathbf{g} - 1) g^2 K_x^2 - i \mathbf{g} g \mathbf{w}^2 K_z / 4C^2 = 0 \quad (3.4)$$

onde P, R, X, Z e A são constantes, \mathbf{w} é uma constante real e K_x e K_z são números de onda complexos na direção horizontal (x) e vertical (z), respectivamente. Portanto P, R, X, Z são dadas por:

$$\begin{aligned} P &= \mathbf{g} \mathbf{w}^2 K_z - i \mathbf{g} g \mathbf{w}^2 / C^2 \\ R &= \mathbf{w}^2 K_z + i(\mathbf{g} - 1) g K_x^2 - i \mathbf{g} g \mathbf{w}^2 / C^2 \\ X &= \mathbf{w} K_x K_z C^2 - i \mathbf{g} \mathbf{w} K_x \\ Z &= \mathbf{w}^3 - \mathbf{w} K_x^2 C^2 \end{aligned} \quad (3.5)$$

Se negligenciar os efeitos da aceleração da gravidade ($g = 0$), então a relação de dispersão pode ser expressa por:

$$\mathbf{w}^2 = C^2 (K_x^2 + K_z^2) \quad (3.6)$$

Essa relação de dispersão descreve as ondas sonoras, onde a velocidade de fase é independente da direção da onda. Assume-se que $K_x = k_x$ (real) e K_z (imaginário) é dado por $K_z = k_z + i \mathbf{g} g / 2C^2$.

Ao analisar ondas de gravidade interna é conveniente extrair o termo complexo $i \mathbf{g} g / 2C^2$ do número de onda vertical (K_z). Reescrevendo a relação de dispersão, tem-se:

$$\mathbf{w}^4 - \mathbf{w}^2 C^2 (k_x^2 + k_z^2) + (\mathbf{g} - 1) g^2 k_x^2 - \mathbf{w}^2 \mathbf{g}^2 g^2 / 4C^2 = 0 \quad (3.7)$$

Nesta equação, ω é a frequência angular da onda, k_x e k_z são os números de onda ($k = 2\pi/\lambda$) na direção horizontal (x) e vertical (z), respectivamente. Para determinar a relação de dispersão, foram supostas as seguintes soluções:

$$\frac{p_1}{\rho_o P} = \frac{r_1}{r_o R} = \frac{u}{X} = \frac{w}{Z} = A \exp\left(\frac{z g g}{2 C^2}\right) \cdot \exp i(\omega t - k_x x - k_z z) \quad (3.8)$$

onde P, R, X, Z e A são constantes. Dadas por:

$$\begin{aligned} P &= g \omega^2 \left[k_z - i \left(1 - \frac{g}{2} \right) g / C^2 \right] \\ R &= \omega^2 k_z + i (g - 1) g k_x^2 - i g g \omega^2 / C^2 \\ X &= \omega k_x C^2 \left[k_z - i \left(1 - \frac{g}{2} \right) g / C^2 \right] \\ Z &= \omega \left[\omega^2 - k_x^2 C^2 \right] \end{aligned} \quad (3.9)$$

Para a relação de dispersão descrita pela Equação (3.8), podem-se associar dois valores distintos e positivos para ω^2 :

$$\omega_a = g g / 2 C \quad (3.10)$$

$$\omega_b = (g - 1)^{1/2} g / C \quad (3.11)$$

onde ω_a é a “frequência acústica de corte” e ω_b é a frequência de Brunt-Väisälä. As ondas internas podem ocorrer em dois intervalos distintos: para altas frequências quando $\omega > \omega_a$, e para baixas frequências quando $\omega < \omega_b$. Existindo um intervalo $\omega_b \leq \omega \leq \omega_a$ onde ondas internas não se propagam. Estes três tipos de ondas são: ondas acústicas, ondas de gravidade internas e ondas evanescentes, respectivamente. A Figura 3.1 apresenta um gráfico com intervalo de frequências limitantes (“frequência acústica de corte” e frequência de Brunt-Väisälä) em função do número de onda horizontal, ilustrando as regiões de existência de ondas de gravidade, evanescentes e acústicas.

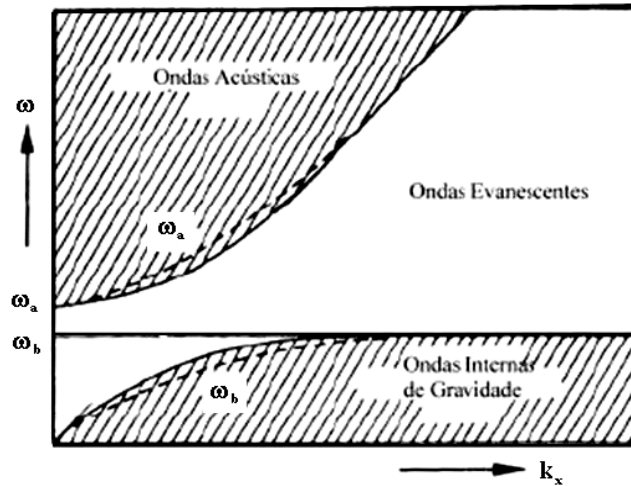


Figura 3.1 Os três tipos de onda internas (acústicas, evanescentes e de gravidade). Fonte: Modificada de Hargreaves (1992).

3.2.2.1 Relações entre os parâmetros de uma Onda de Gravidade

Através da relação de dispersão, também, é possível extrair as relações entre as frequências horizontais e verticais para cada componente do comprimento de onda I_x e I_z . A Figura 3.2 ilustra a propagação de uma onda de gravidade em relação aos eixos x e z , como também, ilustra todos os parâmetros envolvidos com uma onda de gravidade (comprimento de onda (I), velocidade (v) e ângulo de propagação (q)).

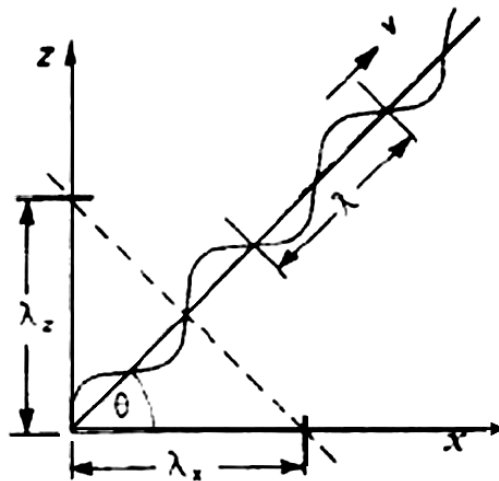


Figura 3.2 Relação entre os parâmetros de uma onda de gravidade. Fonte: Modificada de Hargreaves (1992).

Da Figura 3.2, pode-se obter as relações entre comprimento de onda, velocidade e ângulo de propagação:

$$\tan \mathbf{q} = \mathbf{l}_x / \mathbf{l}_z = k_z / k_x \quad (3.12)$$

$$\frac{1}{\mathbf{l}^2} = \frac{1}{\mathbf{l}_x^2} + \frac{1}{\mathbf{l}_z^2} \quad (3.13)$$

$$k^2 = k_x^2 + k_z^2 \quad (3.14)$$

$$v = \mathbf{w}\mathbf{l} / 2\mathbf{p} = \mathbf{w}/k \quad (3.15)$$

A fase de propagação pode ser definida como:

$$\mathbf{q} = \tan^{-1}(\mathbf{l}_x / \mathbf{l}_z) \quad (3.16)$$

O comprimento de onda pode ser reescrito como sendo:

$$\frac{1}{\mathbf{l}^2} = \frac{(k_x^2 + k_z^2)}{(2\mathbf{p})^2} \quad (3.17)$$

$$\mathbf{l} = \frac{2\mathbf{p}}{(k_x^2 + k_z^2)^{1/2}} \quad (3.18)$$

A velocidade de fase na direção \mathbf{q} têm suas componentes horizontais e verticais dadas por:

$$v_x = \mathbf{w}/k_x \quad (3.19)$$

$$v_z = \mathbf{w}/k_z \quad (3.20)$$

Substituindo-se os valores de \mathbf{w}_a e \mathbf{w}_b na equação (3.7), a relação de dispersão pode ser escrita como:

$$(\mathbf{w}^2 - \mathbf{w}_a^2)\mathbf{w}^2 / C^2 - \mathbf{w}^2(k_x^2 + k_z^2) + \mathbf{w}_b^2 k_x^2 = 0 \quad (3.21)$$

ou

$$k_z^2 = \left(1 - \frac{w_a^2}{w^2}\right) \frac{w^2}{C^2} - k_x^2 \left(1 - \frac{w_b^2}{w^2}\right) \quad (3.22)$$

Removendo os efeitos da compressibilidade $w^2 \ll s^2 k_x^2$ (movimentos acústicos),

$$k_z^2 = k_x^2 \left(\frac{w_b^2}{w^2} - 1 \right) \quad (3.23)$$

Essa equação representa somente as ondas de gravidade.

Para baixas frequências, as partículas constituintes da atmosfera movem-se perpendicularmente a direção de propagação de fase das ondas de gravidade, e a energia se propaga num ângulo reto com a velocidade de fase como mostra a Figura 3.3.

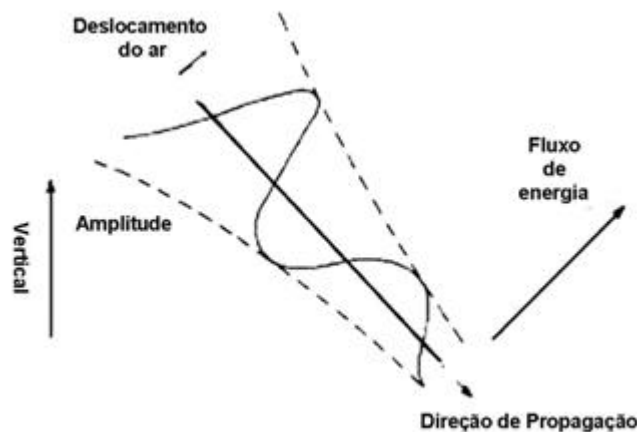


Figura 3.3 Ilustração da propagação de uma onda de gravidade. Fonte: Modificada de Hargreaves (1992).

As amplitudes das ondas de gravidade internas tendem a aumentar com altitude na proporção de $\exp(-ggz/C^2)$, onde z é a variação vertical da altura. Essa variação é interpretada em termos de fluxo de energia, ocorre uma compensação devido ao decréscimo da densidade atmosférica a fim de manter o fluxo de energia constante (HARGREAVES,

1992). Duas causas básicas podem gerar a dissipação de energia afetando a propagação da onda, que são devido à viscosidade molecular e condutividade térmica.

3.3 Fontes de geração das ondas de gravidade

As ondas de gravidades são geradas devido às instabilidades na atmosfera, ou seja, quando os movimentos verticais prevalecem, e conseqüentemente a estabilidade atmosférica está ligada à ausência ou inibição de forças ou movimentos ascendentes.

Os processos elétricos e dinâmicos que ocorrem na baixa atmosfera podem afetar a alta atmosfera e a ionosfera de duas maneiras distintas: a) fenômenos elétricos e eletromagnéticos, tais como, descargas elétricas e “*sprites*” b) distúrbios dinâmicos que se propagam verticalmente como, por exemplo, as convecções, atividades frontais, entre outros (LASTOVICKA, 2006). Estes distúrbios dinâmicos podem ser fontes de geração de ondas de gravidade.

Durante o seu trabalho pioneiro Hines (1960) apresentou duas teorias possíveis para a geração de ondas de gravidade. A primeira, que as ondas de gravidade na mesosfera terrestre eram provenientes das marés atmosféricas e a segunda era que a geração se dava através do sistema de ventos com origem na região da troposfera ou da estratosfera. Posteriormente com o trabalho de Gossard e Hooke (1975), os mecanismos conhecidos de geração de ondas de gravidade passaram a ser as convecções, alterações na densidade atmosférica, atividades frontais, instabilidades e forçante orográficas. Para Hunsucker (1982), a principal fonte de geração de ondas de gravidade são os efeitos ocorridos na região auroral em altas latitudes.

Durante períodos geomagneticamente perturbados, ondas de gravidade podem ser geradas em altas latitudes devido ao aquecimento Joule e a propagação destas ondas pode modificar a densidade eletrônica desde as altas até as latitudes equatoriais. Esses efeitos ondulatórios na ionosfera com períodos de minutos a horas, também, são reconhecidos como propagação de TIDs (HOCKE; SCHLEGEL, 1996).

Entretanto, trabalhos teóricos e experimentais sobre o Terminador Solar (SOMSIKOV, 1995, SOMSIKOV; GANGULY, 1995) sugerem-no como fonte de geração permanente e global de ondas de gravidade. Devido a esta região limite entre dia e noite

possuir variações nos seus parâmetros como energia, temperatura, pressão, densidade e concentração de elétrons, etc. a uma determinada altitude (SOMSIKOV, 1995, SOMSIKOV; GANGULY, 1995).

Fenômenos troposféricos, tais como furacões, tornados, ciclones podem ser mecanismos geradores de ondas de gravidade. Existem também, mecanismos esporádicos como terremotos, erupções vulcânicas e grandes explosões, etc. (LASTOVICKA, 2006). Em baixas latitudes, as ondas de gravidade podem ser geradas na baixa atmosfera por mecanismos de respostas às forças devido à topografia, convecção, vento, frente fria e etc.

Sabe-se, também, que a geração de ondas de gravidade ocorre devido à movimentação do fluxo de ar nas montanhas, vales e depressões. As montanhas criam um fluxo de ondas que transportam energia e momento horizontal da baixa atmosfera para a alta, essencial para a circulação atmosférica conhecidas como convecções troposféricas. Para a geração de ondas de gravidade por convecção troposférica estão associados três mecanismos: força térmica, obstáculo ou transiente (efeito gerado pela convecção vale-montanhas) e o mecanismo de efeito oscilatório. Esses três mecanismos dependem do local, da instabilidade vertical e do aquecimento pelo Sol, geralmente não podem ser distinguidos, ocorrem acoplados. Servem para explicar o sistema de ventos e a geração de certos tipos de ondas que são associadas à propagação vertical (GOSSARD; HOOKE, 1975, BANTA, 1984).

Uma vez que qualquer perturbação introduza uma mudança na atmosfera dentro de uma escala de tempo desde poucos minutos até horas pode gerar ondas de gravidade (HINES, 1960). Logo, as ondas de gravidade são resultantes de oscilações nos campos atmosféricos, cujas velocidades de propagação são normalmente bem menores do que as das ondas sonoras.

3.4 Técnicas observacionais

Muitos estudos foram realizados nas últimas décadas a fim de realizar medidas dos movimentos e irregularidades na distribuição eletrônica das camadas D, E e da região inferior da camada F da alta atmosfera (ionosfera).

Existem diferentes técnicas de observação de ondas de gravidade, cada técnica tende a ser sensível a uma parte do espectro da onda, possuindo limitações para o entendimento

completo do mecanismo de funcionamento das ondas de gravidade. Isso ocorre devido ao comprimento vertical da onda, frequência intrínseca e fase, variar com as alterações e instabilidades da atmosfera (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

Entre as observações conhecidas estão: satélites, radiossondas, ópticas, foguetes, radar e as medidas feitas por aviões (HINES, 1963).

As observações de satélite possuem uma ampla cobertura global num intervalo de diferentes frequências para entender a variabilidade das ondas de gravidade. Entretanto possui pequenos períodos e pequenas escalas verticais e horizontais, dificultando a observação do espaço (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

Vários estudos da temperatura e do vento na direção horizontal são obtidos por radiossondas, aparelho que transmite automaticamente a um operador localizado em terra os dados recolhidos pelos elementos de um equipamento meteorológico transportado por um balão-sonda ao longo de sua ascensão. Perturbações no perfil de temperatura e do vento são atribuídas à propagação de ondas de gravidade com frequência intrínseca muito baixa (HINES, 1960).

Medidas feitas por foguetes começaram nas décadas de 70 e 80, no hemisfério norte, onde mostraram informações sobre a ação do vento e da temperatura numa variação sazonal e com a latitude. Em geral, as análises por foguetes mostraram um ciclo sazonal das ondas de gravidade entre 40° a 80° N de latitude, com um máximo durante o inverno, similar aos resultados obtidos pelas radiossondas (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

O uso de radares permite observar o período das ondas, a velocidade vertical e a velocidade de fase a partir da velocidade do vento. As observações das perturbações causadas pelas ondas de gravidade são feitas na baixa estratosfera e na baixa termosfera, durante um período de tempo suficiente para verificar as variações sazonais. Ondas de gravidades na região entre 65 a 90 km geralmente possuem frequências diferentes das encontradas no solo e com períodos de 5 min a 24 horas. Todos estes estudos foram feitos a médias latitudes (LASTOVICKA, 2006).

Alguns estudos feitos na estratosfera têm como fonte de onda de gravidade as montanhas e as convecções frontais. Medidas das flutuações de temperatura e vento feito por avião contribuíram para o entendimento da variabilidade das ondas de gravidade e das suas fontes de geração (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

Portanto, através destas observações é possível delinear as principais características das ondas de gravidade, tais como: comprimento de onda, velocidade de fase e variabilidade (latitudinal, sazonal e temporal).



Formatados: Marcadores e numeração

4 METODOLOGIA

4.1 Metodologia utilizada para determinar a ocorrência de oscilações na região F.

Muitos pesquisadores tratam TIDs e ondas de gravidade como sinônimos (KELLY, 1989, HARGREAVES, 1992). Entretanto, distúrbios ionosféricos propagantes (TIDs) são oscilações com períodos na ordem de minutos a horas gerados durante períodos geomagneticamente perturbados por efeito Joule em altas latitudes enquanto que as ondas de gravidade geralmente são geradas na baixa atmosfera por ventos troposféricos, convecção tropical, frentes frias, etc. (FAGUNDES et al., 2007).

Desde trabalho pioneiro de Hines (1960) para o estudo de ondas de gravidades e TIDs foram desenvolvidas diversas técnicas para a detecção dessas oscilações como técnicas ópticas em altitudes ionosféricas (200 a 300 km) das emissões OI 630 nm (SHIOKAWA et al., 2006) e na região da mesosfera (MEDEIROS et al., 2003, MEDEIROS et al., 2004, WRASSE et al., 2006a, WRASSE et al., 2006b), uso de GPS (BUONSANTO, 1999, BECKER-GUEDES et al., 2004; LIMA et al., 2004), técnicas de “ray-tracing” (RÖTTGER, 1977, DING et al., 2003), ionossondas digitais (WALKER et al., 1988, BOSKA; SAULI, 2001, FAGUNDES et al., 2007) entre outras.

Walker et al. (1988) realizaram um trabalho utilizando 10 ionossondas localizadas no leste asiático, e verificou a presença de estruturas moduladas durante as noites através de gráficos de isofrequência com taxa de amostragem de 5 minutos. Contudo, trabalho de Walker et al. (1988) encontraram dificuldades em observar estruturas moduladas durante o dia em baixas latitudes devido as grandes diferenças nos valores de foF2 entre as estações de observação. Boska e Sauli (2001) observando o efeito da passagem de frentes frias na região troposférica verificaram um aumento de atividade de ondas de gravidade atmosféricas, também utilizando ionossondas com gráficos de isofrequência com taxa de amostragem de 15 minutos.

O estudo e a classificação das ondas de gravidade nesta investigação foi realizado utilizando uma metodologia similar à proposta por Fagundes et al., (2007) através da análise de ionogramas e gráficos de isofrequência, entretanto neste trabalho, como apresentou um

período maior de análise pode-se fazer uma distinção criteriosa dos dados, e sugeriu-se uma classificação das ondas de gravidade obtidas conforme a sua variação de amplitude vertical. Primeiramente, foram obtidos ionogramas em seqüência (a cada 5 minutos) através de uma ionossonda digital localizada em São José dos Campos. O período de análise compreende os períodos entre os meses de setembro de 2000 a agosto de 2001 (período de máxima atividade solar) e entre os meses de janeiro de 2006 a dezembro de 2006 (período de mínima atividade solar). Com o programa de análise de dados chamado UDIDA (UNIVAP Digital Ionosonde Data Analysis) foi possível à visualização da ocorrência de importantes fenômenos físicos. Utilizaram-se os ionogramas obtidos em dezembro 31, 2000 para evidenciar estes fenômenos, tais como: a propagação de ondas de gravidade na região F (Figuras 4.1 e 4.2), a ocorrência de irregularidades ionosféricas de larga escala “Spread-F” (Figura 4.3) e o comportamento da região F durante o entardecer, quando camada F está sujeita a um forte campo elétrico zonal “pico pré-reverso” (Figura 4.4). Neste trabalho foram analisados os dados obtidos tanto para períodos geomagneticamente calmos como para períodos geomagneticamente perturbados.

Neste capítulo, dar-se-á ênfase na caracterização do deslocamento em altura da densidade eletrônica da região F provocada pela propagação de ondas de gravidade. Entretanto, durante a ocorrência de “Spread-F” e do “pico pré-reverso” não é possível identificar claramente, nos gráficos de isofrequência, a propagação de ondas de gravidade, principalmente as suas características como a diferença de fase entre as ondas, velocidade e período. Esta dificuldade pode ser atribuída devido às múltiplas reflexões que ocorrem para cada frequência provocadas pelo “Spread-F” e pelos fortes campos elétricos no “pico pré-reverso”.

Portanto, os efeitos da propagação de ondas de gravidade podem ser observados na região F na ausência de “Spread F” e de campos elétricos que apresentam uma rápida variação temporal (“pico pré-reverso”) como mostra a Figura 4.1 e 4.2. Durante o período diurno ou noturno, quando os campos elétricos variam suavemente é possível à observação das alterações na altura e frequências causadas pela propagação de ondas, gerando nos ionogramas variações em altura e frequência associadas às oscilações temporais induzidas pelas ondas de gravidade.

Observa-se nos ionogramas mostrados na Figura 4.1 que o perfil de densidade eletrônica apresenta uma variação apreciável com a altura, ou seja, o traço da região F está

bastante inclinado entre as frequências 6,3 e 7,1 MHz. Utilizaram-se duas retas verticais localizadas em 6,3 e 7,1 MHz, respectivamente, para evidenciar a variação em altura da densidade eletrônica. Como a frequência está relacionada com a densidade de elétrons pode-se afirmar que a camada F está sofrendo grande variação de densidade eletrônica com a altura durante o período observado das 10:40 às 11:25 UT. O efeito da variação pode ser observado de maneira mais evidente utilizando-se gráficos de frequências fixas (gráficos de isofrequência) que serão apresentados no final desta seção.

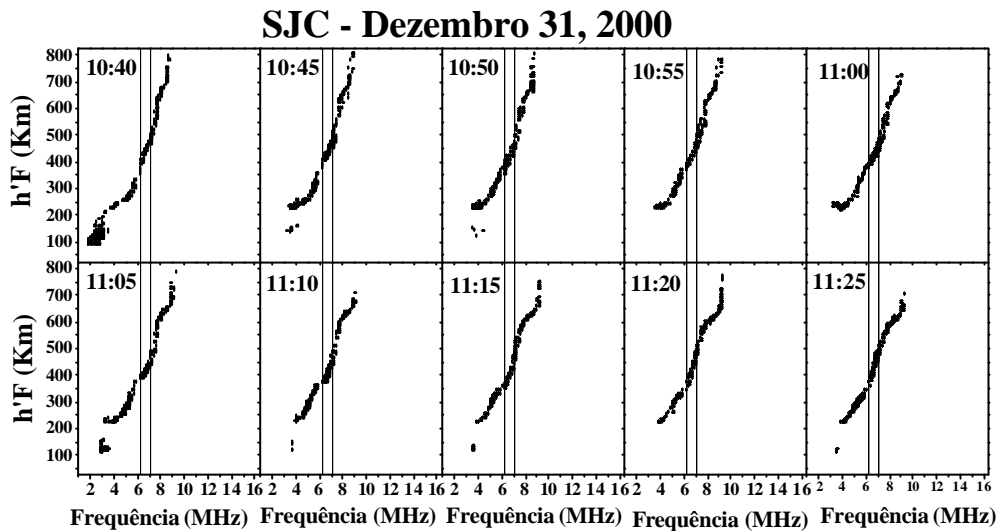


Figura 4.1 Evolução temporal de ionogramas adquiridos em dezembro 31, 2000 durante a propagação de ondas de gravidade entre 10:40 UT (07:40 LT) e 11:25 UT (08:25 LT), observado em São José dos Campos (23,2°S; 45,9°O; dip latitude 17,6°S).

Em contrapartida, a Figura 4.2 apresenta uma pequena variação em altura nas frequências correspondentes a 6,3 e 7,1 MHz. Esta pequena variação é justificada devido às frequências de 6,3 e 7,1 MHz estarem na zona de transição entre as camadas F1 e F2, aonde o perfil de densidade eletrônica se mantém praticamente constante com a altura. Este comportamento é evidenciado nos gráficos através das duas retas verticais localizadas em 6,3 e 7,1 MHz, respectivamente. Pode-se observar que a altura para essas frequências é praticamente a mesma para cada instante analisado. Assim pode-se afirmar que, entre as 14:20 UT e às 15:05 UT, a densidade eletrônica da camada F nas alturas correspondentes as frequências de 6,3 e 7,1 MHz sofreu apenas uma pequena variação comparada ao período

anterior das 10:40 às 11:25 UT. Porém as oscilações provocadas pela propagação de ondas de gravidade apresentam-se mais pronunciadas.

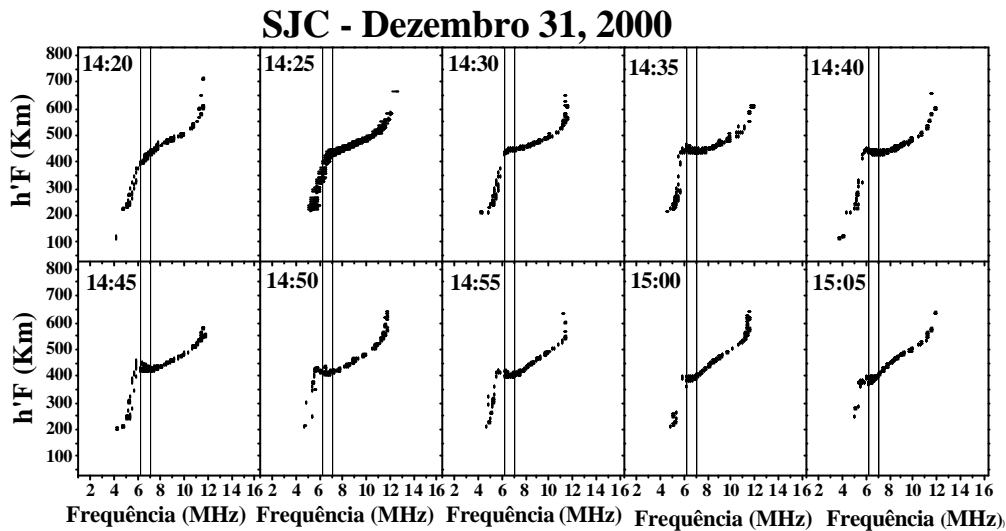


Figura 4.2 Evolução temporal de ionogramas adquiridos em dezembro 31, 2000 durante a propagação de ondas de gravidade entre 14:20 UT (11:20 LT) e 15:05 UT (12:05LT), observado em São José dos Campos (23,2°S; 45,9°O; dip latitude 17,6°S).

Nos próximos parágrafos, dar-se-á ênfase para explicar os fenômenos que dificultam a visualização das ondas de gravidade como: a ocorrência de irregularidades ionosféricas de larga escala “Spread-F” (Figura 4.3) e o comportamento da região F durante o entardecer, quando a camada F está sujeita a um forte campo elétrico zonal denominado de “pico pré-reverso” (Figura 4.4); e mostrar como estes fenômenos são visualizados no ionogramas.

A Figura 4.3 mostra a evolução temporal do comportamento da camada F durante a ocorrência de irregularidades ionosféricas de larga escala. Nesta seqüência de ionogramas é possível notar que os traços apresentam múltiplas reflexões para cada frequência fixa, denominado “Spread F”. Como mencionado anteriormente as bolhas ionosféricas são regiões de rarefação do plasma ionosférico, portanto ao atingir essa região as ondas de RF refletidas podem percorrer “diferentes caminhos” como diferentes tempos de propagação, sendo visualizadas nos ionogramas como múltiplas reflexões para cada frequência fixa. Ondas de gravidade e a ocorrência de bolhas ionosféricas (“Spread F”) podem ser fenômenos isolados com também podem ser fenômenos concomitantes. Para efeito de análise foi demarcada, nos

ionogramas, uma reta horizontal em 300 km para melhor visualização da variação da altura virtual da camada F. Nota-se que ocorrem grandes variações de altura para todas as frequências refletidas, assinatura característica da propagação de ondas.

Outro fenômeno analisado ocorre devido a grande variação de campos elétricos, no sentido leste-oeste que induz uma deriva na direção vertical ($\vec{E} \times \vec{B}$) que “empurra” a camada F para cima como um todo, dificulta e impossibilita a observação da propagação das ondas de gravidade, conforme apresentado na Figura 4.4. O período de transição entre dia-noite, principalmente entre as 20:00 até 24:00 UT (17:00 até 21:00 LT), apresenta um pico de densidade eletrônica denominado de “pico pré-reverso”. Após o aumento da velocidade da deriva vertical $\vec{E} \times \vec{B}$, o plasma ionosférico atinge um máximo em altura até que a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ se reverte e o plasma novamente é empurrado para baixo. Na Figura 4.4 fica evidente o deslocamento de subida e posteriormente descida da região F, quando se observa a variação em altura da camada em relação à reta horizontal localizada em 300 km. Nenhuma oscilação referente à propagação de ondas foi observada, como o anteriormente sugerido.

O movimento vertical do plasma ionosférico, também pode ser verificado por meio de gráficos chamados isofrequência, que correspondem à variação da altura virtual (km) em função do tempo e de frequências fixas de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz com resolução temporal de 100 segundos, conforme apresentado na Figura 4.5. Estes gráficos evidenciam que as oscilações apresentam características compatíveis com a propagação de ondas de gravidade na região-F (Figura 4.5A). Além disso, na Figura 4.5B também é possível identificar a ocorrência de irregularidades ionosféricas de larga escala “Spread-F” e na Figura 4.5C a ação do campo elétrico ao entardecer, “Pico pré-reverso”.

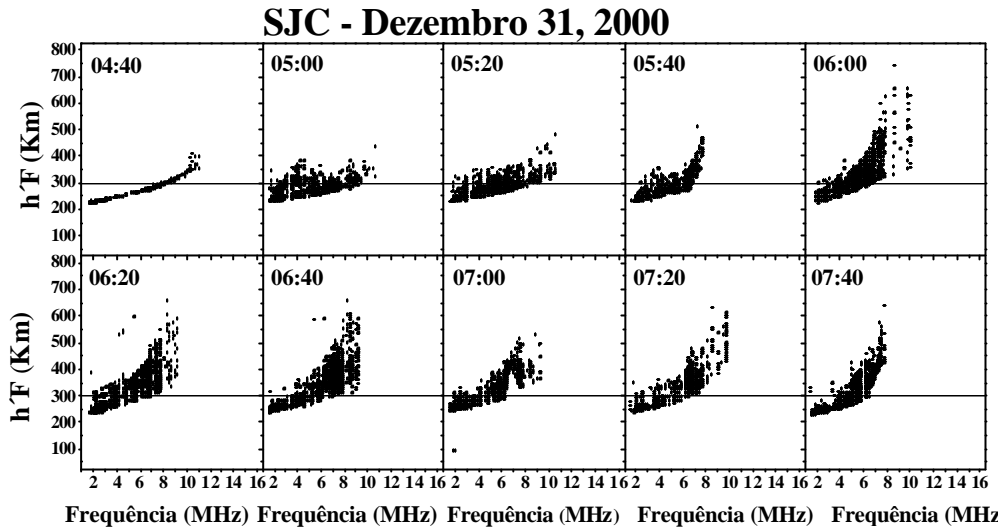


Figura 4.3 Evolução temporal de ionogramas adquiridos em dezembro 31, 2000 durante a ocorrência de irregularidades ionosféricas de larga escala (S_p read-F) entre 04:40 UT (01:40 LT) e 07:40 UT (04:40 LT) observado em São José dos Campos (23,2°S; 45,9°O; dip latitude 17, 6°S).

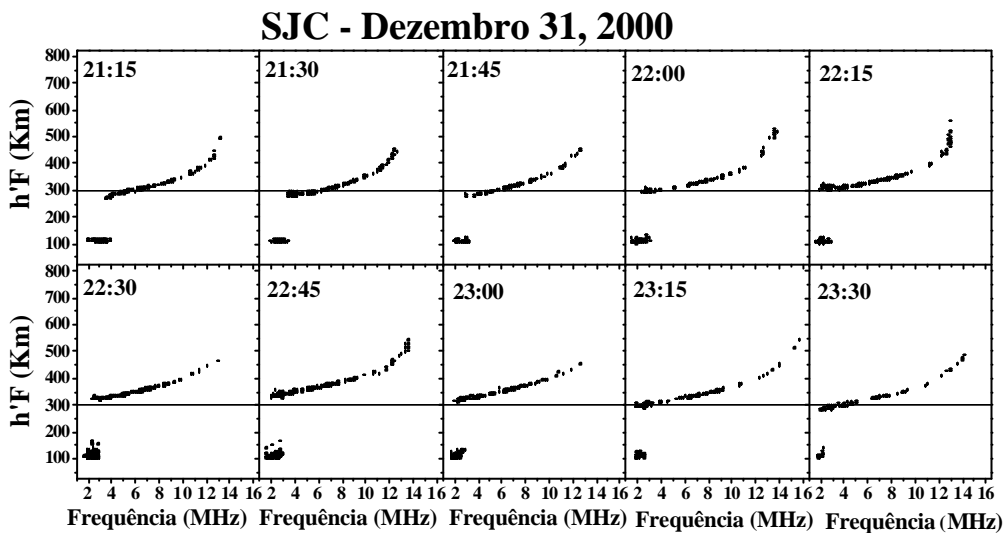


Figura 4.4 Evolução temporal de ionogramas adquiridos em dezembro 31, 2000 durante a ocorrência do "Pico Pré-Reverso" entre 21:15 UT (18:15 LT) e 23:30 UT (20:30 LT).

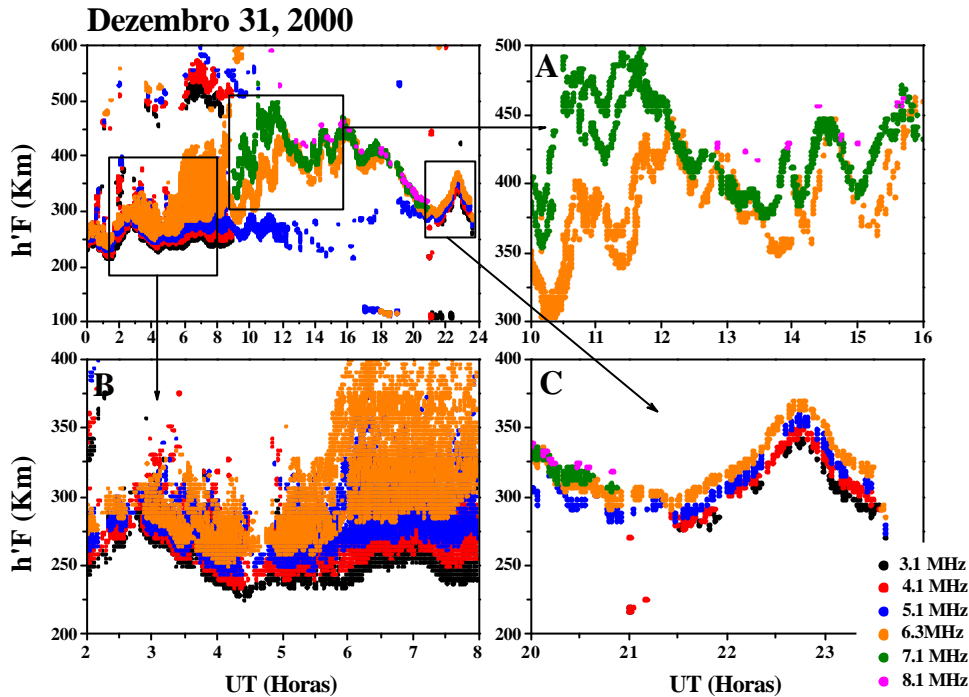


Figura 4.5 Variação da altura virtual nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz referentes a dezembro 31, 2000. As regiões ampliadas mostram a propagação de ondas de gravidade (Figura 4.5A), a ocorrência de irregularidades ionosféricas de larga escala “Spread-F” (Figura 4.5B) e o comportamento do pico pré-reversão (Figura 4.5C).

Durante o período diurno notou-se que o perfil vertical de densidade eletrônica apresenta uma forte perturbação ondulatória, e tais perturbações foram atribuídas à propagação de ondas de gravidade (Figura 4.5A). Nota-se que entre o período das 10:00 às 16:00 UT (07:00 às 13:00 LT) ocorreram variações em altura correspondentes a oscilações nas frequências de 6,3 e 7,1 MHz que apresentaram algumas vezes dois traços para cada uma dessas frequências. Esses dois ecos para a mesma frequência correspondem aos traços ordinário e extraordinário. Observa-se que, no gráfico de isofrequência, o máximo de uma oscilação ocorre primeiramente em frequências maiores (exemplo 7,1 MHz), portanto maior altitude, e após alguns minutos o mesmo máximo ocorre em uma frequência menor (exemplo 6,3 MHz), altura inferior; apresentando assim, a propagação de uma velocidade fase de cima para baixo.

Durante o período das 10:00 às 12:00 UT (07:00 às 09:00 LT) nota-se que a diferença de fase das oscilações na camada F entre as frequências de 6,3 e 7,1 MHz é bem definido (Figura 4.5A). Isto ocorre devido ao perfil de densidade eletrônica apresentar uma variação significativa como mostrado na Figura 4.1. Entretanto, pode-se observar que no período das 12:00 às 16:00 UT (09:00 às 13:00 LT) que a diferença de fase é muito pequena e muitas vezes imperceptível entre as frequências de 6,3 e 7,1 MHz (Figura 4.5A). Como anteriormente visto na Figura 4.2, este período de tempo corresponde à zona de transição entre as camadas F1 e F2 e ao fato de estar localizada entre as frequências de 6,3 e 7,1 MHz.

Como mencionado anteriormente é importante enfatizar como os fenômenos de irregularidades ionosféricas de larga escala “Spread-F” (Figura 4.5B) e ação do campo elétrico ao entardecer, “Pico pré-reverso” (Figura 4.5C), são visualizados pelos gráficos de isofrequência e como esses fenômenos atrapalham o estudo da propagação de ondas de gravidade na região F.

Nos ionogramas mostrados na Figura 4.3 podem-se observar múltiplas reflexões em altura para cada frequência, o mesmo pode ser observado no gráfico de isofrequência (Figura 4.5B) durante o período noturno (01:00 às 08:00 UT – 22:00 às 05:00 LT). Apesar de observar a presença de estruturas moduladas durante a ocorrência de “Spread F” (Figura 4.5B), infelizmente, não é possível distinguir as características dessas ondas como velocidade de propagação vertical, amplitude, período e comprimento de onda.

Encontra-se a mesma dificuldade de visualização destas estruturas moduladas durante o período do “pico pré-reverso”, como mostrado na seqüência de ionogramas que compõem a Figura 4.4. Nota-se que na Figura 4.5C, região ampliada da Figura 4.5, em torno das 21:00 UT (18:00 LT), a ação da deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ começa a gerar o movimento da camada para cima, alcançando o máximo aproximadamente às 22:30 UT (19:30 LT). O movimento de subida e descida é simultâneo em todas as frequências, e é determinado pela ação do campo elétrico atuando em toda a região F.

4.2 Metodologia utilizada para caracterizar as ondas de gravidade.

Através de análise de ionogramas e gráficos de isofrequência foi verificada, neste trabalho, a variação das amplitudes das oscilações na região F da ionosfera no período entre

os meses de setembro, 2000 a agosto, 2001 (período de máxima atividade solar) entre os meses de janeiro, 2006 a dezembro, 2006 (período de mínima atividade solar). Notou-se que as oscilações das ondas de gravidade apresentaram diferentes amplitudes, e principalmente que era possível classificá-las conforme seu grau de variação.

Primeiramente, foi considerada nesta investigação a amplitude das oscilações em altura (km) correspondentes às amplitudes de pico a pico. A Figura 4.6 demonstra como a amplitude da onda foi obtida dos gráficos de isofrequência. Utilizou a frequência de 7,1 MHz para períodos após as 09:00 UT e a frequência de 5,1 MHz para períodos anteriores às 08:00 UT devido à diferença no grau de ionização da camada F entre o período noturno e diurno. Durante o período diurno existe o processo de fotoionização, portanto a camada F se encontra mais densa, refletindo maiores frequências de RF.

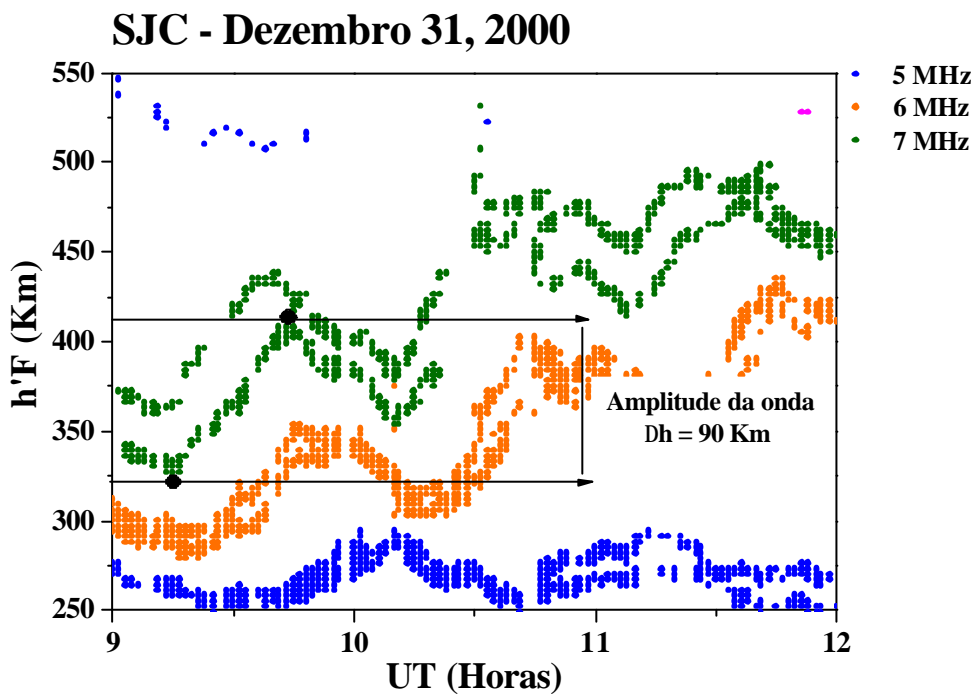


Figura 4.6 Variação da altura virtual nas frequências de 5,1; 6,3 e 7,1 MHz referente a dezembro 31, 2000. As setas demonstram a amplitude das ondas de gravidade entre as 09:00 UT até às 12:00 UT.

Para medir o valor de amplitude de pico a pico dos gráficos de isofrequência foi utilizado o traço ordinário e a variação de amplitude vertical como mostrado na Figura 4.6. Foram medidos os valores de cada variação entre o máximo e mínimo da oscilação durante todo o intervalo de sua ocorrência, sempre utilizando o critério de medir a frequência de 7,1 MHz para períodos após as 09:00 UT e a frequência de 5,1 MHz para períodos anteriores às 08:00 UT. No exemplo mostrado na Figura 4.6, o valor da amplitude de pico a pico é de 90 km e corresponde ao período compreendido aproximadamente entre 09:00 UT até às 10:00 UT.

Posteriormente, a partir das medidas obtidas de amplitudes das oscilações das ondas de gravidade na região F (deslocamentos verticais na densidade eletrônica do plasma ionosférico, lembrando que existe uma relação entre a frequência e a densidade de elétrons através da equação $n_e = 1.24 \times 10^4 \times f^2$ (#/cm³), onde f é dado em MHz) foi possível classificá-las em três diferentes categorias conforme a variação vertical da altura virtual das amplitudes de pico a pico. Considerou-se as variações verticais de amplitude de até 40 km como ondas de gravidade fracas, entre 40 – 60 km como ondas de gravidade moderadas e acima de 60 km como ondas de gravidade fortes (vide Quadro 4.1).

Quadro 4.1 Variação da amplitude das ondas de gravidade em quilômetros e sua classificação conforme sua intensidade.

VARIAÇÃO DE AMPLITUDE EM QUILOMETROS	CATEGORIA
Até 40 km	Fraca
40 – 60 km	Moderada
Acima 60 km	Forte

Para fins de análise, o período de 20:00 às 24:00 UT não foi considerado nesta investigação, pois corresponde ao período do pico “pré-reverso”. Neste período, a ação do campo elétrico no sentido leste-oeste atua sobre toda a camada F dificultando a observação das ondas de gravidade durante a ocorrência do pico “pré-reverso”. Outra grande variação temporal de campos elétricos ocorre durante a transição entre noite-dia, este período também não foi considerado para a análise de ondas de gravidade, corresponde ao período entre 08:00 – 09:00 UT.

As Figuras 4.7, 4.8 e 4.9 mostram a variação diária da altura virtual da camada F nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz (gráficos de isofrequência) referentes a 23 de maio de 2001, 17 de dezembro de 2000 e 31 de dezembro de 2000, respectivamente. Observou-se, nas Figuras 4.7, 4.8 e 4.9, a presença variações na altura virtual da camada F devido a oscilações nas frequências 6,3 e 7,1 MHz considerando o período de análise entre 09:00 – 20:00 UT. Para exemplificar a ocorrência das três categorias de ondas de gravidade encontradas (fraca, moderada e forte) conforme a sua variação de amplitude vertical. Utilizou-se o dia 23 de maio de 2001 como exemplo de ondas de gravidade fraca (período de ocorrência entre 12:00 – 18:00 UT), o dia 17 de dezembro de 2000 como exemplo de ondas de gravidade moderada (período de ocorrência entre 09:00 – 14:00 UT) e o dia 31 de dezembro de 2000 como exemplo de ondas de gravidade forte (período de ocorrência entre 09:00 – 12:00 UT).

Nos dias selecionados observa-se variações em altura correspondentes a oscilações principalmente nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1 e 6,3 MHz no período de 00:00 – 08:00 UT e nas frequências de 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz no período de 09:00 – 20:00 UT. Também, pode-se observar que as oscilações apresentam-se defasadas para as diferentes frequências, e que na maioria dos casos, essas oscilações ocorrem primeiramente na frequência de valor mais alto para alguns minutos depois propagar nas regiões de frequência de ressonância mais baixa. Confirmando os resultados obtidos por Hines (1960) que associou a progressão vertical para baixo das ondas de gravidade com a progressão vertical para cima da energia destas mesmas ondas.

Também, pode-se observar, durante o período de 20:00 – 24:00 UT, o movimento simultâneo em todas as frequências de subida e posteriormente descida da camada é resultado da ação de campos elétricos que atuam em toda a região F (pico pré-reverso). Portanto, em alguns casos, não é possível distinguir os parâmetros de ondas de gravidade (A , T , λ_z , V_z), entretanto, ondas de gravidade e campos elétricos podem ocorrer no mesmo período de tempo.

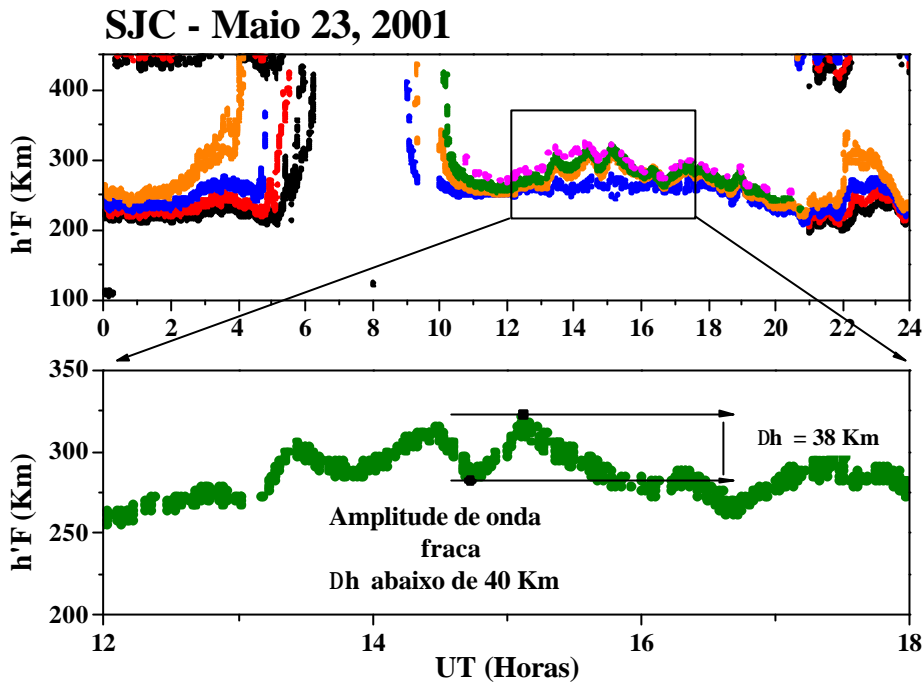


Figura 4.7 Variação da altura virtual nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz referente a 23 de maio de 2001. A região ampliada corresponde somente às oscilações na frequência de 7,1 MHz, e apresenta amplitudes abaixo de 40 km, classificadas como ondas de gravidade fracas.

A Figura 4.7 apresenta ondas de gravidade propagando-se pela região F durante todo o período de análise considerado (desconsiderado o período do “pico pré-reverso” e período de transição entre noite-dia). Entretanto entre 12:00 – 18:00 UT (09:00 – 15:00 LT), a variação de amplitude é abaixo de 40 km, sendo um exemplo de propagação de ondas de gravidade fracas. Durante o período 00:00 - 04:00UT, observou-se propagação de ondas gravidade, entretanto durante este período não foi possível observar claramente a diferença de fase dessas oscilações entres as diferentes frequências devido a este período apresentar ondas de gravidade fracas juntamente com a ocorrência de campos elétricos. Durante o período da 04:00 – 10:00 UT pode-se observar a rápida subida da camada causada pelo processo de fotoionização e aparecimento de campos elétricos devido a este período corresponder ao período de transição noite-dia. O efeito da ação do campo elétrico pode ser observado nos gráfico de isofrequência como o movimento simultâneo de “subida” e/ou “descida” da camada F em todas as frequências. Enquanto que, a propagação de ondas de gravidade pode

ser observado como movimentos oscilatórios na densidade do plasma com características bem definidas como: período, amplitude, velocidade de fase e comprimento de onda.

Também, observa-se que durante o período entre 20:00 – 24:00 UT, a altura virtual da camada F está compreendida entre 200 a 350 km, entretanto o pico “pré-reverso” não apresenta uma elevação abrupta. Isto ocorre devido à altura virtual da camada e o pico “pré-reverso” apresentarem variação sazonal (velocidade vertical da deriva é máxima durante o solstício de verão e mínima durante o solstício de inverno) e de acordo com o ciclo solar (a intensidade da velocidade vertical da deriva diminui com decréscimo da atividade solar) conforme mencionado por Batista et al. (1996). Portanto, o pico “pré-reverso” apresenta mais influência de propagação de ondas de gravidade durante o solstício de inverno, mas este período foi desconsiderado durante esta análise.

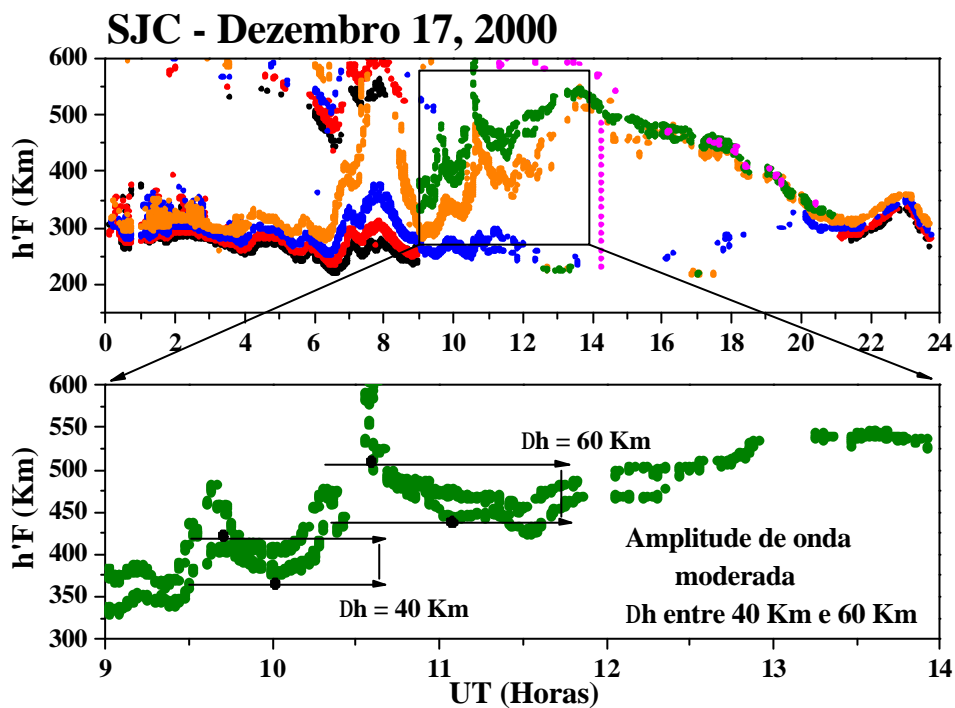


Figura 4.8 Variação da altura virtual nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz referente a 17 de dezembro de 2000. A região ampliada corresponde somente às oscilações na frequência de 7,1 MHz, e apresenta amplitudes entre 40 km e 60 km, classificadas como ondas de gravidade moderadas.

As Figuras 4.8 e 4.9 correspondem ao mês de dezembro, mês de ocorrência de bolhas ionosféricas, fenômeno tipicamente noturno. Este fenômeno pode ser verificado nos ionogramas e gráficos de isofrequência, na forma de “Spread F”. Nas Figuras 4.8 e 4.9 durante o período de 00:00 – 08:00 UT aproximadamente, apresenta múltiplas reflexões em altura nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1 e 6,3 MHz, exemplo típico de “Spread F”. Durante o período diurno e principalmente entre as 09:00 UT e às 14:00 UT, de 17 de dezembro de 2000 (Figura 4.8) pode-se observar que as oscilações apresentam amplitudes entre 40 – 60 km, sendo um exemplo de propagação de ondas de gravidade moderadas. Na Figura 4.9, das 09:00 UT às 12:00 UT pode-se observar a presença de ondas de gravidade com amplitude acima de 60 km, denominada anteriormente de ondas de gravidade fortes. No período entre 20:00 – 24:00 UT corresponde ao pico “pré-reverso”, que se apresenta muito intenso devido a esse mês corresponder aos meses de verão no hemisfério Sul, este período não foi considerado na classificação das ondas de gravidade.

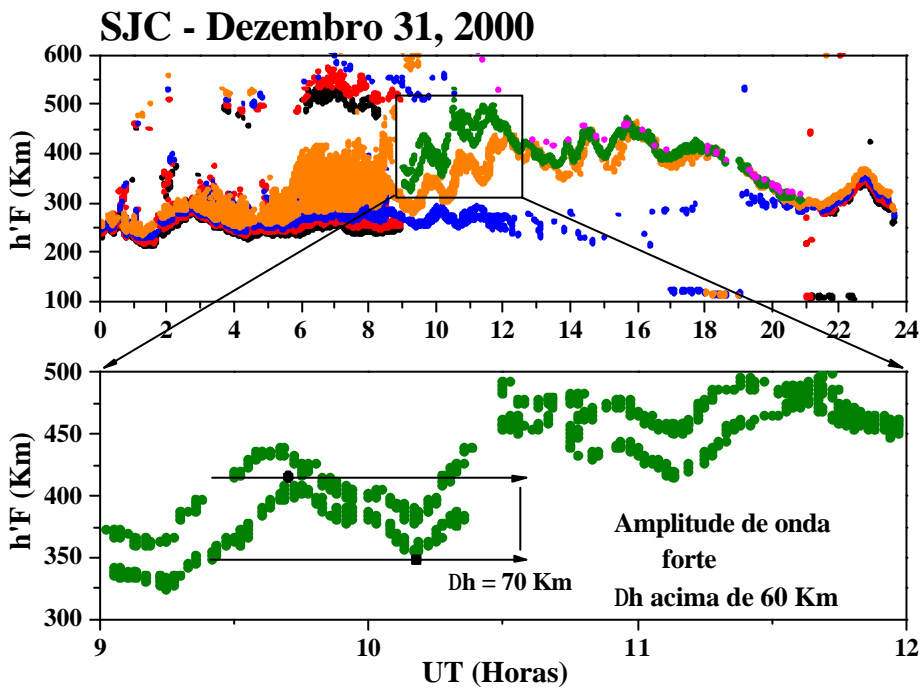


Figura 4.9 Variação da altura virtual nas frequências de 3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz referente a 31 de dezembro de 2000. A região ampliada corresponde somente às oscilações na frequência de 7,1 MHz, e apresenta amplitudes acima de 60 km, classificadas como ondas de gravidade fortes.

Posteriormente, foi realizada a análise dos gráficos de isofrequência dia-a-dia para ambos os períodos de máximo e mínimo solar, e determinado o tipo de variação de amplitude vertical de todas as ocorrências de ondas de gravidade encontradas. Foram desenvolvidos gráficos do tipo barra para cada mês a fim de mostrar a variação diária das ondas de gravidade para as três categorias (fraca, moderada e forte). Cada barra indica o início e o término da observação de propagação de ondas de gravidade, visualizada a partir dos gráficos de isofrequência, para cada dia do período de análise considerado. As cores das barras indicam: cor cinza claro - os dias sem dados, devido a problemas com a ionossonda, cor azul - variações de amplitudes menores que 40 km (fraca), cor verde - variações de amplitudes entre 40 – 60 km (moderada) e cor vermelha - variações de amplitude acima de 60 km (forte).

A Figura 4.10 mostra a variação dia-a-dia da ocorrência e variação das amplitudes verticais das ondas de gravidade para o mês de dezembro de 2000, para isso, apresenta a variação temporal (24 h) para cada dia do mês (31 dias) conforme a variação de amplitude (escala de cor). Lembrando que os períodos de transição noite-dia (08:00-09:00 UT) e dia-noite (20:00-24:00) foram desconsiderados como dados válidos.

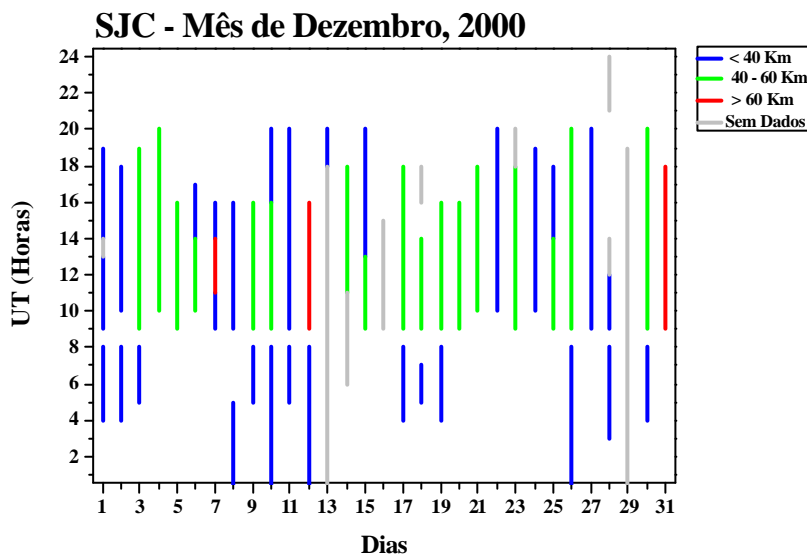


Figura 4.10 Gráfico do tipo barra para a variação diária da amplitude das ondas de gravidade referente ao mês de dezembro de 2000. A cor azul representa as ondas de gravidade de amplitudes inferiores a 40 km (fracas), verde para amplitudes entre 40 a 60 km e vermelha para amplitudes acima de 60 km.

Após a identificação da ocorrência de oscilações foi realizada a caracterização dos parâmetros de onda (T, I_z, V_z). Para isso, foi verificado se os gráficos de isofrequência apresentavam dois máximos de ondas consecutivos nas frequências de 7,1 e 6,3 MHz (período posterior as 08:00 UT) ou 6,1 e 5,1 MHz (períodos anteriores as 08:00 UT) bem definidos. Após listar as ondas de gravidade candidatas ao possível estudo dos parâmetros de onda, tais como: período, velocidade vertical de propagação e comprimento de onda; foram extraídos os parâmetros conforme mostra a Figura 4.11. Lembrando que o período de oscilação de uma onda é o tempo total de uma oscilação completa, mostrado na Figura 4.11 como a diferença de tempo entre os dois máximos da onda para uma mesma frequência, $\Delta T = T_1 - T_2$. As coordenadas dos pontos 1 e 2 da Figura 4.11 são mostradas no Quadro 4.2.

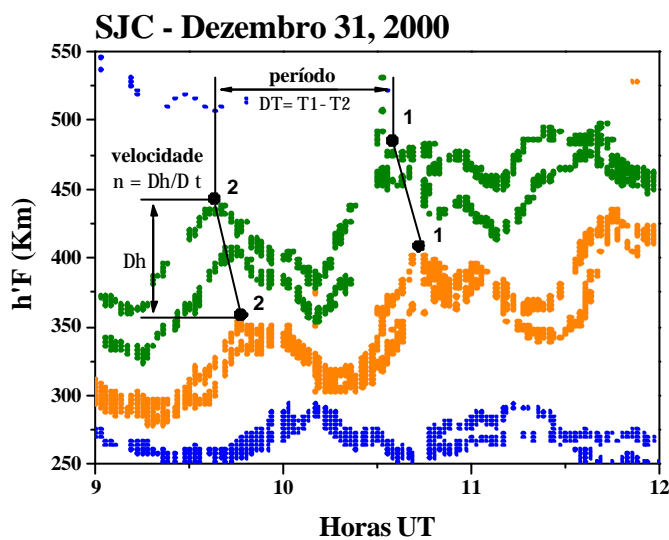


Figura 4.11 Obtenção dos parâmetros de onda através de gráfico da isofrequência, tais como o período (variação de tempo de pico a pico) e velocidade (variação entre a altitude e tempo de propagação do pico entre duas frequências de 7,1 e 6,3 MHz).

O período é determinado da média dos períodos encontrados para as frequências de 7,1 e 6,3 MHz. Para a frequência de 7,1 MHz, o valor do período é 58 min ($\Delta T = T_1 - T_2 = 10,59 - 9,63 = 0,96h \cong 58 \text{ min}$) e para 6,3 MHz, o valor do período é 58 min ($\Delta T = T_1 - T_2 = 10,73 - 9,77 = 0,96h \cong 58 \text{ min}$). Portanto, neste caso o período médio para as frequências de 7,1 e 6,3 MHz é de 58 min.

Quadro 4.2 Coordenadas dos pontos 1 e 2 da onda do dia 31 de dezembro de 2000.

FREQÜÊNCIA (MHz)	HORAS UT	$h' F$ (km)
7,1 MHz (ponto 1)	10,59	486,98
7,1 MHz (ponto 2)	9,63	443,09
6,3 MHz (ponto 1)	10,73	409,74
6,3 MHz (ponto 2)	9,77	358,84

Próximo passo é determinar a velocidade de fase vertical, que é dada pelo deslocamento em altitude dos máximos das ondas da frequência 7,1 para 6,3 MHz sobre o respectivo deslocamento em tempo do mesmo ponto. Para o ponto 1, o valor do deslocamento em altura é de 77,24 km ($\Delta h = |h_1 - h'_1| = |486,98 - 409,74| = 77,24 \text{ km}$) e para o ponto 2, o valor do deslocamento em altura é de 84,25 km ($\Delta h = |h_2 - h'_2| = |443,09 - 358,84| = 84,25 \text{ km}$). O valor do deslocamento vertical médio entre os pontos 1 e 2 é de 80,75 km ($\Delta h_m = |\Delta h_1 + \Delta h_2|/2 = |77,24 + 84,25|/2 = 80,75 \text{ km}$). O mesmo procedimento é adotado para a determinação do deslocamento de tempo. Para o ponto 1, o valor do deslocamento em tempo é de 8 min ($\Delta t = |t_1 - t'_1| = |10,59 - 10,73| = 0,14 \text{ h} = 8 \text{ min}$) e para o ponto 2, o valor do deslocamento em tempo é de 8 min ($\Delta t = |t_2 - t'_2| = |9,63 - 9,77| = 0,14 \text{ h} = 8 \text{ min}$). Portanto, o valor do deslocamento em tempo médio entre os pontos 1 e 2 é de 8 min.

Sabendo os resultados do deslocamento em altura e tempo é possível então calcular a velocidade de fase vertical, que é dada por $V_z = \Delta h / \Delta t$ (m/s). Desta forma, o valor da velocidade de fase vertical da onda em questão é de 168,23 m/s. O comprimento de onda vertical é facilmente obtido através da equação $I_z = V_z \cdot T$, onde V_z é a velocidade vertical de fase média com valor de 168,23 m/s, T é o período médio com valor de 58 min. Portanto, o valor do comprimento de onda vertical (I_z) é de 585,44 km.

4.3 Metodologia utilizada para determinação dos dias calmos e perturbados.

Nesta seção será apresentada a metodologia utilizada para selecionar quais dias serão considerados dias geomagneticamente calmos e quais dias serão considerados dias

perturbados. Essa distinção entre os dias será necessária posteriormente para verificar se a atividade geomagnética modifica os parâmetros de onda (T, I_z, V_z) significativamente.

Para estabelecer o grau de perturbação do campo magnético terrestre (dias geomagneticamente calmos e dias perturbados) utilizou-se o índice Dst. O índice Dst – *Disturbance storm time* - monitora o nível de atividade geomagnética e é obtido através da componente horizontal (média) do campo magnético de estações em médias e baixas latitudes. Quanto mais negativo for o índice Dst mais intensa é a tempestade geomagnética e sua causa é devida a contribuição do campo magnético gerado pela corrente de anel que flui na direção leste-oeste no plano equatorial. O corrente de anel surge devido ação da deriva longitudinal entre íons (sentido leste-oeste) e elétrons (sentido oeste-leste) que gera uma corrente resultante na direção leste-oeste. Estes efeitos são fortemente intensificados por aumento da população das partículas aprisionadas em regiões de órbitas geossíncronas durante as tempestades geomagnéticas (GONZALEZ, 1994).

A tempestade magnética pode ser caracterizada por três diferentes fases: (1) início súbito – *sudden commecent* – ou fase inicial, esta associada ao aumento da pressão dinâmica, incidência de partículas do vento solar, que comprime a magnetosfera indicando um aumento brusco no campo magnético. (2) fase principal – *main phase* – caracterizada por uma redução na intensidade do campo magnético na superfície terrestre, essa redução esta associada a intensificação corrente de anel e (3) fase de recuperação – *recovery phase* – caracterizada pela diminuição e eliminação gradual da pressão passando a predominar os processos de perda da Corrente de Anel. A Figura 4.12 mostra as fases de uma tempestade magnética.



Figura 4.12 Fases características de uma tempestade magnética.

Pode-se classificar uma tempestade magnética de acordo com a sua intensidade que é fornecida pelo índice Dst, conforme mostrado na Quadro 4.3.

Quadro 4.3 Intensidade das tempestades geomagnéticas.

CLASSIFICAÇÃO DAS TEMPESTADES	DST (nT)
Muito Intensa	< -250
Intensa	-100 a -250
Moderada	-50 a -100
Fraca	-30 a -50

Fonte: Gonzalez (1994).

Neste trabalho foi analisado os gráficos do índice Dst e identificado os períodos correspondentes às tempestades geomagnéticas (fraca, moderada, intensa e muito intensa) como mostra a Figura 4.13. Depois de identificado o período de ocorrência de tempestades (dia, mês e ano – Quadro 4.4 e Quadro 4.5), foi feita a comparação com o período de ocorrência de propagação de ondas de gravidade. Em casos positivos em que ocorreram ondas de gravidade durante períodos geomagneticamente perturbados, foi feita a análise da categoria (fraca, moderada e forte) e dos parâmetros de ondas (T , λ_z e V_z). Como critério de análise foi considerado como dias perturbados aqueles com índice Dst inferior a 50 nT.

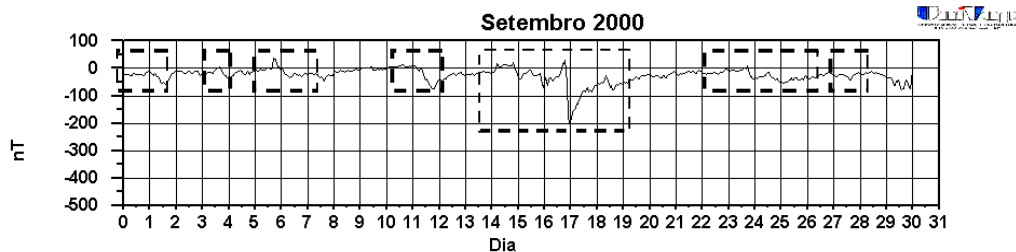


Figura 4.13 Gráfico do índice Dst para o mês de setembro, 2000. As regiões identificadas correspondem às tempestades geomagnéticas.

Quadro 4.4 Variação da atividade geomagnética correspondente ao período perturbado (mês e ano) e ao dia deste período que apresentou a menor excursão negativa do índice Dst para o período de atividade solar máxima.

PERÍODO EM DIAS	MÊS	ANO	DIA, < DST	PERÍODO EM DIAS	MÊS	ANO	DIA, < DST
1 - 2	9	2000	2, -57	1	3	2001	1, -17
4 - 5	9	2000	4, -36	3 - 9	3	2001	5, -71
6 - 8	9	2000	8, -48	12 - 15	3	2001	12, -28
11 - 13	9	2000	12, -73	19 - 25	3	2001	20, -149
15 - 21	9	2000	17, -201	27 - 30	3	2001	28, -87
24 - 28	9	2000	26, -55	31	3	2001	31, -387
29 - 30	9	2000	30, -76	1 - 3	4	2001	1, -228
1	10	2000	1, -57	4 - 10	4	2001	9, -63
2 - 7	10	2000	5, -182	11 - 16	4	2001	11, -271
10 - 11	10	2000	11, -46	17 - 21	4	2001	18, -114
12 - 15	10	2000	14, -107	22 - 25	4	2001	22, -102
22 - 27	10	2000	23, -53	28 - 30	4	2001	29, -47
28 - 31	10	2000	29, -127	7 - 16	5	2001	10, -76
1 - 2	11	2000	1, -24	18 - 19	5	2001	19, -25
3 - 9	11	2000	6, -159	28 - 30	5	2001	28, -42
10 - 13	11	2000	10, -96	2 - 4	6	2001	2, -27
18 - 23	11	2000	20, -28	9 - 11	6	2001	9, -36
24 - 25	11	2000	25, -28	12 - 13	6	2001	13, -23
26 - 30	11	2000	29, -119	17 - 22	6	2001	18, -61
1 - 2	12	2000	1, -44	26 - 27	6	2001	26, -21
3 - 5	12	2000	5, -34	8 - 11	7	2001	11, -38
6 - 12	12	2000	9, -24	14 - 18	7	2001	15, 17, -19
16 - 19	12	2000	18, -25	21 - 22	7	2001	22, -18
21 - 25	12	2000	23, -62	24 - 26	7	2001	26, -29
26 - 30	12	2000	28, 29, -19	31	7	2001	31, -35
2 - 3	1	2001	3, -35	1	8	2001	1, -18
8 - 9	1	2001	9, -26	3 - 8	8	2001	5, -40
11 - 12	1	2001	12, -30	13 - 15	8	2001	13, -32
14 - 17	1	2001	15, -26	17 - 20	8	2001	17, -105
20 - 29	1	2001	24, -61	22 - 23	8	2001	22, -33
30 - 31	1	2001	31, -45	26 - 31	8	2001	31, -40
1 - 2	2	2001	1, -41				
6 - 8	2	2001	6, -31				
13 - 16	2	2001	13, -50				
19 - 24	2	2001	23, -32				
26 - 28	2	2001	27, -37				

Quadro 4.5 Variação da atividade geomagnética correspondente ao período perturbado (mês e ano) e ao dia deste período que apresentou a menor excursão negativa do índice Dst para o período de atividade solar mínima.

PERÍODO EM DIAS	MÊS	ANO	DIA, < DST	PERÍODO EM DIAS	MÊS	ANO	DIA, < DST
26	1	2006	-43	1	9	2006	-44
20-21	2	2006	20, -42	4-6	9	2006	4, -47
7	3	2006	7, -40	18	9	2006	-36
18-22	3	2006	20, -43	24-25	9	2006	24, -55
4-6	4	2006	5, -87	1	10	2006	-46
9-10	4	2006	9, -80	4-6	9	2006	4, -47
14-18	4	2006	14, -111	18	9	2006	-36
22	4	2006	-40	24-25	9	2006	24, -55
4-7	5	2006	6, -51	1	10	2006	-46
18	5	2006	-39	13-15	10	2006	13, -48
20	5	2006	-45	29	10	2006	-44
6-8	6	2006	6, -49	9-11	11	2006	10, -51
15	6	2006	-31	23-24	11	2006	23, -32
5	7	2006	-32	30	11	2006	-75
14	7	2006	-38	6-7	12	2006	6, -48
28	7	2006	-45	12-17	12	2006	15, -147
7	8	2006	-43	21-24	12	2006	22, -36
19-22	8	2006	19, -73	6-7	12	2006	6, -48
27	8	2006	-42				
31	8	2006	-35				

4.4 Metodologia para a identificação da ocorrência de estratificação adicional na região F.

Há mais de meio século, estudos relacionados à estratificação adicional à camada F2 em baixas e médias latitudes vem sendo realizados (SKINNER et al., 1954, HEISLER, 1962). Observações realizadas em 1951 na Nigéria (zona equatorial), apresentaram a ocorrência de estratificações adicionais F1,5 e espessamento das estruturas da região F no período de dezembro 1951 a janeiro de 1953 (SKINNER et al., 1954). No entanto, nestas observações, não foi sugerida nenhuma teoria para explicar a presença de estratificações não estacionárias na região equatorial, considerou, entretanto, que sua origem estivesse relacionada ao processo dinâmico envolvendo o rápido aumento da deriva vertical do plasma ionosférico.

Em 1961 foi publicada a primeira edição URSI (“Handbook of Ionograms Interpretation and Reduction”) mencionando o fenômeno ionosférico de estratificação adicional da região F até então conhecido como F1,5 e sua frequência crítica intermediária

(entre as camadas F1 e F2) foF1,5. Ionogramas obtidos em Camden (Austrália) sugeriram que as estratificações F1,5 observadas eram provocadas por TIDs (“Travelling Ionospheric Disturbance”) devido a estratificação adicional ser observada nos ionogramas primeiramente no traço ordinário e minutos depois no traço extraordinário como mostra a Figura 4.14 (HEISLER, 1962).

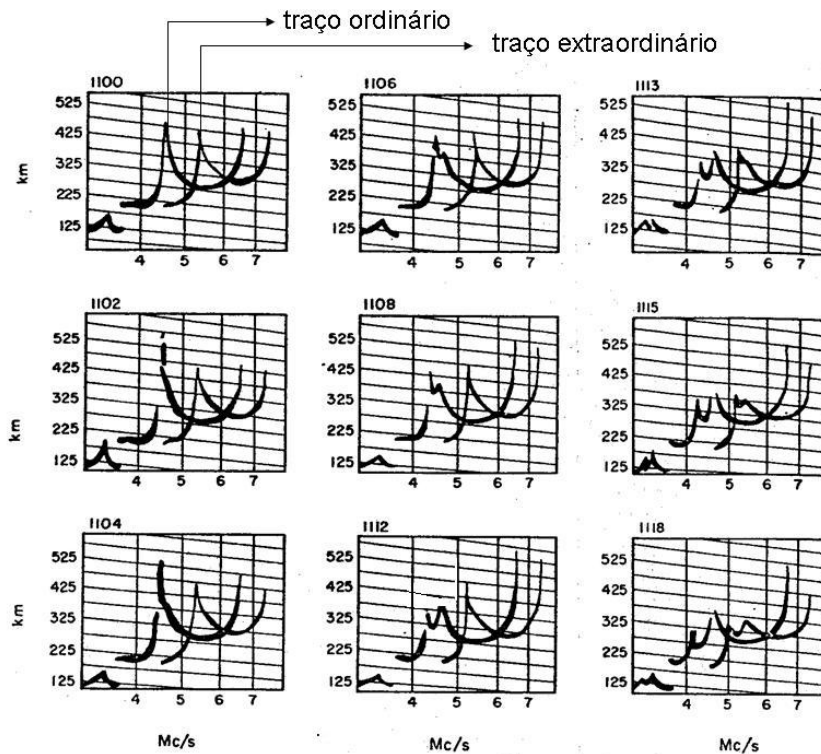


Figura 4.14 Ionogramas obtidos em Camden em 26 de setembro de 1953 mostrando a propagação de TIDs e a formação da camada F1,5. Fonte: Heisler (1962).

Balan e Bailey (1995) estudando a difusão do plasma ionosférico ao longo das linhas de campo comprovaram através do modelo SUPIM que esta convergência induzia a formação de uma camada adicional denominada camada G entre $\pm 10^\circ$ do equador magnético. Esta difusão do plasma ocorre devido à ação da gravidade e gradiente de pressão, como consequência da deriva eletrodinâmica (efeito fonte) e do vento meridional que causa assimétrica na difusão do plasma em relação ao equador magnético (anomalia equatorial). De acordo com a teoria da deriva, o campo magnético norte-sul combinado com o campo elétrico ionosférico leste-oeste geram a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ que juntamente com a ação do vento neutro

zonal “eleva” o plasma em várias centenas de quilômetros chegando algumas vezes a mais 800 km, possibilitando a formação de uma camada adicional na região F, conforme apresentado na Figura 4.15, em latitudes equatoriais entre 500 a 700 km de altitude (BALAN; BAILEY, 1995).

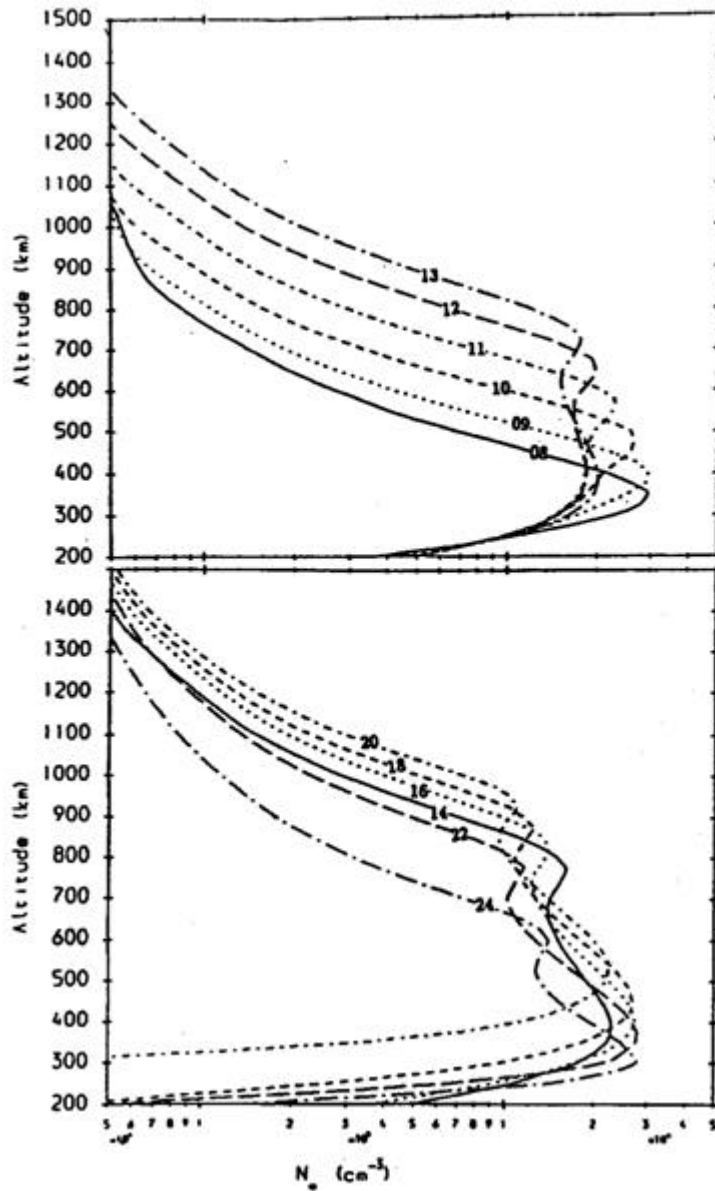


Figura 4.15 Modelo do perfil da densidade eletrônica para a formação da camada F1,5/F3 considerando os efeitos da deriva e do vento meridional. Fonte: Balan e Bailey (1995).

Durante o final do século passado, a nomenclatura da estratificação adicional da região F provou ser a causa de muitas divergências nos pesquisadores da época. O nome F1,5 é muito antigo e não é reconhecido por alguns pesquisadores devido a sua proveniência “duvidosa”. Nos trabalhos pioneiros de Balan e Bailey (1995) essa camada foi denominada camada G, devido à existência da camada F2 e posteriormente foi renomeada camada F3 devido aos estudos provarem que a camada se “elevava” devido à dinâmica da região F em baixas latitudes. No presente contexto é denominada-se camada F1,5, se a estratificação adicional apresenta-se abaixo da estratificação F2 e camada F3 e a estratificação adicional apresenta-se acima.

A camada F3 começa a se formar durante o período da manhã quando o processo de fotoionização domina sobre o processo de recombinação e a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ começa a aumentar de intensidade. Então, o pico de ionização é “elevado” para maiores altitudes devido aos efeitos dinâmicos (ação da deriva e dos ventos neutros) e outro pico de ionização forma-se em menores altitudes devido os efeitos fotoquímicos e dinâmicos. Uma vez a camada F3 formada a concentração do seu pico permanece maior do que o pico da F2 enquanto a variação vertical da velocidade da deriva for mantida senão o plasma irá se difundir pelas linhas do campo magnético (BALAN et al., 1997).

Jenkins et. al. (1997) observando ionogramas obtidos em Fortaleza durante o mínimo solar (1994-1995) verificou que o pico da camada F3 sempre aparecia nos ionogramas nas frequências mais elevadas do traço obtido e observando uma série de sucessivos ionogramas verificou que o pico do ionograma não apresentava fase de propagação característica de ondas de gravidade. O traço ordinário e extraordinário apresentava estratificação simultânea. Também foi observado que o fenômeno ocorria apenas durante algumas horas do período diurno, entretanto nenhuma periodicidade na intensidade do pico da F3 foi observado.

A variação vertical da velocidade com a atividade solar permanece aproximadamente constante, entretanto durante o período de atividade solar máxima o processo de fotoionização é mais intenso devido maior incidência de radiação UV e EUV, conseqüentemente a densidade da camada F é maior comparada ao período de mínimo, portanto a deriva não consegue “elevar” a camada para a formação de F3. De acordo com a teoria da deriva e suas observações, os últimos trabalhos (JENKINS et al., 1997, BALAN et al., 2000, LYNN et al.,

2000, BATISTA et al., 2002, RAO et al., 2005) indicam que a ocorrência da camada F3 não está relacionada com a variação da atividade geomagnética entretanto torna-se menos distinta conforme a atividade solar aumenta, conforme apresentado na Figura 4.16

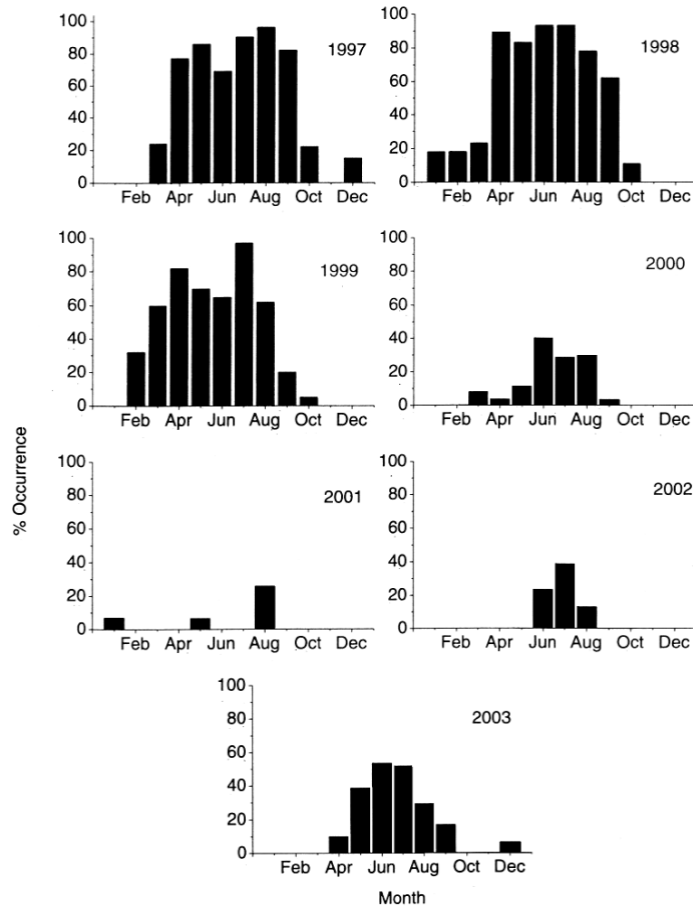


Figura 4.16 Histogramas mostrando a variação sazonal e a dependência do ciclo solar para a formação de F1,5F3. Fonte: Rao et. al. (2005).

Verifica-se através da Figura 4.16 que existe uma maior probabilidade de ocorrência de formação de F3 durante os meses de solstício de verão (maio, junho, julho e agosto), sendo que para a atividade solar mínima (1997 – 1999) esta probabilidade de ocorrência é de 100% durante os meses de junho, julho e agosto. A ocorrência de formação de F3 é mínima durante o solstício de inverno (novembro, dezembro, janeiro e fevereiro) apresentando praticamente todos os casos durante os anos de 1998 e 1999. Também, observa-se que a frequência de

ocorrência de F3 diminui conforme aumenta a atividade solar (1997 – 2001), apresentando um ligeiro aumento em 2003 devido à diminuição da atividade solar (RAO et al., 2005).

Entretanto, Fagundes et al., 2007, analisando períodos geomagneticamente calmos na região do máximo da anomalia equatorial durante o período de atividade solar máxima (2000-2001), verificaram a ocorrência da estratificação adicional da camada F (F3) durante o solstício de verão e a sua possível associação com ondas de gravidade.

Neste trabalho, o comportamento da camada F1,5/F3 (estratificação adicional da região F), é evidenciado através da observação de ionogramas obtidos em São José dos Campos entre os meses de setembro de 2000 a agosto de 2001, período de máxima atividade solar e entre os meses de janeiro de 2006 a dezembro de 2006, período de mínima atividade solar. Os ionogramas apresentados nas Figuras 4.17 e 4.18 são referentes aos dias 8 de setembro de 2000 e 11 de fevereiro de 2001, respectivamente, e apresentam bem evidenciada a formação da camada adicional.

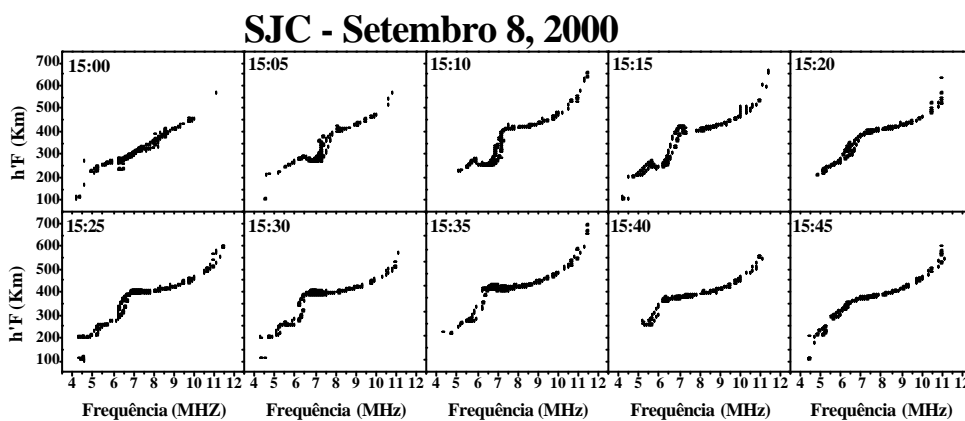


Figura 4.17 Mostra a evolução temporal de ionogramas adquiridos em setembro 8, 2000 durante a ocorrência de estratificação adicional da região F entre as camadas F1 e F2 denominada camada F1,5 entre 15:00 UT (12:00 LT) e 15:45 UT (12:45LT).

A seqüência temporal de ionogramas mostrado na Figura 4.17 e Figura 4.18, descreve o comportamento da região F durante a formação de F1,5/F3, fenômeno típico diurno. Os ionogramas foram obtidos a cada 5 minutos e a camada F1,5/F3 foi observada apresentando a mesma altura virtual durante alguns minutos, portanto observando estas séries de sucessivos ionogramas verificou que os traços (picos de densidade F1 e/ou F2) do ionograma não

apresentou fase de propagação característica de ondas de gravidade. A estratificação adicional do dia setembro 8, ocorre por volta das 15:05 UT e permanece aproximadamente até às 15:35 UT. Observa-se que a partir das 15:05 até os 10 minutos seguintes o traço do ionograma apresenta um comportamento atípico. Esses ionogramas mostram uma depressão entre os picos da camada F1 e F2, resultando na formação da camada F1,5 (Figura 4.17).

O dia 11 de fevereiro de 2001 apresenta a ocorrência de formação de F3 a partir das 14:15 UT, mostrado na Figura 4.18 pela a seqüência de ionogramas obtidos a cada 5 minutos. A camada adicional é denominada camada F3 quando a estratificação ocorre entre 500 a 700 km de altitude (BALAN et al., 1997). Observa-se na Figura 4.18 que a estratificação adicional localiza-se exatamente entre 500 a 700 km acima do pico de densidade eletrônica da camada F2 coincidindo com os resultados obtidos em pesquisas anteriores (BALAN; BAILEY, 1995, BALAN et al., 1997, JENKINS et al., 1997).

No presente contexto, denomina-se camada F1,5, se a estratificação adicional apresenta-se abaixo da estratificação F2 (Figura 4.17) e camada F3 se a estratificação adicional apresenta-se acima (Figura 4.18).

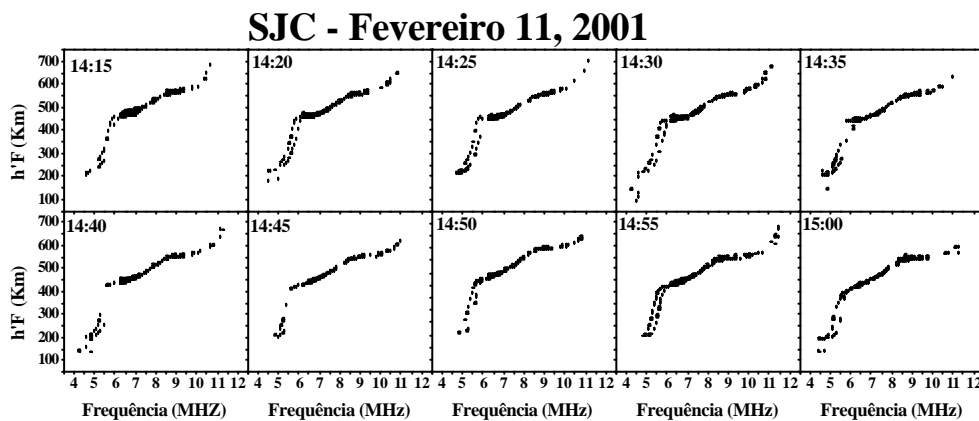


Figura 4.18 Mostra a evolução temporal de ionogramas adquiridos em 11 de fevereiro de 2001 durante a ocorrência de estratificação adicional da região F acima da camada F2 denominada camada F3 entre 14:15 UT (11:15 LT) e 15:00 UT (12:00 LT).

Posteriormente a identificação da ocorrência de estratificação adicional F1,5/F3, foi utilizado a elaboração de gráficos de barra para cada mês do período de ocorrência de formação de F1,5/F3 dia-a-dia (horas UT por dia). A metodologia utilizada para a elaboração

do gráfico tipo barra de formação de F1,5/F3 é similar a metodologia utilizada na elaboração do gráfico tipo barra de ondas de gravidade. As barras na cor preta mostram a ocorrência de formação de F1,5/F3 desde seu início ao seu término dia-a-dia e os dias que não apresentaram dados por problemas com a ionossonda estão mostrados no gráfico pelas barras na cor cinza.

Através dos gráficos de barra para ocorrência de formação de F1,5/F3 e para a frequência de ocorrência de ondas de gravidade (fraca, moderada e forte) será possível verificar se o momento de ocorrência de ondas de gravidade coincide com a formação de F1,5/F3. E, principalmente, será possível verificar se o deslocamento vertical em altitude provocado pela propagação de ondas de gravidade produz a força necessária para “elevar” o pico de ionização da camada F2 e conseqüentemente formar a camada F3.

A Figura 4.19 mostra a distribuição temporal (traçado em cor preta) de F1,5/F3 para o mês de dezembro de 2000, durante os horários das 10:00 – 17:00 UT.

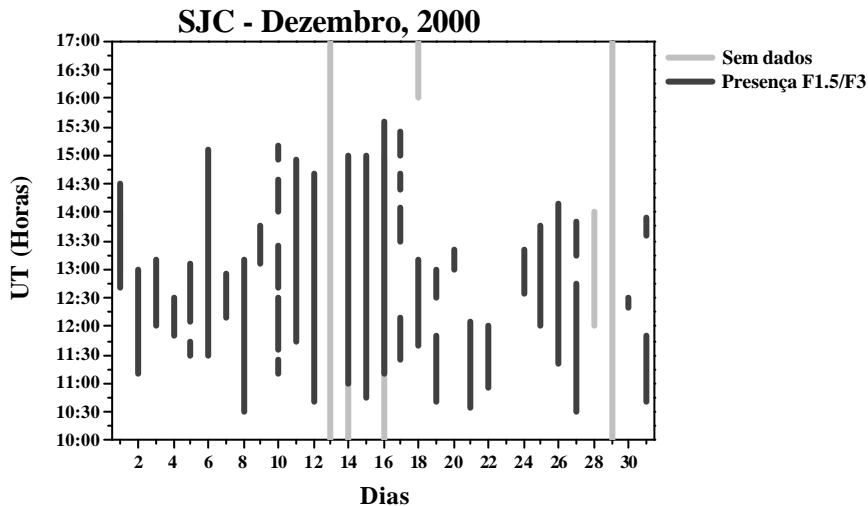


Figura 4.19 Gráfico tipo barra para a ocorrência diária de F1,5/F3 para o mês dezembro de 2000. A cor preta representa o período de ocorrência de F1,5/F3 e a cor cinza representa a ausência de dados.

5 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO.

Os resultados que serão apresentados e discutidos neste capítulo têm o objetivo de investigar: a frequência de ocorrência e características das ondas de gravidade que se propagam na região F em baixas latitudes, em função do ciclo solar. Quando possível foi analisado os parâmetros de ondas como: amplitude (A), período (T), comprimento de onda vertical (z) e velocidade vertical de fase (V_z). Foi utilizado um conjunto de dados experimentais obtidos através da ionossonda digital tipo “CADI” observados em São José dos Campos (23.2°S, 45.9°W), localizada no máximo da anomalia equatorial. Considerou-se o período compreendido entre setembro de 2000 a agosto de 2001, como representativo da atividade solar máxima e o período compreendido entre janeiro a dezembro de 2006, como representativo da atividade solar mínima. Este estudo fez distinção entre períodos geomagneticamente calmos e perturbados, entretanto não foi feita a distinção entre TIDs “*Traveling Ionospheric Disturbance*”, que são ondas geradas em altas latitudes, e ondas de gravidade (que podem ser geradas *in situ* ou na baixa atmosfera), uma vez que não foram determinadas as fonte de geração das ondas analisadas.

Neste estudo, também, será apresentado o comportamento da estratificação adicional da camada F para o mesmo período de análise utilizado. Foram empregados ionogramas e gráficos de isofrequência para a descrição dos fenômenos ionosféricos (ondas de gravidade e formação de F1,5/F3), utilizando-se a metodologia descrita no capítulo anterior. Notou-se que, durante os eventos de propagação de ondas de gravidade na região F, a ocorrência de uma estratificação adicional à camada F2. Como discutido por Fagundes et al. (2007) existe uma inter-relação entre a propagação de ondas de gravidade e a formação de F1,5/F3. Nos casos por eles observados, a estratificação adicional da região F apareceu somente durante o período diurno por aproximadamente 1 ou 2 horas, quando a camada F2 apresentou uma peculiar extensão vertical. A combinação da característica das ondas de gravidade (z) com a extensão vertical da camada F gerou condições favoráveis à estratificação e formação de F1,5/F3 (FAGUNDES et al, 2007).

5.1 Apresentação dos dados de ondas de gravidade para a atividade solar máxima.

Com o objetivo de investigar a variação diária de ocorrência de ondas de gravidade durante o período de atividade solar máxima, foi analisado os gráficos de isofreqüência e verificado a freqüência de ocorrência da propagação e as características (fracas, moderadas e fortes conforme a metodologia descrita no capítulo anterior) das ondas de gravidade na região F.

A variação mensal de número de horas de ocorrência de ondas de gravidade fracas e moderadas e fortes pode ser vista nas Figuras 5.1 e 5.2. As respectivas porcentagens de ocorrência de onda de gravidades para cada mês estão indicadas em ambas as Figuras. As porcentagens mensais foram determinadas em relação ao total de freqüência de ocorrência anual de gravidades fracas e moderadas e fortes (Figuras 5.1 e 5.2).

A Figura 5.1 apresenta a variação mensal de número de horas para ondas com amplitudes consideradas fracas para o período de atividade solar máxima. Notou-se que existiu um máximo de ocorrência no inverno (maio a agosto) e um mínimo de ocorrência no verão (novembro a fevereiro).

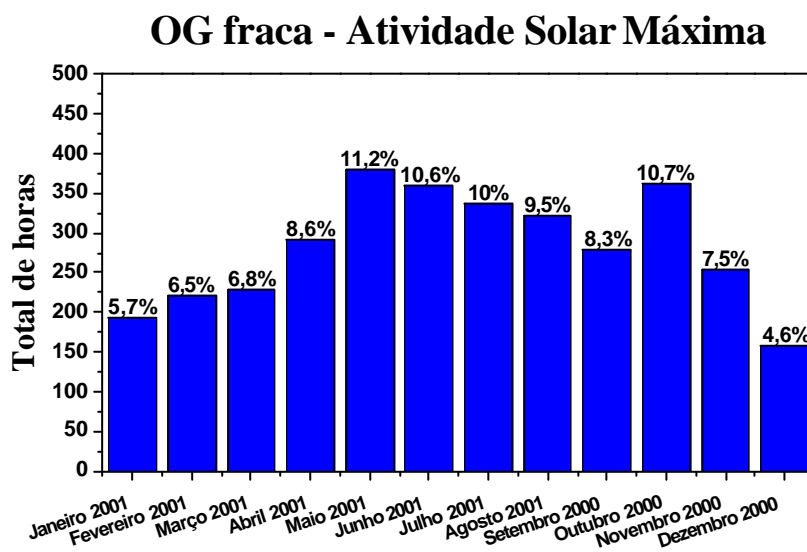


Figura 5.1 Histograma mostrando a distribuição das ondas de gravidade fracas observadas para o período de atividade solar máxima em função do total de horas de ocorrência.

O histograma da Figura 5.2 mostra a distribuição de ondas de gravidade moderadas e fortes para os períodos de atividade solar máxima em função do total do número de horas de ocorrência. Essas ondas de gravidade apresentaram uma variação sazonal não muito evidente.

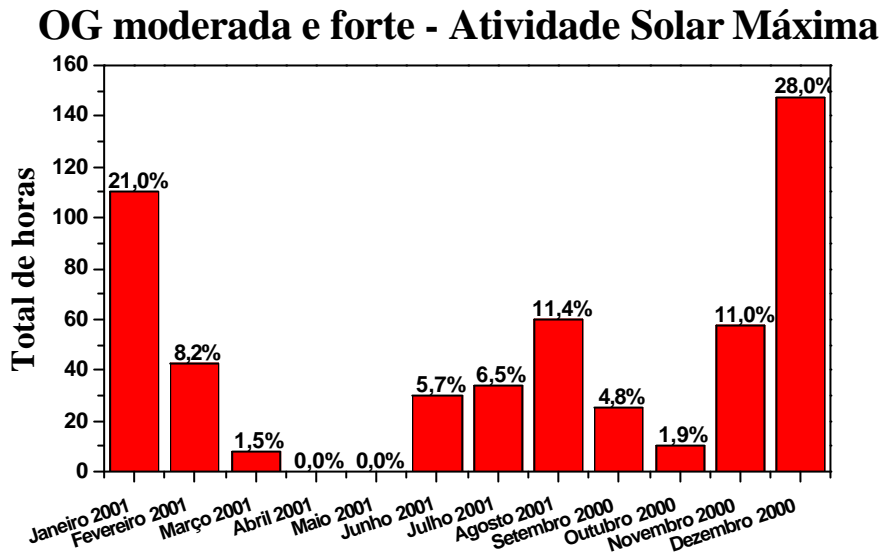


Figura 5.2 Histograma mostrando a distribuição das ondas de gravidade moderadas e fortes observadas para o período de atividade solar máxima em função do total de horas de ocorrência.

Porém, pode-se dizer que os meses de verão (novembro a fevereiro) apresentaram um máximo de ocorrência (dezembro de 2000 e janeiro de 2001) de ondas de gravidade moderadas e fortes. Em contrapartida os meses de inverno (maio a agosto) apresentaram uma distribuição de ondas de gravidade irregular, podendo-se afirmar que ocorreu uma tendência de mínima ocorrência neste período. Entretanto, foram os meses de março, abril, maio (outono – início do inverno), setembro e outubro (primavera) que apresentaram as mínimas ocorrências de ondas de gravidade moderadas e fortes.

Os histogramas da Figura 5.3 mostram a variação sazonal da frequência de ocorrência de ondas de gravidade (fraca – cor azul, moderada – cor verde e forte – cor vermelha) durante a atividade solar máxima (setembro de 2000 – agosto de 2001). As subdivisões dos meses correspondentes às estações do ano para o setor Sul-americano estão divididas em: novembro, dezembro, janeiro e fevereiro – solstício de verão, março e abril – equinócio de outono, maio, junho, julho e agosto – solstício de inverno e setembro e outubro – equinócio de primavera.

Ao separar as categorias das ondas de gravidade (fraca, moderada e forte) em estações do ano (verão, outono, inverno e primavera) observou-se indícios de variação sazonal. Entretanto, ao se observar às contribuições dos totais de horas mensais das ondas de gravidade (fraca, moderada e forte), a variação sazonal torna-se menos evidente como mostra a Figura 5.4. Também, é importante lembrar que os equinócios de outono e primavera correspondem a apenas dois meses (março e abril; setembro e outubro) enquanto que os solstícios de verão e inverno correspondem a quatro meses (novembro, dezembro, janeiro e fevereiro; maio, junho, julho e agosto). Portanto ao analisar os histogramas da Figura 5.3 somente pode-se verificar a variação sazonal entre solstícios e equinócios separadamente devido à diferença nos totais de meses analisados para cada estação.

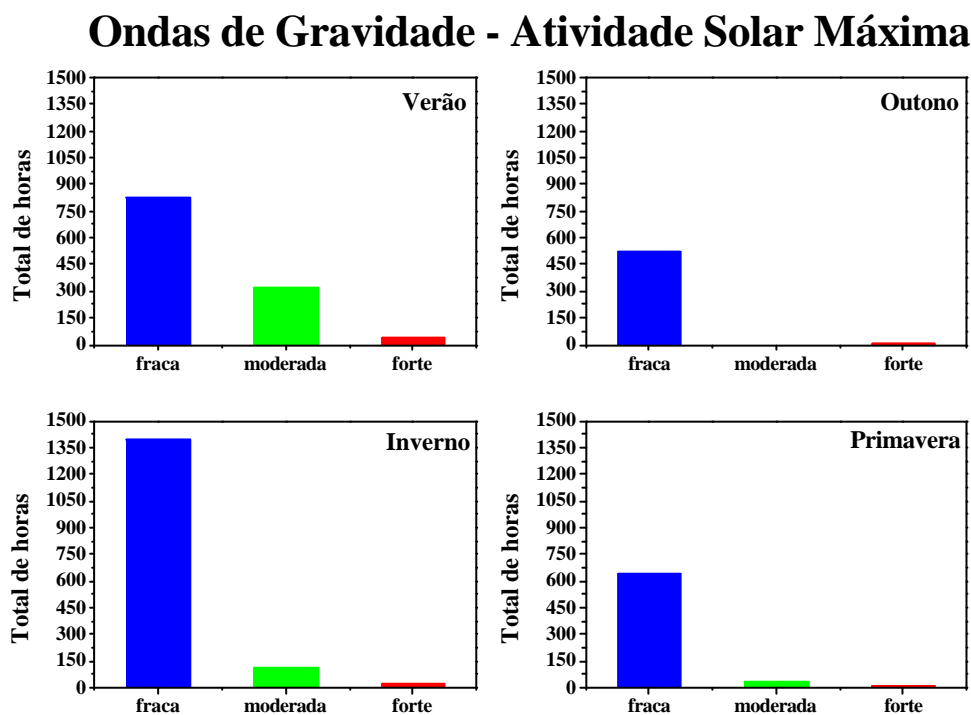


Figura 5.3 Variação sazonal de ocorrência de ondas de gravidade para os meses de setembro de 2000 a agosto de 2001 (atividade solar máxima). As barras verticais azuis, verdes e vermelhas indicam o total de número de horas de ocorrência de ondas de gravidade fracas, moderadas e forte, respectivamente.

A Quadro 5.1 mostra que as ondas de gravidade fracas possuem uma contribuição de 86% do total de horas anual, enquanto que as ondas de gravidade moderadas contribuem com 12% e as ondas de gravidade fortes com 2% do total de horas de ocorrência de ondas de gravidade anual. Também, mostra que há ocorrência de ondas de gravidade fracas durante

todo o período considerado de atividade solar máxima, e apresenta uma máxima ocorrência durante os meses de inverno– maio, junho, julho e agosto - (total de horas de 1399 – 41%), e mínima durante os meses de verão– novembro, dezembro, janeiro e fevereiro - (total de horas de 825 – 25%).

Quadro 5.1 Total do número de horas para grupo distinto de ondas de gravidade (fraca, moderada e forte) para cada estação do ano (verão, inverno, outono e primavera) para os períodos de atividade solar máxima (2000-2001).

	VERÃO	INVERNO	OUTONO	PRIMAVERA	TOTAL DE HORAS
OG fraca	825 (25%)	1399 (41%)	520 (15%)	640 (19%)	3384 (86%)
OG moderada	320 (70%)	106 (23%)	0 (0%)	30 (7%)	456 (12%)
OG forte	38 (55%)	18 (26%)	8 (12%)	5 (7%)	69 (2%)
Total de horas	1183 (30%)	1523 (39%)	528 (14%)	675 (17%)	3909 (100%)

As oscilações moderadas e fortes apresentam maior ocorrência durante os meses de verão com total de horas de 320 (70%) e 38 (55%), respectivamente. Contudo, notou-se a presença significativa de ondas de gravidade moderadas e fortes durante os meses de inverno com total de horas de 106 (23%) e 18 (26%). Como anteriormente visualizados nas Figuras 5.1 e 5.2, pode-se afirmar ao analisar a Quadro 5.1 que a ocorrência de ondas de gravidade fraca diminui com verão enquanto que a ocorrência de ondas de gravidade moderadas e fortes aumenta.

A Figura 5.4 mostra a variação dia-a-dia da ocorrência de ondas de gravidade para as três categorias de amplitudes (fracas < 40 km, 40 km = moderadas = 60 km e fortes > 60 km) consideradas neste trabalho. O período estudado compreende o período de atividade solar máxima (setembro, 2000 - agosto, 2001). Pode-se observar na Figura 5.4 o horário do início e término da ocorrência diária das ondas de gravidade, como também é possível fazer uma distinção da variação dia-a-dia das ondas de gravidade fracas (na cor azul), moderadas (na cor verde) e fortes (na cor vermelha). Foi excluído desta análise, o período de transição entre noite-dia (entre 08:00 e 09:00 UT) e o período de pico “pré-reverso” (entre 20:00 e 24:00 UT), que inclui a transição dia-noite.

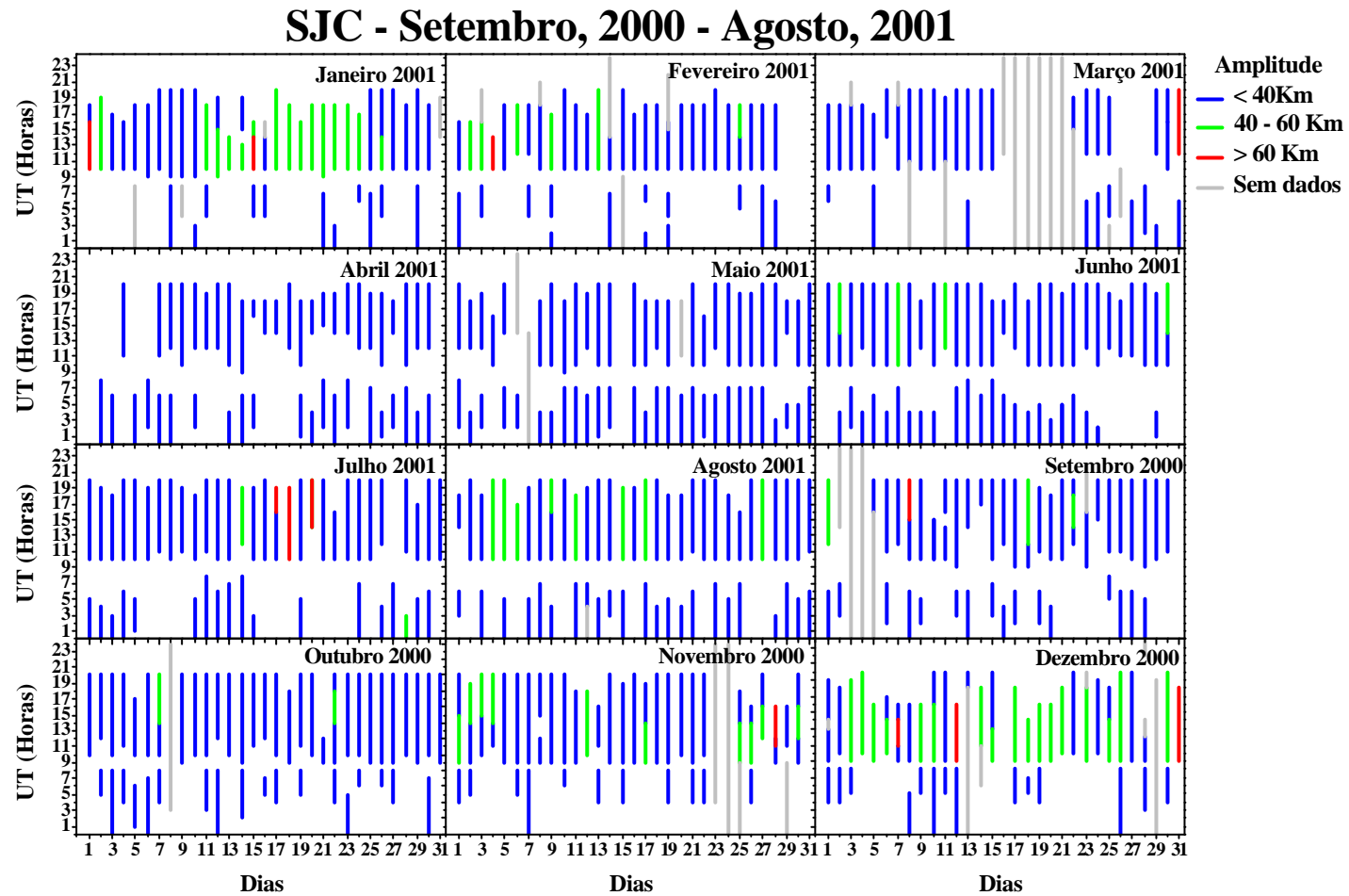


Figura 5.4 Variação da amplitude de pico a pico das ondas de gravidade para período de um ano entre setembro de 2000 a agosto de 2001 (máxima atividade solar).

Notou-se que durante o período de atividade solar máxima há presença de ondas de gravidade em praticamente em todos os dias do ano, com raras exceções como os dias 01/04/2001 e 16/12/2000. As barras na cor cinza representam os horários em que não houve aquisição de dados devido à falta de energia ou falhas técnicas na ionossonda.

5.2 Apresentação dos dados de ondas de gravidade para a atividade solar mínima.

Observou-se que existe propagação de ondas de gravidade tanto no período de atividade solar máxima quanto na atividade solar mínima. Entretanto, durante o período de atividade solar mínima notou-se que a frequência de ocorrência de ondas de gravidade é muito menor comparado ao período de atividade solar máxima.

A variação mensal de número de horas de ocorrência de ondas de gravidade fracas e moderadas/fortes pode ser vista nas Figuras 5.5 e 5.6 para o período de atividade solar mínima, respectivamente. As respectivas porcentagens de ocorrência de onda de gravidades para cada mês estão indicadas em ambas as Figuras.

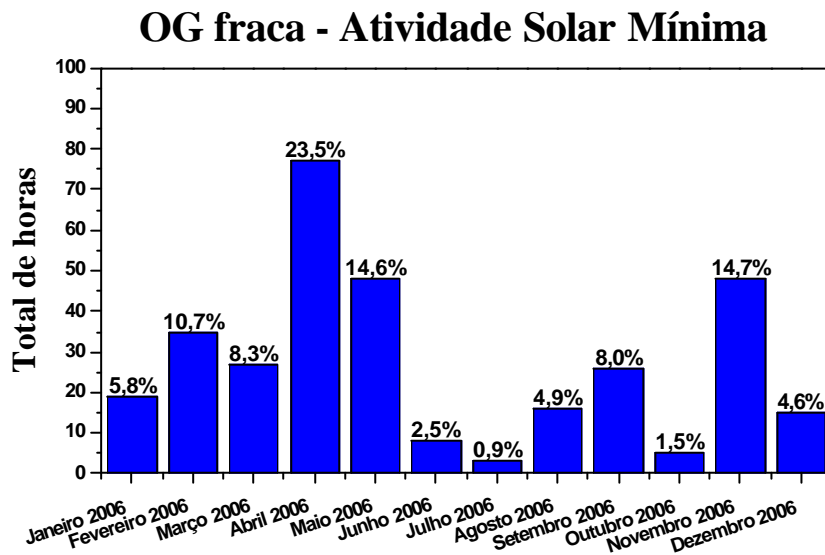


Figura 5.5 Histograma mostrando a distribuição das ondas de gravidade fracas observadas para o período de atividade solar mínima em função do total de horas de ocorrência.

Pode-se notar na Figura 5.5 que as ondas de gravidade consideradas fracas não apresentaram uma variação sazonal tão definida como durante a atividade solar máxima. Porém, abril, maio e novembro foram os meses de maior frequência de ocorrência ao passo que os meses de junho, julho e outubro foram os meses de menor ocorrência.

Para as ondas de gravidade consideradas moderadas e fortes (Figura 5.6), notou-se ausência de ocorrência dessas ondas de gravidade nos meses de janeiro, fevereiro, agosto e outubro. Em comparação com o período de atividade solar máxima, o período de atividade solar mínima não apresentou variação sazonal marcante. Porém, é possível notar um máximo em abril, maio e junho.

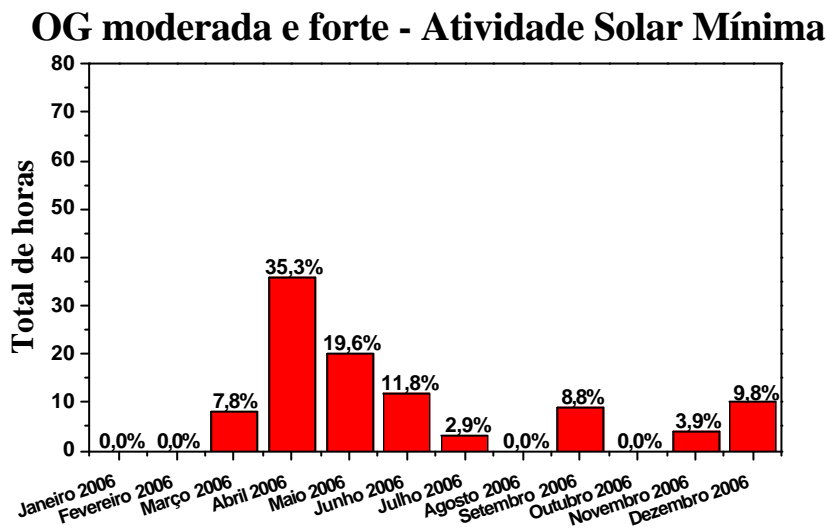


Figura 5.6 Histograma mostrando a distribuição das ondas de gravidade moderadas e fortes observadas para o período de atividade solar máxima em função do total de horas de ocorrência.

Os histogramas da Figura 5.7 mostram a variação sazonal de ocorrência de ondas de gravidade (fraca – cor azul, moderada – cor verde e forte – cor vermelha) durante a atividade solar mínima (janeiro de 2006 – dezembro de 2006). Como mencionado anteriormente, durante o período de atividade solar mínima não foi possível notar nenhuma variação sazonal na ocorrência de ondas de gravidade (fracas, moderadas e fortes). Entretanto, verificou-se a ocorrência de ondas de gravidade fortes somente durante o solstício de verão.

Ondas de Gravidade - Atividade Solar Mínima

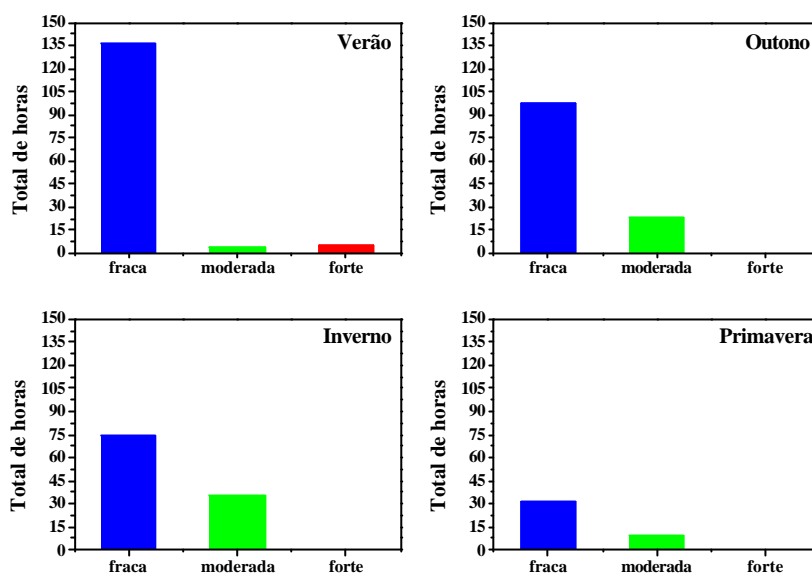


Figura 5.7 Variação sazonal de ocorrência de ondas de gravidade para os meses de janeiro, 2006 a dezembro, 2006 (atividade solar mínima). As barras verticais azuis, verdes e vermelhas indicam o total de número de horas de ocorrência de ondas de gravidade fracas, moderadas e forte, respectivamente.

Ao analisar a Quadro 5.2, nota-se que os meses de atividade solar mínima tiveram nove vezes menos ocorrência de ondas de gravidade do que os meses de atividade solar máxima. Entretanto, é importante salientar que a porcentagem de ocorrência de ondas de gravidade fraca, moderada e forte para o período de atividade solar mínima (82% fracas, 17% moderadas e 1% fortes) é bastante similar ao período de atividade solar máxima (86% fracas, 12% moderadas e 2% fortes).

Quadro 5.2 Total do número de horas para grupo distinto de ondas de gravidade (fraca, moderada e forte) para cada estação do ano (verão, inverno, outono e primavera) para os períodos de atividade solar mínima (2006).

	VERÃO	INVERNO	OUTONO	PRIMAVERA	TOTAL DE HORAS
OG fraca	136 (40%)	74 (22%)	98 (29%)	31 (9%)	339 (82%)
OG moderada	4 (6%)	35 (49%)	23 (32%)	9 (13%)	71 (17%)
OG forte	5 (100%)	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	5 (1%)
Total de horas	145 (35%)	109 (26%)	121 (29%)	40 (10%)	415 (100%)

SJC - Janeiro, 2006 - Dezembro, 2006

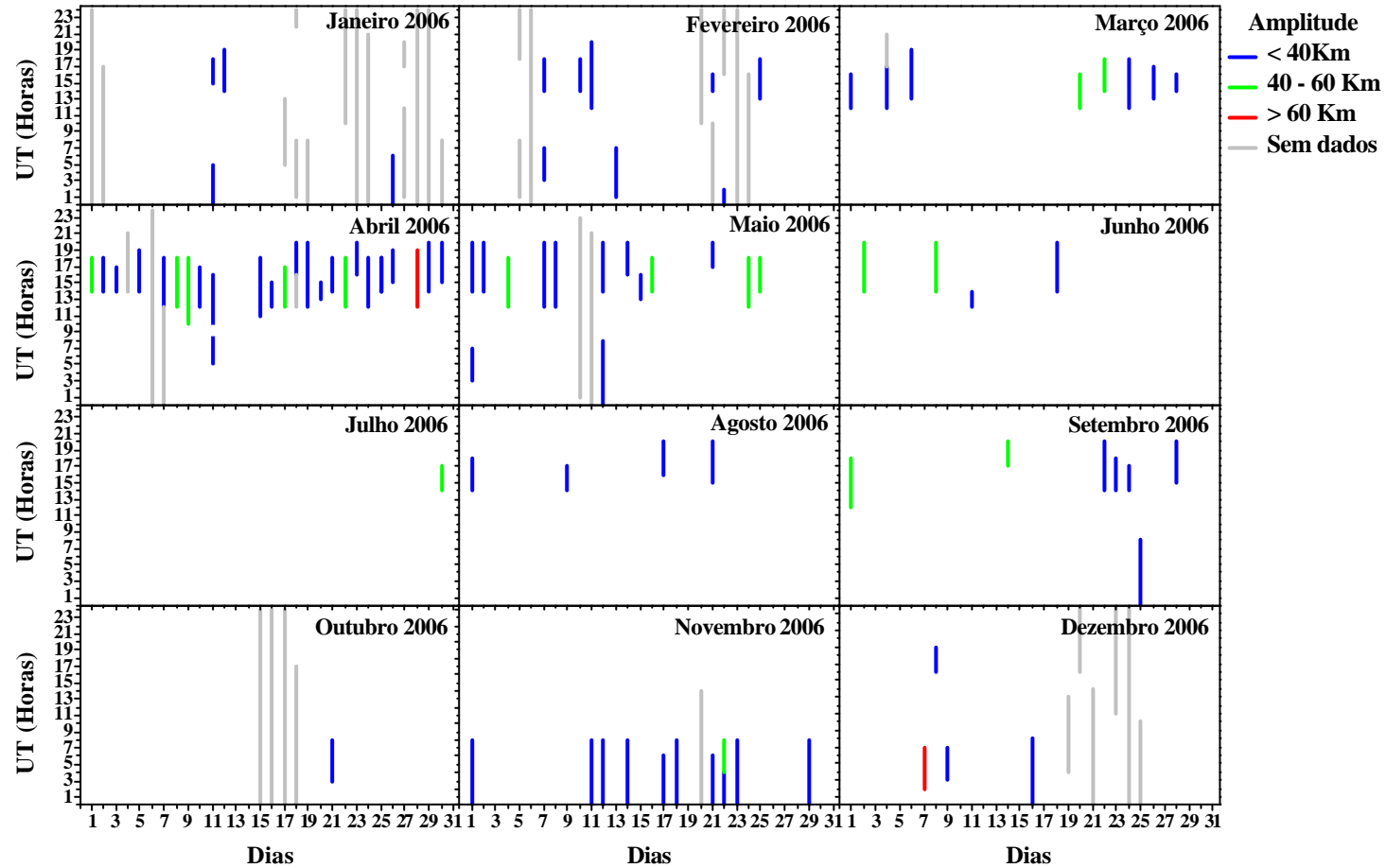


Figura 5.8 Variação da amplitude de pico a pico das ondas de gravidade para período de um ano entre janeiro, 2006 a dezembro 2006 (mínima atividade solar)

A Figura 5.8 mostra a variação dia-a-dia das ondas de gravidade tanto em sua ocorrência como em sua variação de amplitude (fraca – cor azul, moderada – cor verde e forte – cor vermelha). As barras na cor cinza representam os horários em que não houve aquisição de dados devido à falta de energia ou falhas técnicas na ionossonda.

O período de atividade solar mínima apresentou baixa frequência de ocorrência de ondas de gravidade no decorrer do ano quando comparado ao período de atividade solar máxima. Os meses que apresentaram as maiores frequências de ocorrências de ondas de gravidade foram: abril, maio e novembro, comparados aos meses restantes. Em contrapartida, os meses de julho e outubro apresentaram as menores frequências de ocorrências de ondas de gravidade apresentando ondas em apenas um dia 30/07 e 21/10 com totais de tempo de propagação de 3 e 5 horas, respectivamente.

5.3 Apresentação dos parâmetros de onda (período (T), comprimento de onda (I_z) e velocidade de fase vertical (V_z)) para os períodos de atividade solar máxima e mínima.

O estudo dos parâmetros de onda é de grande relevância dada à importância da propagação de ondas de gravidade e conseqüentemente, a sua influência na variação do perfil de densidade eletrônica ionosférico. Os parâmetros de onda como: período (T), comprimento de onda vertical (I_z) e velocidade de fase vertical (V_z), são necessários para o estudo e a caracterização dessas estruturas.

As Figuras 5.9 e 5.10 mostram a variação dos parâmetros de onda (período (T), comprimento de onda vertical (I_z) e velocidade vertical de fase (V_z)) para as ondas de gravidade fracas e para ondas de gravidade moderadas e fortes, respectivamente. Cada Figura é composta de três gráficos que apresentam: o período das ondas de gravidade (T) em função de minutos, comprimento de onda (I_z) em função de quilômetros e velocidade vertical de fase (V_z) em função de metros por segundos; para ambos os períodos de atividade solar máxima (setembro, 2000 – agosto, 2001) e atividade solar mínima (janeiro de 2006 – dezembro de 2006). Os pontos dos gráficos na cor azul clara representam a média mensal dos parâmetros (T , I_z e V_z) para dias calmos, os pontos na cor azul representam os valores dos parâmetros diários para os dias calmos, os pontos na cor vermelha representam os valores

diários para os dias geomagneticamente perturbados e os pontos na cor preta representam a média mensal dos parâmetros (T , I_z e V_z) para dias perturbados.

Na Figura 5.9 observa-se a maior presença de dados de ondas de gravidade fracas para o período de atividade solar máxima do que para a atividade solar mínima. Também, observa-se que os valores dos parâmetros não dependem da atividade geomagnética, uma vez que os dados não apresentam variações características para dias calmos (pontos azuis) e para dias perturbados (pontos vermelhos).

Na Figura 5.10, também observou a maior ocorrência de ondas de gravidade moderadas e fortes para o período de atividade solar máxima do que para a atividade solar mínima. Também, notou - se que os valores dos parâmetros (T , I_z e V_z) não dependem da atividade geomagnética, uma vez que os dados não apresentam variações características para dias calmos e para dias geomagneticamente perturbados.

Os histogramas da Figura 5.11 mostram que os períodos das ondas de gravidade fracas observadas durante a atividade solar máxima, estão distribuídos principalmente entre 20 e 80 minutos, tanto para os dias calmos quanto para os dias perturbados. Enquanto que, para a atividade solar mínima, os períodos das ondas apresentam distribuição máxima entre 40 e 60 minutos para dias calmos. Os comprimentos de onda vertical para ondas de gravidade fracas estão distribuídos majoritariamente entre 50 e 400 km (dias calmos) e entre 50 e 500 km (dias perturbados) durante a atividade solar máxima; e entre 50 e 400 km (dias calmos) durante a atividade solar mínima. A distribuição predominante de velocidade de fase vertical ocorreu entre 50 e 150 m/s (dias calmos e perturbados) durante a atividade solar máxima e entre 50 e 100 m/s (dias calmos) durante a atividade solar mínima. Essas características são tipicamente referentes à propagação de ondas de gravidade na região F da ionosfera (HINES, 1960; NICOLLS; KELLY, 2005, FAGUNDES et. al, 2007).

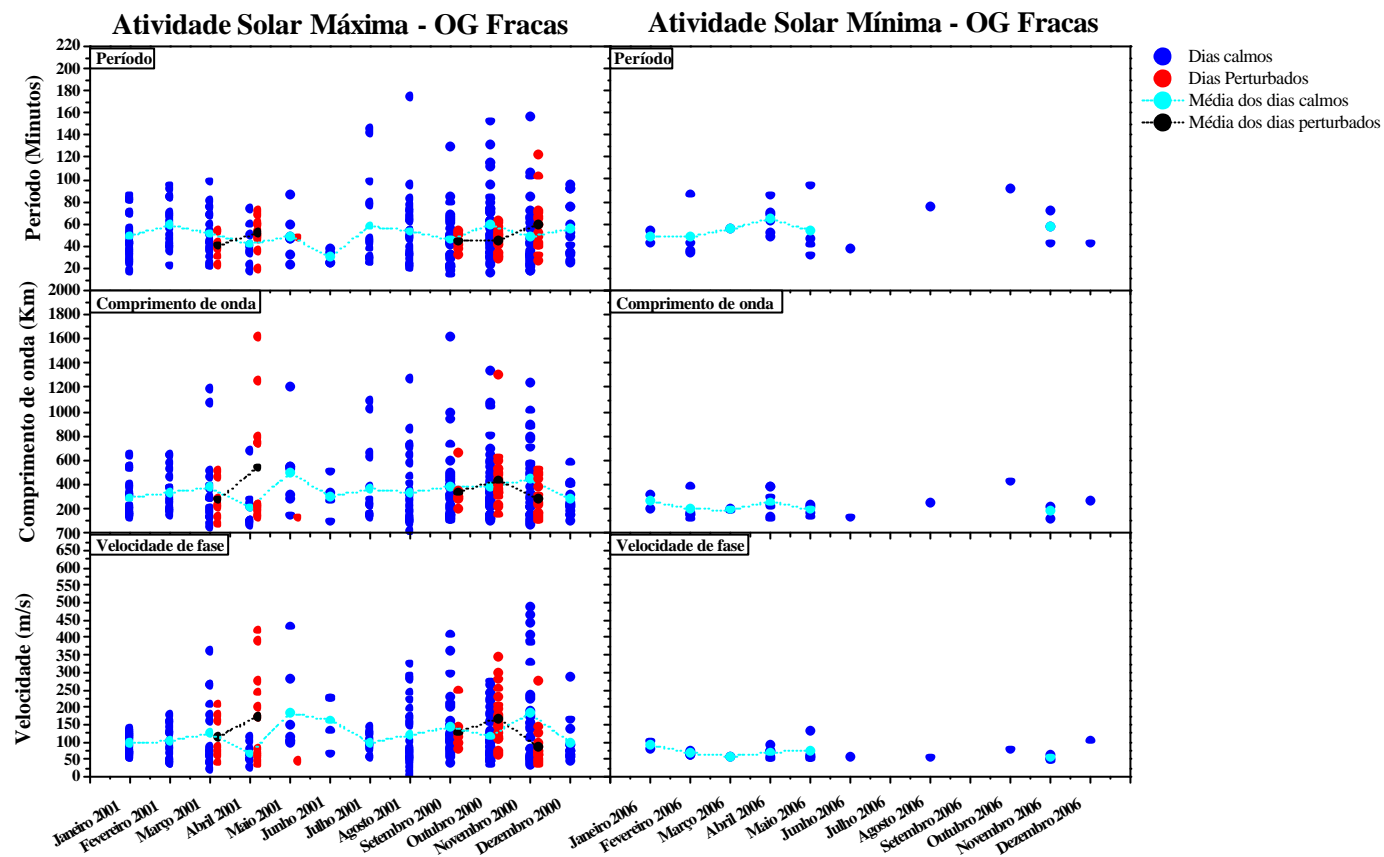


Figura 5.9 Gráficos dos períodos, comprimentos de onda e velocidades das ondas de gravidade fracas para os meses de setembro, 2000 a agosto, 2001 (atividade solar máxima) e de janeiro, 2006 a dezembro, 2006 (atividade solar mínima). Os pontos azuis claros, azuis, vermelhos e pretos indicam a média diária dos parâmetros para dias calmos, valores para dias calmos, valores para dias geomagneticamente perturbados e média diária dos parâmetros para dias perturbados, respectivamente.

Atividade Solar Máxima - OG Moderadas e Fortes Atividade Solar Mínima - OG Moderadas e Fortes

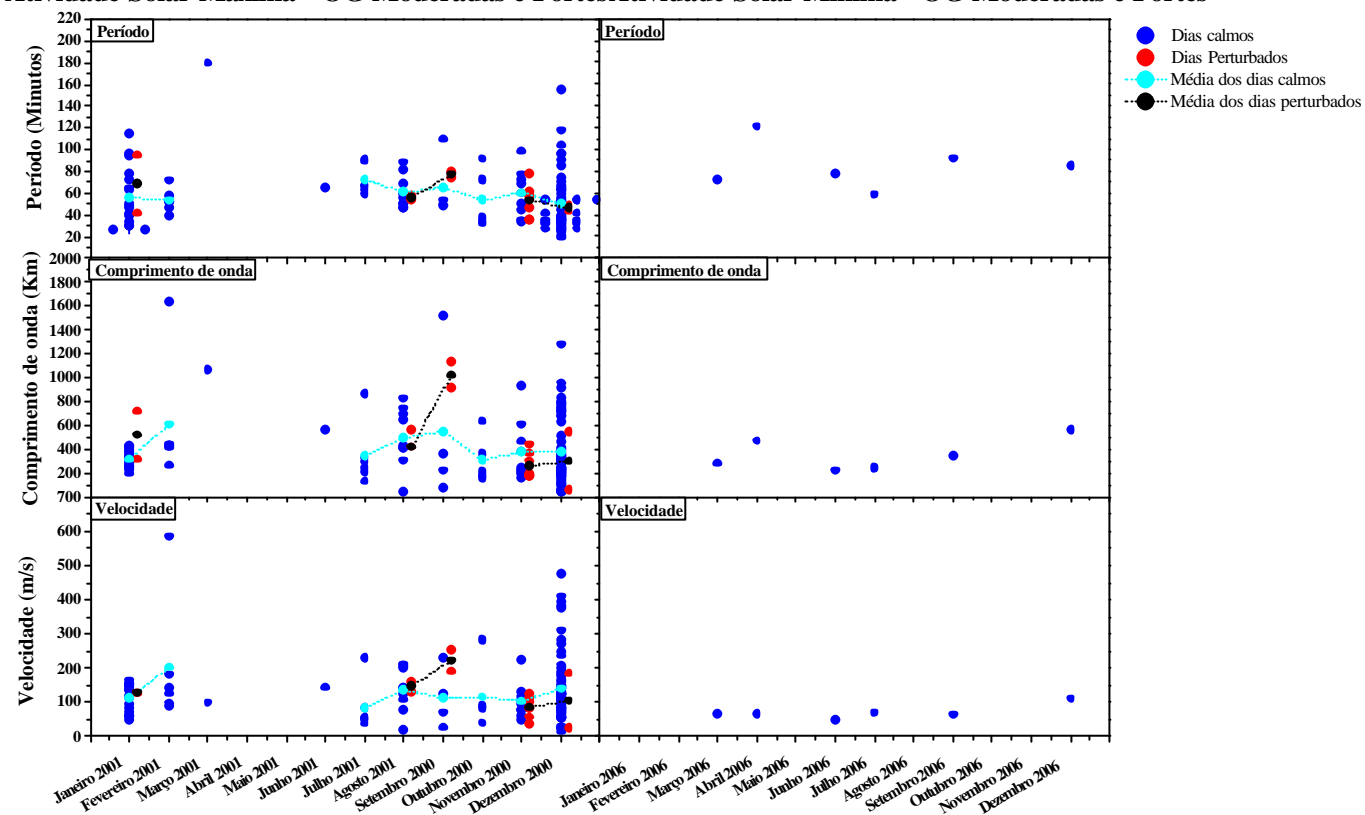
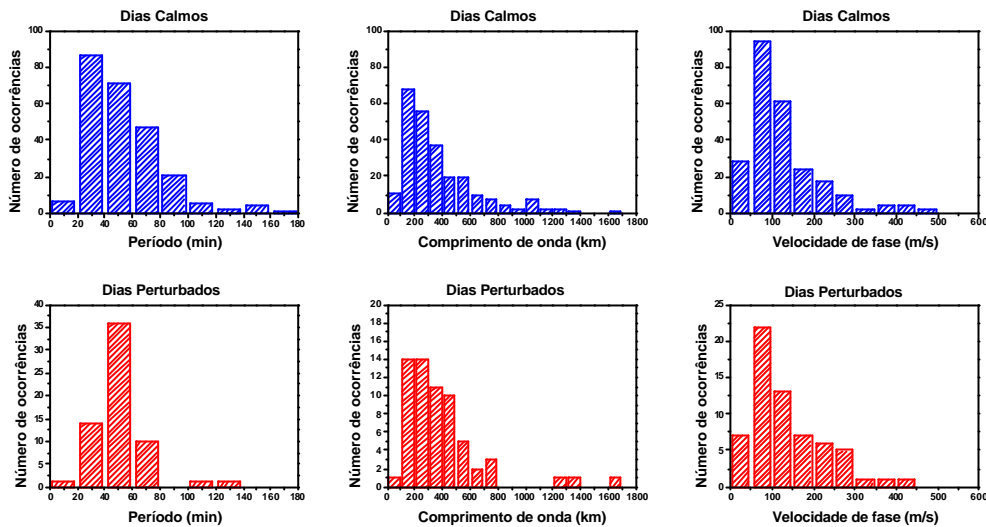


Figura 5.10 Gráficos dos períodos, comprimentos de onda e velocidades das ondas de gravidade moderadas e fortes para os meses de setembro, 2000 a agosto, 2001 (atividade solar máxima) e de janeiro, 2006 a dezembro, 2006 (atividade solar mínima). Os pontos azuis claros, azuis, vermelhos e pretos indicam a média diária dos parâmetros para dias calmos, valores para dias calmos, valores para dias geomagneticamente perturbados e média diária dos parâmetros para dias perturbados, respectivamente.

OG Fraca - Atividade Solar Máxima



OG Fraca - Atividade Solar Mínima

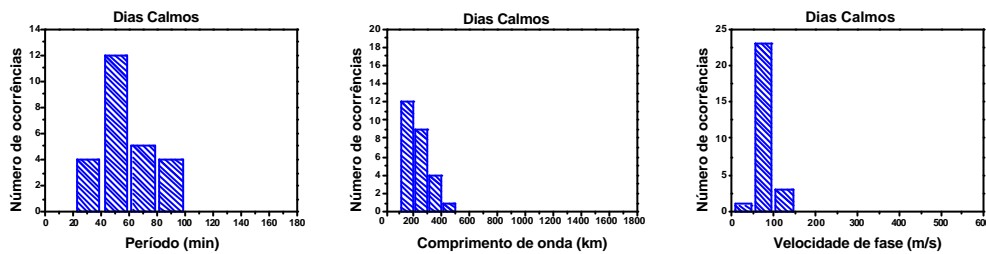
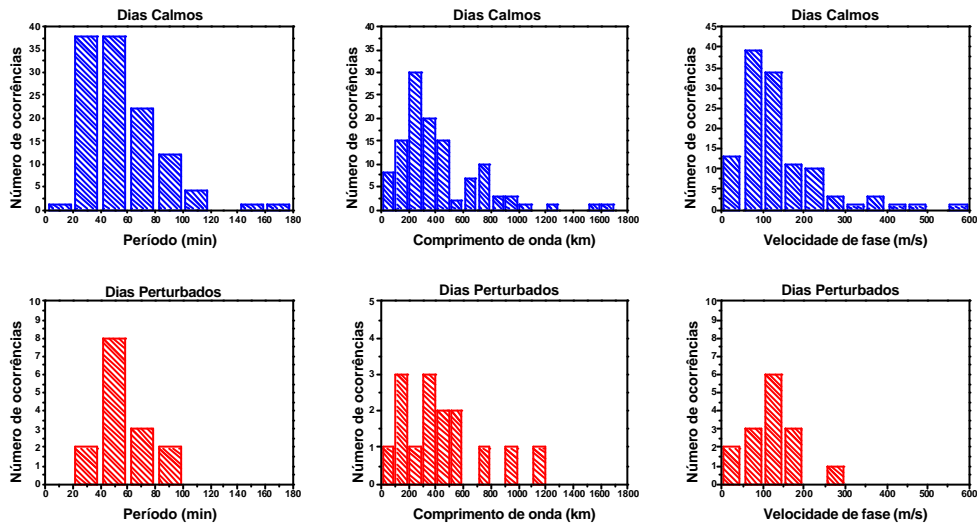


Figura 5.11 Histograma dos parâmetros de onda de gravidade fracas (período, comprimento de onda vertical e velocidade de fase vertical) observadas nos meses de setembro de 2000 a agosto de 2001 (atividade solar máxima) e de janeiro de 2006 a dezembro de 2006 (atividade solar mínima) para períodos calmos (cor azul) e perturbados (cor vermelha).

Para as ondas de gravidade moderadas e fortes observadas durante o período de atividade solar máxima, os parâmetros de onda estão distribuídos principalmente: período - entre 20 a 80 minutos (dias calmos) e entre 40 a 60 minutos (dias perturbados); comprimento de onda vertical - entre 100 a 500 km (dias calmos) e entre 100-200 e 300-600 km (dias perturbados); e velocidade de fase vertical - entre 50 a 150 m/s (dias calmos) e entre 50 a 200 m/s (dias perturbados). Para o período de atividade solar mínima, somente dias geomagneticamente calmos, os parâmetros de onda estão distribuídos: período - entre 60 a 100 minutos, comprimentos de onda vertical - entre 200 a 600 km e velocidade de fase vertical - entre 50 a 100 m/s e (vide Figura 5.12).

Nota-se, nas Figuras 5.11 e 5.12, que os parâmetros de onda: período, comprimento de onda vertical e velocidade de fase vertical, não apresentam variações significativas tanto para dias calmos e perturbados. Também, não apresentam variações significativas comparando os períodos de atividade solar máxima e mínima. Pode-se dizer que os parâmetros das ondas de gravidade fracas e moderadas/fortes apresentaram distribuições bastante similares ao se comparar os histogramas das Figuras 5.11 e 5.12.

OG Moderada e Forte - Atividade Solar Máxima



OG Moderada e Forte - Atividade Solar Mínima



Figura 5.12 Histograma dos parâmetros de onda de gravidade moderadas e fortes (período, comprimento de onda vertical e velocidade de fase vertical) observadas nos meses de setembro de 2000 a agosto de 2001 (atividade solar máxima) e de janeiro de 2006 a dezembro de 2006 (atividade solar mínima) para períodos calmos (cor azul) e perturbados (cor vermelha).

5.4 Apresentação dos dados de formação de F3.

Esta seção apresenta os resultados obtidos sobre a formação da camada F1,5/F3, que pode ter sido provocada por distúrbios oscilatórios, na região do máximo da anomalia

equatorial do hemisfério Sul, em São José dos Campos (23,2°S, 45,9°W). Entretanto, os resultados obtidos em pesquisas anteriores através de modelos teóricos e de simulações não prevêem a região de São José dos Campos como uma possível região de ocorrência de formação F3 (BALAN; BAILEY, 1995, JENKINS et al., 1997, BALAN et al., 1998; 2000).

As Figuras 5.13 e 5.14 mostram a ocorrência de formação de F1,5/F3 em função do dia do mês entre os horários de 09:30 às 19:30 UT (entre 06:30 às 16:30 LT). O período estudado compreende os meses entre setembro de 2000 a agosto de 2001 (atividade solar máxima) e entre janeiro de 2006 a dezembro de 2006 (atividade solar mínima). As barras na cor preta representam a ocorrência de formação de F1,5/F3 e as barras em cinza representam os horários em que não houve aquisição de dados devido à falta de energia ou falhas técnicas na ionossonda.

Nota-se na Figura 5.13, a ocorrência de formação de F1,5/F3 principalmente nos meses de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro (solstício de verão) entre os horários de 11:00 às 15:00 UT (08:00 às 12:00 LT). Verifica-se, também, a maior ocorrência de formação de F3 nos meses de setembro e outubro (equinócio de primavera) entre os horários de 13:00 às 18:00 UT (10:00 às 15:00 LT) e entre os horários de 11:30 às 17:00 UT (08:30 às 14:00 LT), respectivamente. Os meses de solstício de inverno (maio a agosto) e equinócio de outono (março e abril) apresentaram baixa ocorrência de formação de F3 comparados aos meses de solstício de verão e equinócio de primavera.

O período de atividade solar mínima, mostrado na Figura 5.14, apresentou baixa ocorrência de formação de F3 comparados ao período de atividade solar máxima. Sendo os meses de novembro, dezembro e março apresentaram a maior frequência de ocorrência de formação de F3 principalmente entre os horários de 10:00 às 15:00 UT (07:00 às 12:00 LT). Não se observou uma variação sazonal clara, entretanto os meses de solstício de inverno (maio a agosto) apresentaram as mínimas frequências de ocorrência de formação de F3 comparados aos demais meses.

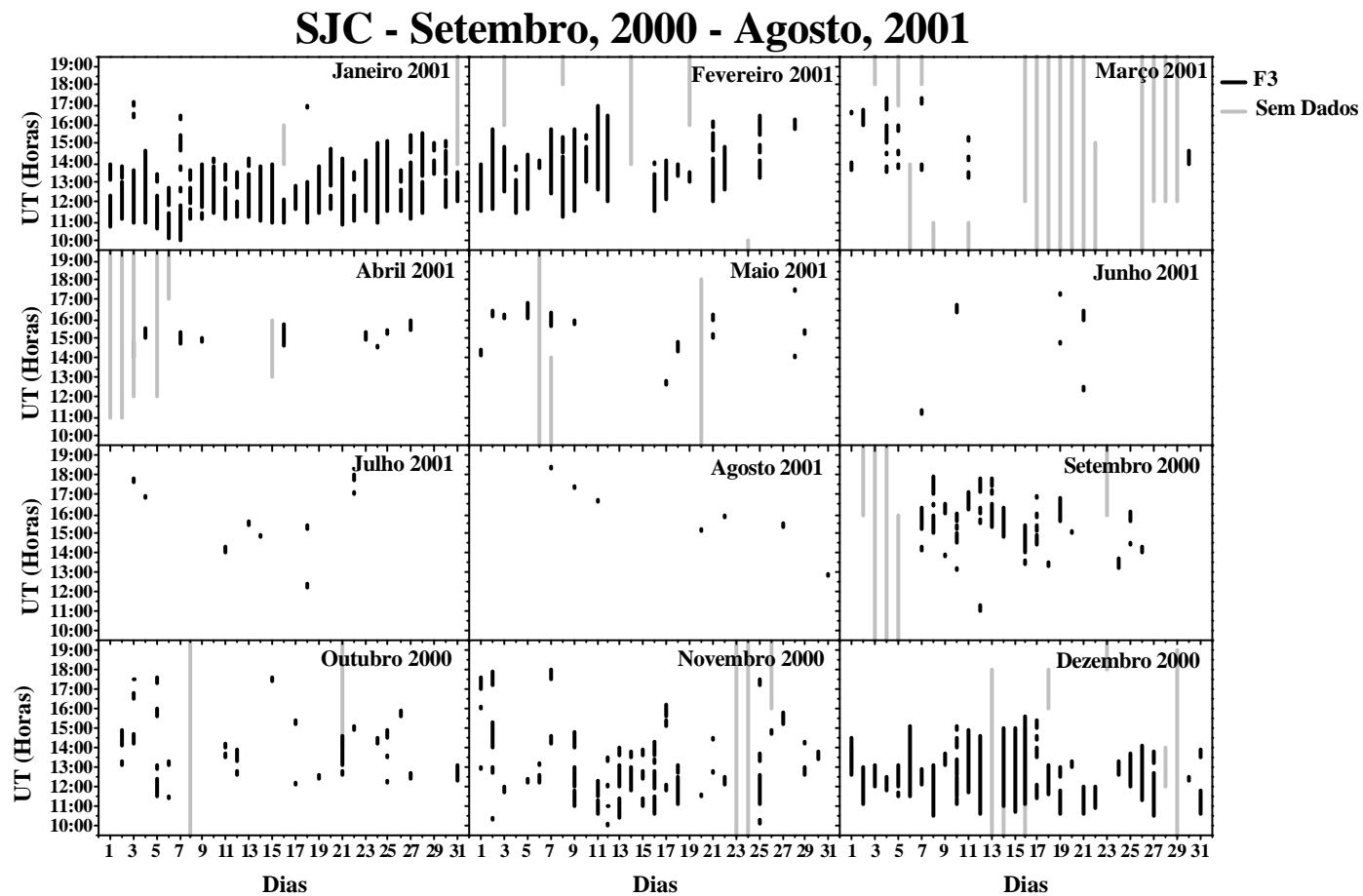


Figura 5.13 Ocorrência de formação de F3 em função do dia do mês entre os horários de 09:30 às 19:30 UT para período de um ano entre setembro, 2000 a agosto, 2006 (atividade solar máxima)

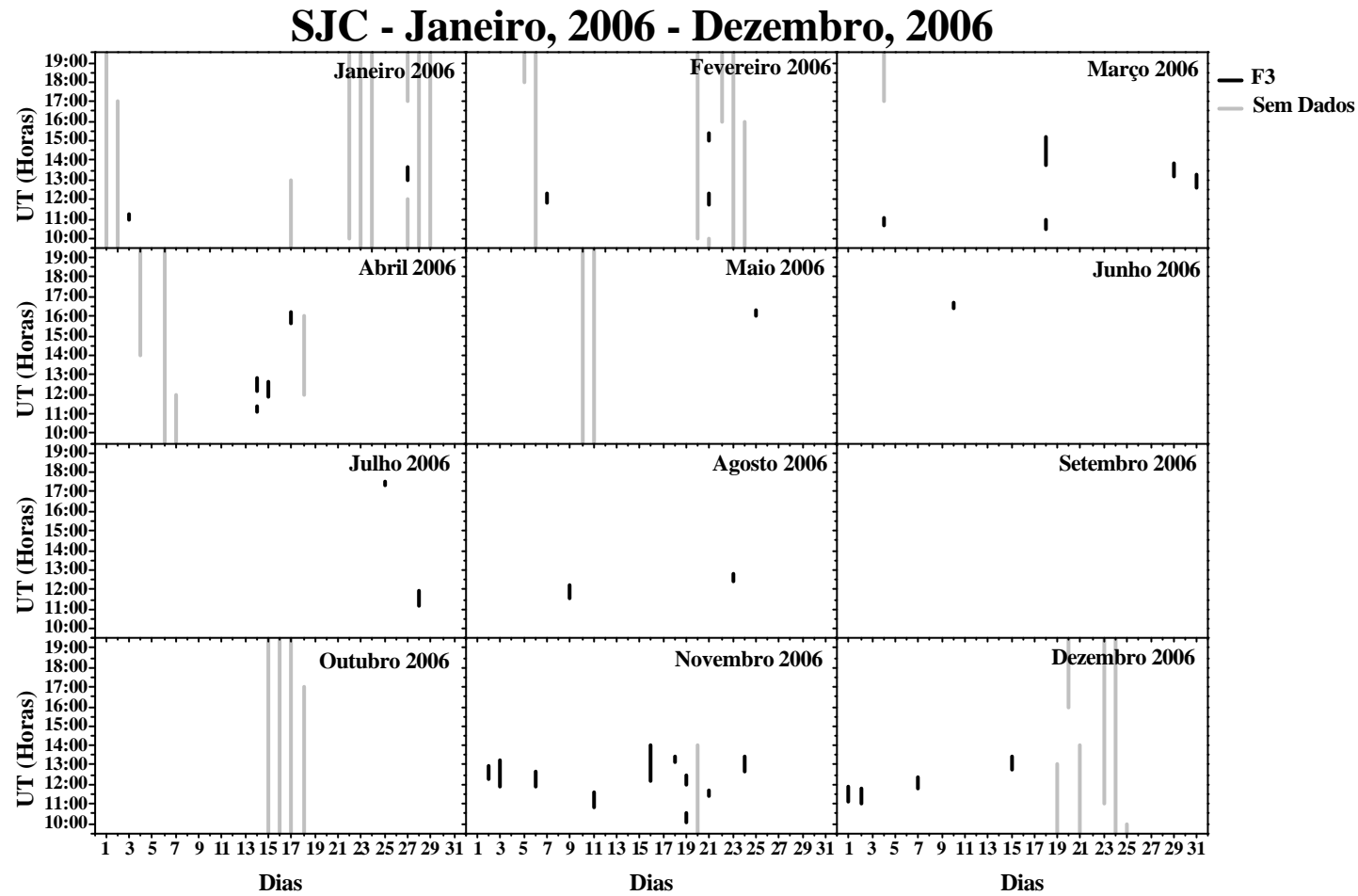


Figura 5.14 Ocorrência de formação de F3 em função do dia do mês entre os horários de 09:30 às 19:30 UT para período de um ano entre janeiro, 2006 até dezembro, 2006 (atividade solar mínima)

Similar análise mensal foi realizada utilizando histogramas para verificar a ocorrência de formação da camada F1,5/F3 para os períodos de atividade solar máxima e atividade solar mínima. A Figura 5.15 (A) (período de atividade solar máxima) mostra claramente, a ocorrência de formação de F1,5/F3 máxima durante o verão (novembro a fevereiro) e mínima durante o inverno (maio a agosto). Verificou-se a existência de relação entre a formação de F1,5/F3 e a propagação de ondas de gravidade moderadas e fortes. Observa-se também que os meses de maior incidência de ondas moderadas e fortes, correspondem aos meses de maior frequência de formação da camada F1,5/F3. Entretanto, para o período de atividade solar mínima a formação de F1,5/F3 não está relacionada com os meses de maior ocorrência de ondas de gravidade moderadas e fortes.

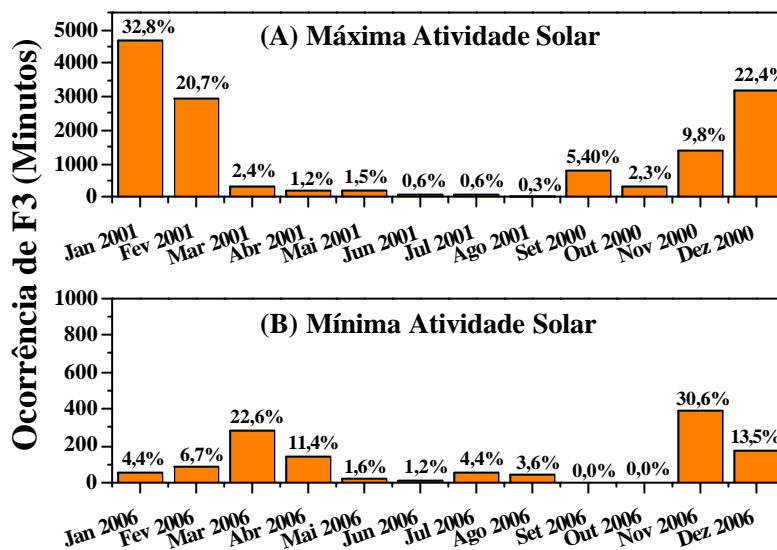


Figura 5.15 Histogramas mostrando a ocorrência de formação da camada F3 observadas para o período de atividade solar máxima (Figura 5.13 (A)) e atividade solar mínima (Figura 5.13 (B)) em função do total de horas de ocorrência.

Verifica-se, também, que durante o período de atividade solar mínima que a ocorrência de formação de F1,5/F3 é menor do que para o período de atividade solar máxima. A Figura 5.13 (B) mostra a ocorrência de formação de F1,5/F3 máxima durante os meses de verão e mínima durante inverno e primavera, resultado condizendo com o processo fotoquímico e dinâmico sugerido por Balan et. al.(1998).

5.5 Discussão dos resultados

A presente investigação em baixas latitudes demonstrou que é possível estudar a propagação de ondas de gravidade durante o período diurno e noturno, bem como as suas características utilizando sondagem ionosférica de alta resolução temporal. A amostragem utilizada apresenta tempo de resolução de 100 segundos em seis frequências selecionadas (3,1; 4,1; 5,1; 6,3; 7,1 e 8,1 MHz), denominado de gráficos de isofrequência.

Entretanto, Walker et. al. (1988) utilizaram sondagem ionosférica com resolução entre 5 a 10 minutos e conseguiram observar a presença de estruturas moduladas somente durante o período noturno. A pesquisa realizada por Walker et. al. (1988) afirma que essas oscilações periódicas dificilmente poderiam ser vistas durante o período diurno devido a presença do forte gradiente de ionização latitudinal associado à anomalia equatorial e a variabilidade da localização do seu máximo.

Como nesta investigação foram utilizados dos gráficos de isofrequência de alta resolução foi possível o monitoramento detalhado da ocorrência de ondas de gravidade. Verificou-se que essas ondas modularam a região F da ionosfera durante o dia e a noite, além de apresentarem uma variação com o ciclo solar. A dependência da ocorrência de ondas de gravidades com o ciclo solar, também, é assumida por Hernandez-Pajares et al. (2006), uma vez que a geração de ondas de gravidade ocorre devido a interações (colisões) entre partículas neutras e ionizadas diretamente proporcionais ao grau de ionização. A investigação de Hernandez-Pajares et al. (2006), relaciona essa geração de ondas de gravidade ao Terminador Solar, e os seus resultados demonstraram máxima ocorrência de ondas de gravidade durante o inverno local (durante o dia) e durante o verão (durante a noite). Hernandez-Pajares et al. (2006) utilizou dados de GPS de quatro estações (Veneza, Califórnia, nova Zelândia e Oriente Médio) durante o período de 1997 a 2004 (aproximadamente meio ciclo solar).

A análise de dados durante períodos geomagneticamente calmos, (LASTOVICKA, 2001, SAULI et al., 2006), também, sugerem o Terminador Solar como possível fonte de geração de ondas de gravidade, além de tentarem justificar a frequência de ocorrência de ondas de gravidade com o ciclo solar. As investigações experimentais de Somsikov e Ganguly (1995), igualmente, concluíram o Terminador Solar como sendo uma fonte de geração global e permanente de ondas na alta atmosfera, além dos seus resultados comprovarem a relação

com o ciclo solar. Em 1998, Galushko et al. pesquisaram a relação entre a propagação de ondas de gravidade associadas à TIDs (*Traveling Ionospheric Disturbances*) e o Terminador Solar, utilizando dados de radar de espalhamento incoerente (440 MHz) localizado no observatório de Millstone Hill (42.6° N, 288.5° E) durante o outono de 1995. Galushko et al. constataram que as maiores incidências dessas oscilações ocorrem durante o nascer do Sol, e algumas dessas oscilações têm períodos de 90-120 minutos e com velocidade de grupo entre 300 a 400 m/s.

Conforme os trabalhos acima relacionados com o Terminador Solar, esta investigação também observou ondas de gravidade com períodos semelhantes e com dependência do ciclo solar. Os resultados obtidos nesta investigação em baixas latitudes demonstraram que durante a atividade solar máxima a presença de ondas de gravidade é nove vezes maior do que durante a atividade solar mínima. Semelhante pesquisa foi desenvolvida por Lastoviska (2001) que demonstrou que as ondas de gravidade observadas entre 1988 a 1993, apresentaram variação com o ciclo solar em médias latitudes, sendo que a presença de ondas de gravidade durante a atividade solar máxima é três vezes maior do que na atividade solar mínima. Lastoviska (2001) sugeriu que as fontes de geração de ondas de gravidade apresentam algum tipo de relação com o ciclo solar.

O modelo computacional desenvolvido por Vadas (2007) prevê que as ondas de gravidade podem alcançar maiores altitudes durante o período de atividade solar máximo do que durante o período solar mínimo. Esse modelo foi baseado em estudos anteriores (PITTEWAY; HINES, 1963) que demonstram que as ondas de gravidade podem atingir maiores altitudes durante o período de atividade solar máxima do que durante o período de atividade solar mínima devido à dissipação atmosférica diminuir com o aumento da temperatura da termosfera. A relação de dispersão utilizada por Vadas (2007) inclui a viscosidade cinemática e a condutividade térmica, entretanto desconsidera o arrasto iônico. Os resultados obtidos por Vadas (2007) sugerem que durante o período de atividade solar máxima e/ou durante o dia há maiores condições de ocorrência de propagação de ondas de gravidade na região F da ionosfera do que durante o período de atividade solar mínima e/ou durante noite. Os resultados obtidos nesta investigação concordam com os resultados do modelo proposto por Vadas (2007), uma vez que, obteve-se maior frequência de ocorrência de ondas de gravidade durante o período de atividade solar máxima do que durante o período de atividade solar mínima.

É importante salientar que a relação de dispersão utilizada por Vadas (2007) assume que as ondas de gravidade são de origem troposférica (convecção). Similarmente, Sauli e Boska (2000) estudando mudança na densidade eletrônica da região F durante períodos geomagneticamente calmos e perturbados sugeriram que as fontes de geração para ondas de gravidade eram de origem troposférica, e não de origem auroral, devido ao significativo aumento na propagação de ondas de gravidade durante a passagem de frentes frias. Entretanto, existem diversos estudos sobre ondas de gravidade em altitudes ionosféricas associando sua origem a tempestades geomagnéticas (HOCKE; SCHLEGEL, 1996). Considera-se que as ondas de gravidade com origem nas regiões aurorais e que se propagam para baixas latitudes induzindo oscilações na região F da ionosfera, são geralmente denominadas de TIDs (*Traveling Ionospheric Disturbances*). Estudos realizados em Palmas (10,2° S; 48,2° O) e São José dos Campos (23,2° S; 45,9° O) por Lima et al., em 2004, verificaram a presença de estruturas moduladas na região F através de sondagem ionosférica logo após a fase inicial das tempestades geomagnéticas de 17 e 19 de abril de 2002. Esse estudo relaciona que a geração de ondas de gravidade possivelmente esteja relacionada à propagação de TIDs. Um estudo similar foi realizado por Sahai et al., em 2005, que verificou ocorrência de ondas de gravidade durante tempestades geomagnéticas de outubro de 2003. No entanto, o estudo da propagação de ondas de gravidade na ionosfera e termosfera durante períodos geomagneticamente calmos ainda não está completamente desenvolvido.

Esta investigação não fez distinção entre a origem das ondas de gravidade observadas durante dias geomagneticamente calmos e dias perturbados. Entretanto, há a possibilidade das ondas de gravidades observadas apresentarem um ou mais mecanismos de geração (*in situ* ou troposféricos).

Outro importante fenômeno ionosférico observado e analisado neste trabalho foi à formação de camada adicional denominada camada F1,5/F3. As observações foram feitas em São José dos Campos, na região do máximo da anomalia equatorial do hemisfério Sul, onde o modelo teórico SUPIM (BALAN; BAILEY, 1995; BALAN et al., 1998, JENKINS et al., 1997, BALAN et al., 2000) prevêem mínima de ocorrência de F3. Os resultados obtidos nesta investigação sugerem que a formação de F1,5/F3 esteja possivelmente relacionada às perturbações no perfil de densidade eletrônica da região F provocada por ondas de gravidade como foi indicado por Fagundes et al. (2007).

Entretanto, Balan et al. (1998) previram que a formação de F3 ocorre devido a processos químicos e dinâmicos que elevam o pico de densidade eletrônica (camada F2). Dois mecanismos seriam responsáveis por esta elevação: a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ e vento meridional. Batista et al. (2002) utilizando modelos computacionais e observações verificaram a máxima ocorrência de formação de F3 (Fortaleza) durante o período de atividade solar mínima e na região do equador magnético. Os resultados obtidos por Batista et al. (2002) estão em concordância com as simulações do modelo SUPIM (BAILEY et al., 1997). Balan et al., 1998 constataram que a deriva e o vento meridional permanecem praticamente constante, durante o período de atividade solar máxima e durante o período de atividade solar mínima. Portanto, durante o período de atividade solar máxima essas forças (deriva e o vento meridional) não seriam suficientes para elevar a camada F2 que se encontra mais densa do que no período de atividade solar mínima e conseqüentemente formar a camada F3 (BALAN et al., 1998).

Os resultados obtidos neste trabalho revelam que a formação de F3 pode estar associada a diferentes mecanismos como os sugerido em trabalhos anteriores (BALAN; BAILEY, 1995; BALAN et al., 1998; JENKINS et al., 1997, BALAN et al., 2000) ou pela combinação dos dois mecanismos, movimento vertical do pico da camada F2 e ondas de gravidade (FAGUNDES et al., 2007).

Relacionando os resultados sobre a formação de F3 obtidos neste trabalho (hemisfério Sul) com realizado por Rao et. al. (2005) no setor indiano (hemisfério Norte), observa-se que existe uma grande assimetria na formação de F3 entre as regiões do máximo da anomalia equatorial. Tal assimetria pode ser justificada devido as possíveis diferenças longitudinais da extensão vertical da região F associadas com as perturbações no perfil de densidade eletrônica provocadas por ondas de gravidade no setor sul americano. Esses estudos realizados por Rao et. al. (2005) em Ahmedabad (23°N, lat. dip. 14,4° N), localizada no máximo da anomalia equatorial do hemisfério Norte, durante 7 anos (meio ciclo solar), revelaram que a formação de F3 apresentou variação sazonal e dependência com o ciclo solar. Condizendo com a pesquisa realizada por Rao et. al. (2005), nesta investigação, também, foi possível notar que formação de F3 apresentou variação sazonal. Entretanto, ao contrário de Rao et. al. (2005), os resultados obtidos revelaram a formação de F3 bem evidente durante atividade solar máxima com máximo durante o solstício de verão e mínimo durante o solstício de inverno. Entretanto, o período de atividade solar mínima não apresentou uma clara variação sazonal.

6 CONCLUSÕES

Neste capítulo serão apresentadas as conclusões deste trabalho, que teve como principal objetivo estudar a frequência de ocorrência das ondas de gravidade em função do ciclo solar, bem como a sua possível classificação em três diferentes categorias (fraca, moderada e forte) quanto a sua variação de amplitude vertical. Também, teve como objetivo estudar a variação dos parâmetros de ondas (T , I_z e V_z) para ondas consideradas fracas e ondas consideradas moderadas e fortes em função do ciclo solar. Além disso, serão apresentadas as conclusões sobre a frequência de ocorrência de F3 em função do ciclo solar e sua possível fonte de geração estar relacionada com a propagação de ondas de gravidade na região F. Nesta investigação foram utilizados dados obtidos na região do máximo da anomalia equatorial através de uma ionosonda digital localizada em São José dos Campos.

As maiores contribuições desta investigação são:

a) Os resultados comprovam que existe a propagação de ondas de gravidade durante os períodos de máximo e mínimo solar, sendo que a ocorrência durante o período de mínima atividade solar é nove vezes menor do que o período de máxima atividade solar. Durante o período de máxima atividade solar, a ocorrência de ondas de gravidade fraca apresentou variação sazonal bem evidente. As ondas de gravidades fracas apresentaram máxima frequência de ocorrência durante o inverno (maio, junho, julho e agosto) e mínima durante o verão. Já, as ondas de gravidade moderadas e fortes apresentaram máxima ocorrência durante os meses de verão (novembro, dezembro, janeiro e fevereiro). Entretanto, durante o período de atividade solar mínima, a propagação de ondas de gravidade fraca, moderada e forte não apresentou uma variação sazonal tão marcante quanto ao período de atividade solar máxima. É importante salientar que, durante o período de atividade solar mínima, observou-se ocorrência de ondas de gravidade fortes apenas durante os meses de verão.

b) Os resultados estatísticos mostram que as ondas de gravidade fracas possuem uma contribuição de 86% do total de horas anual, enquanto que as ondas de gravidade moderadas contribuem com 12% e as ondas de gravidade fortes com 2% do total de horas de ocorrência de ondas de gravidade anual para o período de atividade solar máxima. Enquanto que a ocorrência de ondas de gravidade fraca, moderada e forte para o período de atividade solar

mínima (82% fracas, 17% moderadas e 1% fortes), o que é bastante similar ao período de atividade solar máxima.

c) Observou que os valores dos parâmetros de onda (período (T), comprimento de onda vertical (I_z) e velocidade de fase vertical (V_z)) não dependem da atividade geomagnética, uma vez que os dados não apresentam variações características para dias calmos e para dias perturbados. Como também, não dependem da atividade solar, uma vez, que os parâmetros de onda não apresentaram uma variação significativa.

d) As observações mostraram a presença de formação de F1,5/F3 durante o período diurno e noturno na região do máximo da anomalia equatorial. Entretanto, durante os meses de verão os gráficos de isofrequência apresentam *Spread F*, em sua grande maioria, o que não permite a análise das ondas de gravidade durante a noite. Também, foi observado que, durante a atividade solar máxima, a formação de F3 apresentou variação sazonal bem evidente, com frequência de ocorrência máxima durante os meses de verão e mínima durante o inverno. Entretanto, para o período de atividade solar mínima não apresentou variação sazonal. A ocorrência de formação de F3 é significativamente menor do que para o período de atividade solar máxima.

e) E finalmente, talvez a mais importante conclusão deste trabalho foi que, existem fortes indícios que as ondas de gravidade são um fator importante para a geração da camada F3 na região do máximo da anomalia equatorial devido a formação de F1,5/F3 apresentar a mesma variação sazonal que as ondas de gravidade moderadas e forte apresentaram durante a atividade solar máxima (ocorrência máxima no verão e mínima no inverno).

6.1 Futuros trabalhos

Os resultados obtidos neste estudo contribuíram para a compreensão dos processos dinâmicos e eletrodinâmicos que ocorrem na ionosfera em baixas latitudes, no setor brasileiro. No entanto, existem várias questões que ainda estão abertas, principalmente aquelas relacionadas com a origem das oscilações do tipo de onda de gravidade observadas e estudadas neste trabalho (troposféricas ou *in situ*). Sugere-se no futuro a realização de campanhas com multi-instrumentos (ionosonda, GPS e Radares) para que se possa elucidar as possíveis fontes de geração das ondas de gravidade na região F. O acoplamento entre

região equatorial e baixas latitudes também é de grande interesse. Assim, para avançar na compreensão do acoplamento baixas latitudes – região equatorial, sugere-se a realização de estudos com dados ionosféricos de São José dos Campos (baixas latitudes), Palmas e Manaus (região Equatorial).

A formação de uma camada adicional (F3 ou F1,5) e sua possível relação com as ondas de gravidade deve ser mais explorada. Seria muito interessante realizar estudos que envolvem observações simultâneas de formação da camada F3 ou F1,5 em baixas latitudes e região equatorial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAILEY, G. J.; BALAN, N.; SU, Y. Z., The Sheffield University plasmasphere ionosphere model - a review, **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, p. 1541-1552, 1997.
- BALAN, N.; BAILEY, G. J., Equatorial Plasma Fountain and Its Effects - Possibility of an Additional Layer, **Journal of Geophysical Research -Space Physics**, v. 100, p. 21421-21432, 1995.
- BALAN, N.; BAILEY, G. J.; ABDU, M. A.; OYAMA, K. I.; RICHARDS, P. G.; MACDOUGALL, J.; BATISTA, I. S., Equatorial plasma fountain and its effects over three locations: Evidence for an additional layer, the F-3 layer, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 102, p. 2047-2056, 1997.
- BALAN, N.; BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; BAILEY, G. J.; WATANABE, S.; MACDOUGALL, J.; SOBRAL, J. H. A., Variability of an additional layer in the equatorial ionosphere over Fortaleza, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 105, p. 10603-10613, 2000.
- BALAN, N.; BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; MACDOUGALL, J.; BAILEY, G. J., Physical mechanism and statistics of occurrence of an additional layer in the equatorial ionosphere, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 103, p. 29169-29181, 1998.
- BANTA, R. M., Daytime Boundary-Layer Evolution over Mountainous Terrain .1. Observations of the Dry Circulations, **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 340-356, 1984.
- BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; MACDOUGALL, J.; SOUZA, J. R., Long term trends in the frequency of occurrence of the F-3 layer over Fortaleza, Brazil, **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, p. 1409-1412, 2002.
- BATISTA, I. S.; DEMEDEIROS, R. T.; ABDU, M. A.; DESOUSA, J. R.; BAILEY, G. J.; DEPAULA, E. R., Equatorial ionospheric vertical plasma drift model over the Brazilian region (vol 101, pg 10887, 1996), **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 101, p. 27043-27043, 1996.
- BECKER-GUEDES, F.; SAHAI, Y.; FAGUNDES, P. R.; LIMA, W. L. C.; PILLAT, V. G.; ABALDE, J. R.; BITTENCOURT, J. A., Geomagnetic storm and equatorial spread-F, **Annales Geophysicae**, v. 22, p. 3231-3239, 2004.
- BEER, T., **Atmospheric waves**. London: Adam Hilger, 1974.
- BOSKA, J.; SAULI, P., Observations of gravity waves of meteorological origin in the F-region ionosphere, **Physics and Chemistry of the Earth Part C-Solar-Terrestrial and Planetary Science**, v. 26, p. 425-428, 2001.
- BUONSANTO, M. J., Ionospheric storms - A review, **Space Science Reviews**, v. 88, p. 563-601, 1999.

DING, F.; WAN, W.; YUAN, H., The influence of background winds and attenuation on the propagation of atmospheric gravity waves, **Journal of Atmospheric and Solar -Terrestrial Physics**, v. 65, p. 857-869, 2003.

FAGUNDES, P. R.; KLAUSNER, V.; SAHAI, Y.; PILLAT, V. G.; BECKER-GUEDES, F.; BERTONI, F. C. P.; BOLZAN, M. J. A.; ABALDE, J. R., Observations of daytime F2-layer stratification under the southern crest of the equatorial ionization anomaly region, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 112, 2007.

FAGUNDES, P. R.; PILLAT, V. G.; BOLZAN, M. J. A.; SAHAI, Y.; BECKER-GUEDES, F.; ABALDE, J. R.; ARANHA, S. L.; BITTENCOURT, J. A., Observations of F layer electron density profiles modulated by planetary wave type oscillations in the equatorial ionospheric anomaly region, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 110, 2005.

FRITTS, D. C.; ALEXANDER, M. J., Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere, **Reviews of Geophysics**, v. 41, 2003.

GALUSHKO, V. G.; PAZNUKHOV, V. V.; YAMPOLSKI, Y. M.; FOSTER, J. C., Incoherent scatter radar observations of AGW/TID events generated by the moving solar terminator, **Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences**, v. 16, p. 821-827, 1998.

GONZALEZ, W. D. J., J. A.; KAMIDE, Y.; KROEHL, H. W.; ROSTOKER, G. ; TSURUTANI, B. T. AND VASYLIUNAS, V. M., What is a geomagnetic storm?, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 99, p. 5771-5792, 1994.

GOSSARD, E. E.; HOOKE, W. H., **Waves in the atmosphere**. Amsterdam: Elsevier Scient. 1975.

HARGREAVES, J. K., **The upper atmosphere and solar-terrestrial relations**. New York: Van Nostrand Reinhold, 1979.

HARGREAVES, J. K., **The solar-terrestrial environment**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

HEISLER, L. H., Anomalous Ionospheric Stratification F1-5, **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 24, p. 483, 1962.

HERNANDEZ-PAJARES, M.; JUAN, J. M.; SANZ, J., Medium-scale traveling ionospheric disturbances affecting GPS measurements: Spatial and temporal analysis, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 111, 2006.

HINES, C. O., Internal Atmospheric Gravity Waves at Ionospheric Heights, **Canadian Journal of Physics**, v. 38, p. 1441-1481, 1960.

HINES, C. O., The Upper Atmosphere in Motion, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 89, p. 1-42, 1963.

HINES, C. O., Propagation Velocities and Speeds in Ionospheric Waves - Review, **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 36, p. 1179-1204, 1974a.

HINES, C. O., **The upper atmosphere in motion**. Washington :American Geophysical Union, , 1974b.

HOCKE, K.; SCHLEGEL, K., A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982-1995, **Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences**, v. 14, p. 917-940, 1996.

HUNSUCKER, R. D., Atmospheric Gravity-Waves Generated in the High-Latitude Ionosphere - a Review, **Reviews of Geophysics**, v. 20, p. 293-315, 1982.

HUNSUCKER, R. D., **Radio techniques for probing the terrestrial ionosphere**. Berlin : Heidelberg: Springer-Verlag, 1991.

JENKINS, B.; BAILEY, G. J.; ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; BALAN, N., Observations and model calculations of an additional layer in the topside ionosphere above Fortaleza, Brazil, **Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences**, v. 15, p. 753-759, 1997.

KELLY, M. C., **The earth's ionosphere: plasma physics and electrodynamics**, ed. San Diego: Academic Press, 1989.

KIRCHHOFF, V. J. H., **Introdução à geofísica espacial**, São Paulo :Nova Stella, 1991.

LASTOVICKA, J., Effects of gravity and planetary waves on the lower ionosphere as obtained from radio wave absorption measurements, **Physics and Chemistry of the Earth Part C-Solar-Terrestrial and Planetary Science**, v. 26, p. 381-386, 2001.

LASTOVICKA, J., Forcing of the ionosphere by waves from below, **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 68, p. 479-497, 2006.

LASTOVICKA, J.; KRIZAN, P.; NOVOTNA, D., Persistence of planetary waves in the lower ionosphere, **Studia Geophysica Et Geodaetica**, v. 47, p. 161-172, 2003.

LIMA, W. L. C.; BECKER-GUEDES, F.; SAHAI, Y.; FAGUNDES, P. R.; ABALDE, J. R.; CROWLEY, G.; BITTENCOURT, J. A., Response of the equatorial and low-latitude ionosphere during the space weather events of April 2002, **Annales Geophysicae**, v. 22, p. 3211-3219, 2004.

LYNN, K. J. W.; HARRIS, T. J.; SJARIFUDIN, M., Stratification of the F-2 layer observed in Southeast Asia, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 105, p. 27147-27156, 2000.

MACDOUGALL, J.; GRANT, I. F.; SHEN, X., The canadian advanced digital ionosonde: design and results, **URSI INAG Ionospheric Inf. Bulletin, UAG-104**, 1995.

MEDEIROS, A. F.; BURITI, R. A.; MACHADO, E. A.; TAKAHASHI, H.; BATISTA, P. P.; GOBBI, D.; TAYLOR, M. J., Comparison of gravity wave activity observed by airglow imaging at two different latitudes in Brazil, **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, p. 647-654, 2004.

MEDEIROS, A. F.; TAYLOR, M. J.; TAKAHASHI, H.; BATISTA, P. P.; GOBBI, D., An investigation of gravity wave activity in the low-latitude upper mesosphere: Propagation direction and wind filtering, **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 108, 2003.

MITRA, S. K., **The upper atmosphere**. Calcutta:[s.ed.]1952.

NAPPO, C. J., **An introduction to atmospheric gravity waves**. San Diego: Academic Press, 2002.[The asiatic society monograph series].

PAPAGIANNIS, M. D., **Space physics and space astronomy**. New York: Gordon and Breach Science, 1972.

PITTEWAY, M. L.; HINES, C. O., Viscous Damping of Atmospheric Gravity Waves, **Canadian Journal of Physics**, v. 41, p. 1935,1963.

RAO, P. V. S. R.; NIRANJAN, K.; PRASAD, D. S. V. V. D.; BRAHMANANDAM, P. S.; GOPIKRISHNA, S., Features of additional stratification in ionospheric F-2 layer observed for half a solar cycle over Indian low latitudes, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 110, 2005.

REINISCH, B. W., **Modern Ionosondes**. Katlenburg-Lindau: European Geophysical Society, 1996.

RIBEIRO, J. A. J., **Propagação das ondas eletromagnéticas: Princípios e Aplicações**. São Paulo: Érica, 2004.

RISHBETH, H.; GARRIOTT, O. K., **Introduction to Ionospheric Physics**. New York; London: Academic Press, Inc., 1969.

RÖTTGER, J., Travelling disturbances in the equatorial ionosphere and their association with penetrative cumulus convection, **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 39, p. 987-998, 1977.

SAHAI, Y.; FAGUNDES, P. R.; BECKER-GUEDES, F.; BOLZAN, M. J. A.; ABALDE, J. R.; PILLAT, V. G.; DE JESUS, R.; LIMA, W. L. C.; CROWLEY, G.; SHIOKAWA, K.; MACDOUGALL, J. W.; LAN, H. T.; IGARASHI, K.; BITTENCOURT, J. A., Effects of the major geomagnetic storms of October 2003 on the equatorial and low-latitude F region in two longitudinal sectors, **Journal of Geophysical Research -Space Physics**, v. 110, 2005.

SAULI, P.; ABRY, P.; ALTADILL, D.; BOSKA, J., Detection of the wave-like structures in the F-region electron density: Two station measurements, **Studia Geophysica Et Geodaetica**, v. 50, p. 131-146, 2006.

SAULI, P.; BOSKA, J., Tropospheric events and possible related gravity wave activity effects on the ionosphere, **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 63, p. 945-950, 2001.

SCHUNK, R. W.; NAGY, A. F., **Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry**. Cambridge:Cambridge University Press, 2000.

SHIOKAWA, K.; OTSUKA, Y.; OGAWA, T., Quasiperiodic southward moving waves in 630-nm airglow images in the equatorial thermosphere, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 111, 2006.

SKINNER, N. J.; BROWN, R. A.; WRIGHT, R. W., Multiple Stratification of the F-Layer at Ibadan, **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 5, p. 92-100, 1954.

SOMSIKOV, V. M., On Mechanisms for the Formation of Atmospheric Irregularities in the Solar Terminator Region, **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 57, p. 75-83, 1995.

SOMSIKOV, V. M.; GANGULY, B., On the Formation of Atmospheric Inhomogeneities in the Solar Terminator Region, **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 57, p. 1513-1523, 1995.

TASCIONE, T. F., **Introduction to the space environment**, Malabar: Orbit book company, 1988.

URSI, Handbook of Ionogram Interpretation and Reduction. Washington, D.C.; World Data Center A for Solar-Terrestrial Physics, 1978

VADAS, S. L., Horizontal and vertical propagation and dissipation of gravity waves in the thermosphere from lower atmospheric and thermospheric sources, **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 112, 2007.

WALKER, G. O.; WONG, Y. W.; MA, J. H. K.; KIKUCHI, T.; NOZAKI, K.; HUANG, Y. N.; BADILLO, V., Propagating Ionospheric Waves Observed Throughout East-Asia During the Wags October 1985 Campaign, **Radio Science**, v. 23, p. 867-878, 1988.

WRASSE, C. M.; NAKAMURA, T.; TAKAHASHI, H.; MEDEIROS, A. F.; TAYLOR, M. J.; GOBBI, D.; DENARDINI, C. M.; FECHINE, J.; BURITI, R. A.; SALATUN, A.; SURATNO; ACHMAD, E.; ADMIRANTO, A. G., Mesospheric gravity waves observed near equatorial and low-middle latitude stations: wave characteristics and reverse ray tracing results, **Annales Geophysicae**, v. 24, p. 3229-3240, 2006a.

WRASSE, C. M.; NAKAMURA, T.; TSUDA, T.; TAKAHASHI, H.; MEDEIROS, A. F.; TAYLOR, M. J.; GOBBI, D.; SALATUN, A.; SURATNO; ACHMAD, E.; ADMIRANTO, A. G., Reverse ray tracing of the mesospheric gravity waves observed at 23 degrees S (Brazil) and 7 degrees S (Indonesia) in airglow imagers, **Journal of Atmospheric and Solar - Terrestrial Physics**, v. 68, p. 163-181, 2006b.