

Universidade do Vale do Paraíba
Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento

MARCELO HENRIQUE DUARTE SILVA

**ESTUDO DA ESPESSURA EQUIVALENTE IONOSFÉRICA DURANTE UM ANO
DE BAIXA ATIVIDADE SOLAR**

São José dos Campos, SP

2013

Marcelo Henrique Duarte Silva

**ESTUDO DA ESPESSURA EQUIVALENTE IONOSFÉRICA DURANTE UM ANO
DE BAIXA ATIVIDADE SOLAR**

Dissertação de Mestrado 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.

Orientador: Prof^o Dr. Marcio Tadeu de Assis Honorato Muella

São José dos Campos, SP

2013

D873e

Duarte Silva, Marcelo Henrique

Estudo da espessura equivalente ionosférica durante um ano de baixa atividade solar / Marcelo Henrique Duarte Silva; Orientador: Prof. Dr. Marcio Tadeu de Assis Honorato Muella. – São José dos Campos, 2013.

119 p., 1 disco laser: Color

Universidade do Vale do Paraíba, Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento. Programa de Pós-Graduação em Física e astronomia.

Inclui referências

1. Física e Astronomia. 2. Ionossonda. 3. Atividade solar. 4. Astronomia-Instrumentos. I. Muella, Marcio Tadeu de Assis Honorato, orient. II. Universidade do Vale do Paraíba, Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento. Programa de Pós-Graduação em Física e astronomia. III. Título.

CDU: 52

TERMO DE AUTORIZAÇÃO DE DIVULGAÇÃO DA OBRA

Eu, Marcelo Henrique Duarte Silva, autor da obra acima referenciada:

Autorizo a divulgação total ou parcial da obra impressa, digital ou fixada em outro tipo de mídia, bem como, a sua reprodução total ou parcial, devendo o usuário da reprodução atribuir os créditos ao autor da obra, citando a fonte.

São José dos Campos, 17 de julho de 2013



Autor da Obra

MARCELO HENRIQUE DUARTE SILVA

**“ESTUDO DA ESPESSURA EQUIVALENTE IONOSFÉRICA DURANTE UM ANO DE BAIXA
ATIVIDADE SOLAR”**

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:

Profª. Dra. **ALESSANDRA ABE PACINI** (UNIVAP) _____

Prof. Dr. **MARCIO TADEU DE ASSIS H. MUELLA** (UNIVAP) _____

Prof. Dr. **OLI LUIZ DORS JUNIOR** (UNIVAP) _____

Prof. Dr. **FÁBIO BECKER GUEDES** (INPE) _____

Profª. Dra. Sandra Maria Fonseca da Costa

Diretor do IP&D – UniVap

São José dos Campos, 30 de abril de 2013.

DEDICATÓRIA

*Dedico à minha querida esposa Juliana Campos
e ao meu amado filho Pedro Henrique*

AGRADECIMENTOS

Esta dissertação não se realizaria sem a ajuda de muitas pessoas, as quais desejo agora expressar a minha gratidão.

À Deus o autor da minha vida, que em todos os momentos está ao meu lado me dando forças para prosseguir.

À minha esposa Juliana pelo incentivo incondicional e pela compreensão em todos os momentos que precisei estar ausente.

Ao meu filho Pedro Henrique, pois por inúmeras vezes me chamou para brincar e eu não pude atendê-lo. Nos momentos em que eu estava reduzindo os dados de ionossonda, ele me dizia: “Papai, para de pintar...”

Aos meus pais Miguel e Izabel, que em todos os momentos da minha vida me apoiaram e proporcionaram meios para que hoje eu pudesse estar realizando o curso de mestrado.

Ao meu orientador Dr. Marcio Tadeu de Assis Honorato Muella por toda a orientação, paciência e dedicação ao longo do desenvolvimento do trabalho.

À Fundação Valeparaibana de Ensino, pela bolsa de isenção de mensalidade concedida.

À Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior, CAPES, pela bolsa de estudo concedida.

Ao Professor Abalde pela amável recepção no primeiro dia de entrevista para o curso de mestrado e pela ajuda administrativa.

Aos Professores Alessandra Pacini, Oli Dors, Marlos Rockenbach, Marcio Muella, José Abalde, Caius Serlhorst, Alan Prestes, Francisco Fernandes (Guga),

Sérgio Pilling e Paulo Fagundes, por todos os ensinamentos e conselhos dedicados nas disciplinas durante o tempo de desenvolvimento do mestrado.

Aos meus amigos de mestrado pelo companheirismo demonstrado ao longo de todo curso e nos momentos que nos reuníamos para estudar e fazer trabalhos.

A todos os professores e colegas do Laboratório de Física e Astronomia que tiveram presentes. Em especial, ao colega Alessandro Abreu pela disponibilidade dos dados reduzidos de VTEC das estações de São José dos Campos e Palmas utilizados para o cálculo da espessura equivalente ionosférica.

Ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, pela cooperação com o fornecimento dos dados da estação da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sinais GNSS, RBMC.

A todos os funcionários do IP&D que de alguma forma contribuíram para a minha pesquisa.

“Deus é poderoso para fazer infinitamente mais do que tudo quanto pedimos ou pensamos.” Efésios 3.20.

ESTUDO DA ESPESSURA EQUIVALENTE IONOSFÉRICA DURANTE UM ANO DE BAIXA ATIVIDADE SOLAR

RESUMO

Este trabalho de pesquisa de mestrado tem como objetivo estudar o comportamento da ionosfera sobre o setor brasileiro durante um ano de mínimo solar, que compreende o período entre março de 2009 à fevereiro de 2010. Neste trabalho é analisado pela primeira vez sobre o setor brasileiro o comportamento da espessura equivalente ionosférica (τ), sua dependência latitudinal, temporal e sazonal. Os períodos sazonais foram divididos em solstício de inverno (maio, junho, julho e agosto), solstício de verão (novembro, dezembro, janeiro e fevereiro) e equinócios (março, abril, setembro e outubro). Para se entender a forma de distribuição da densidade eletrônica da ionosfera estima-se o parâmetro denominado como espessura equivalente ionosférica. No entanto para isso foram realizadas observações da densidade eletrônica no pico da camada F_2 (N_mF_2) e do conteúdo eletrônico total (TEC) obtidos, respectivamente, por meio de duas ionossondas digitais e dois receptores GPS, sendo uma instalada na estação equatorial de Palmas (10°12' S; 48°21' O; dip latitude 7°73'S) e outra na estação de baixa latitude de São José dos Campos (23°7' S; 45°52' O; dip latitude 19°61' S) situada sob a crista sul da anomalia equatorial Appleton. Os resultados obtidos mostraram que o comportamento da τ é semelhante em ambas às estações e períodos sazonais, de forma que os mínimos valores ocorrem durante após a meia noite antes do amanhecer e os máximos valores ocorrem durante o dia. No solstício de verão e nos equinócios, a τ atinge maiores amplitudes em relação ao solstício de inverno. Na comparação latitudinal, Palmas exhibe uma τ maior durante o dia, exceto no período de solstício de inverno. Em São José dos Campos, um intenso pico da τ é observado após o pôr do Sol durante o solstício de inverno. A temperatura da atmosfera neutra (T_n) estimada a partir dos valores de τ apresentou um comportamento semelhante ao da τ em ambas as estações durante os três períodos sazonais. Uma revisão sobre a atmosfera neutra e a ionosfera, incluindo seus efeitos sobre os sinais de rádio, a metodologia do estudo proposto, e os resultados esperados, são apresentados.

Palavras chave: Espessura Equivalente da Ionosfera; GPS; Conteúdo Eletrônico Total; Mínimo Solar. Ionossonda.

STUDY OF THE IONOSPHERIC SLAB THICKNESS DURING ONE YEAR OF LOW SOLAR ACTIVITY

ABSTRACT

This dissertation aims to study the behavior of the ionospheric slab thickness (τ) during one year of low solar activity; from March 2009 to February 2010. The behavior of the τ is analyzed for the first time in the Brazilian longitudinal sector of and its diurnal, seasonal and latitudinal variability. The periods analyzed are separated in three seasonal groups; winter (June) solstice (from May to August), summer (December) solstice (from November to February) and equinoxes (March, April, September, October). To understand the distribution of the electron density profile of the ionosphere, it is estimated the parameter termed as ionospheric slab thickness (τ). The F₂-layer peak electron density (N_mF_2) and total electron content (TEC) data were measured in order to derive the parameter τ . Two digital ionosondes and two GPS receivers, being one installed in the equatorial station of Palmas (10.12° S, 48.21° O, 7.73° S dip lat) and another in the low latitude station of São José dos Campos (23.07° S, 45.52° O, 19.61° S dip lat), under the southern crest of the Equatorial Ionization Anomaly (EIA), were used in the investigation. The results revealed that behavior of τ is quite similar between the two stations and during the three seasonal periods. The minimum values of slab thickness were observed during the early morning and the maximum values during the daytime. During the summer and the equinoctial periods, τ reaches higher values compared to those observed during the winter solstice months. From the latitudinal variation, Palmas showed larger values of τ than over São José dos Campos during the daytime, except in the winter solstice periods. At São José dos Campos, a pronounced post-sunset increase in τ is observed during the winter solstice months. The neutral temperature (T_n), obtained through measurements of τ presented a similar behavior when compared with the results of τ in both stations and during the three seasonal periods. A review about the ionosphere and neutral atmosphere, including its effects on the radio signals, the methodology used in this study and the expected results are also shown.

Keywords: Slab Thickness of the Ionosphere, GPS, Total Electron Content, Solar Minimum; Ionosonde.

Lista de Figuras

Figura 2.1: Regiões da atmosfera terrestre em relação ao perfil de temperatura. Fonte: Modificada de Kelley (1989).	25
Figura 2.2 – Composição química da atmosfera. Fonte: Modificada de MSIS-E-90.	27
Figura 2.3 – Regiões da atmosfera terrestre e constituintes em relação ao perfil de temperatura e ionização. Fonte: Modificada de Kelley (1989).	29
Figura 2.4: Produção de uma camada ionizada. Fonte: Adaptado de Baumjohann e Treumann (1997)	31
Figura 2.5 – Perfis verticais típicos da densidade eletrônica. Fonte: Adaptado de Kelley (1989).	33
Figura 2.6: Esquema da eletrodinâmica na região F ionosférica. Fonte: Kelley (1989)	37
Figura 2.7: Esquema simplificado do pico de pré-reversão na deriva vertical da região F. Fonte: Modificada de Kelley (1989)	39
Figura 2.8: Ilustração do efeito fonte na ionosfera provocando a anomalia equatorial de Appleton. Fonte: Modificada de Kelley (1989)	40
Figura 3.1: Ilustração esquemática do funcionamento de uma ionosonda. Fonte: Adaptado de Radtel Network (2006)	42
Figura 3.2: Ionograma durante o dia. Fonte: Adaptado de http://www.google.com.br/imgres?q=ionogram+pictures&hl	44
Figura 3.3: Sistema de transmissão da ionosonda digital tipo CADI. Fonte: Retirada da dissertação de Oliveira (2007)	46
Figura 3.4: Ionosonda Digital tipo CADI. Fonte: Retirada da dissertação de Oliveira (2007)	47
Figura 3.5: Antena Delta utilizada na transmissão de sinais da ionosonda situada no Laboratório de Física & Astronomia da UNIVAP- São José dos Campos. Fonte: Retirada da dissertação de Monteiro (2012)	48
Figura 3.6: Receptor recebendo sinais de quatro satélites para calcular a posição atual. Fonte: Galileo C_ Class Book	50
Figura 3.7: Estrutura básica do sinal GPS.	51
Figura 3.8: Geometria da trajetória do sinal GPS na ionosfera. Fonte: Adaptada de Hofmann-Wellenhof et al (2001)	60
Figura 4.1: Vista esquemática do perfil de densidade eletrônica vertical, definindo a espessura ionosférica (τ), a máxima densidade eletrônica (N_mF_2), a altura de pico (h_mF_2), o nível de transição iônica (UTL) e a altura de escala vertical (H_{sc}). Fonte: Modificada de Stankov et al (2009)	64
Figura 5.1: Mapa de localização das estações (Ionosonda Digital e Receptor GPS) em Palmas e São José dos Campos.	71
Figura 5.2: Parametrização dos observatórios.	73
Figura 5.3: Visualização do ionograma reduzido para a região F.	74
Figura 5.4: Calendário GPS para o ano de 2009.	78

Figura 5.5: Identificação dos arquivos de órbitas precisas IGS dentro da página da NOAA.....	79
Figura 5.6: Parametrização dos dados de análise do VTEC.	80
Figura 5.7: Variação do VTEC na estação de São José dos Campos no dia 01 de julho de 2009.	80
Figura 6.1: Comportamento médio do conteúdo eletrônico total vertical (VTEC) na estação de São José dos Campos nos três períodos sazonais.....	84
Figura 6.2: Comportamento médio do conteúdo eletrônico total vertical (VTEC) na estação de Palmas nos três períodos sazonais.	84
Figura 6.3: Comportamento sazonal médio da máxima densidade eletrônica da camada F_2 (N_mF_2) na estação de São José dos Campos.....	88
Figura 6.4: Comportamento sazonal médio da máxima densidade eletrônica da camada F_2 (N_mF_2) na estação de Palmas	88
Figura 6.5: Comportamento sazonal médio da espessura equivalente ionosférica τ na estação de São José dos Campos.	90
Figura 6.6: Comportamento sazonal médio da espessura equivalente ionosférica τ na estação de Palmas.....	91
Figura 6.7: Gráficos de dispersão e ajuste linear da temperatura neutra (T_n) com os respectivos coeficientes de correlação linear (R) gerada pelo modelo MSIS sobre as estações de São José dos Campos e Palmas durante os três períodos sazonais. ...	97
Figura 6.8: Comportamento médio da temperatura neutra calculada (TNCALC) e obtida do modelo atmosférico MSIS (TNMSIS) sobre a estação de São José dos Campos durante os três períodos sazonais.	99
Figura 6.9: Comportamento médio da temperatura neutra calculada (TNCALC) e obtida do modelo atmosférico MSIS (TNMSIS) sobre a estação de Palmas durante os três períodos sazonais.	99
Figura 6.10: Variação anual da temperatura neutra calculada e da espessura equivalente ionosférica na latitude de Palmas.....	102
Figura 6.11: Variação anual da temperatura neutra calculada e da espessura equivalente ionosférica na latitude de São José dos Campos.....	102

Lista de Tabelas

Tabela 2.1: Propriedades das camadas ionosféricas. Fonte: Modificada de GOODMAN (2005).....	36
Tabela 3.1: Especificações da CADI. Fonte: Adaptado de http://www.findthatpdf.com/search-10230422-hPDF/download-documents-ionosonde1-english-pdf.htm	47
Tabela 5.1: Localização geográfica das ionossondas digitais e receptores GPS.	70
Tabela 5.2: Relação entre os tempos (em minutos) fornecidos pela ionossonda digital e receptor GPS.	72
Tabela 6.1: Valores médios durante os períodos diurno (08:00 as 16:00 HL) e noturno (20:00 as 04:00 HL) da espessura equivalente ionosférica τ (km) nas estações de São José dos Campos e Palmas durante os três períodos sazonais e comparação com a média anual.	92
Tabela 6.2: Equações da temperatura neutra calculada nas estações de São José dos Campos e Palmas durante os três períodos sazonais	97

Lista de Abreviaturas e Siglas

AIE	– Anomalia de Ionização Equatorial
ATPE	– Anomalia na Temperatura do Plasma Equatorial
C/A	– Coarse/Acquisition
CADI	– Canadian Advanced Digital Ionosonde
Dod	– Department of Defense
EEJ	– Equatorial Electrojet
EUV	– Extremo Ultravioleta
GALILEO	– Global Navigation Satellite System
GEO	– Geostationary Orbit (satellite)
GLONASS	– Global Navigation Satellite System
GNSS	– Global Navigation Satellite System
GPS	– Global Positioning System
HL	– Hora Local
HF	– High Frequency
IBGE	– Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGS	– International GNSS Service
IRI	– International Reference Ionosphere
JPL	– Jet Propulsion Laboratory
LF	– Low Frequency
MF	– Medium Frequency
NNSS	– Navy Navigation Satellite System
NavStar	– Navigation Satellite with Time and Ranging
P	– Code Protect
PC	– Personal Computer
PDE	– Pre Dawn Enhancement

PRN	– Pseudo Random Noise
PROCV	– Procura Valor
PSE	– Pos Sunset Enhancement
RBMC	– Rede Brasileira de Monitoramento Contínuos dos Sinais GNSS
RINEX	– Receiver Independent Exchange (format)
RX	– Raios X
SP3	– Standard Product # 3
TEC	– Total Electron Content
TNCALC	– Temperatura Neutra Calculada
TNMSIS	– Modelo Ionosférico de Temperatura Neutra
TOPL	– Estação Palmas
UDIDA	– Univap Digital Data Analysis
UNIV	– Estação UNIVAP
UNIVAP	– Universidade do Vale do Paraíba
URSI	– Internation Union of Radio Science
UTL	– Upper Transition Level
UV	– Ultravioleta
VHF	– Very High Frequency
VLf	– Very Low Frequency
VTEC	– Vertical Total Electron Content

Lista de Símbolos

Latinos

\AA	– Medida de comprimento
A_z	– Azimute do satélite
\vec{B}	– Vetor do campo magnético
c	– Velocidade da luz no vácuo
\cos	– Função cosseno
\vec{E}	– Vetor do campo elétrico
\vec{E}_z	– Módulo de campo elétrico na direção vertical z
\vec{E}_θ	– Módulo de campo elétrico meridional
\vec{E}_ϕ	– Módulo de campo elétrico zonal
e	– Elétron
e_l	– Ângulo de elevação do satélite
eV	– Elétron volt
\exp	– Exponencial
f	– Frequência da onda
f_H	– Frequência ciclotrônica ou girofrequência
f_p	– Frequência de plasma
f_0	– Frequência da onda ordinária
f_0E	– Frequência crítica de reflexão máxima da camada E
f_0F_1	– Frequência crítica de reflexão máxima da camada F_1
f_0F_2	– Frequência crítica de reflexão máxima da camada F_2
f_X	– Frequência da onda extraordinária
f^{St}	– Frequência do sinal gerado pelo oscilador do satélite

f_{Rt}	–	Frequência do sinal gerado pelo oscilador do receptor
g	–	módulo de aceleração da gravidade
h'	–	Altura Virtual
h_m	–	Altura média da ionosfera
$h_m F_2$	–	Altura do pico da camada F_2
H	–	Altura de Escala
H'	–	Altura de escala da camada Chapman- α
H_n	–	Altura de escala do oxigênio atômico
I	–	Ângulo de inclinação magnética
I_{fR}^S	–	Refração ionosférica para a fase da onda portadora
I_{gR}^S	–	Refração ionosférica para o grupo
$\vec{J}_{\phi\phi}$	–	Módulo da corrente de polarização zonal
$\vec{J}_{\theta\phi}$	–	Módulo da corrente de polarização Hall
k	–	Constante de Boltzmann, $1,381 \times 10^{-23}$ Joule/deg
L	–	Taxa de perda da ionização
L_1	–	Onda portadora do sinal GPS, MHz
L_2	–	Onda portadora do sinal GPS, MHz
m_e	–	Massa do elétron
N_e	–	Número de elétrons
$N_{m\acute{a}x}$	–	Densidade ionosférica para reflexão total
$N_m F_2$	–	Máxima densidade eletrônica da camada F_2
N_{1r}^S	–	Ambiguidade inteira na observável fase da onda portadora
N_{2r}^S	–	Ambiguidade inteira na observável fase da onda portadora
n_{ph}	–	Índice de refração para velocidade de fase
n_{gr}	–	Índice de refração para velocidade de grupo
P_{1r}^S	–	Pseudodistância da portadora L_1

P_{2r}^S	– Pseudodistância da portadora L ₂
q	– Taxa de produção de ionização
r_m	– Raio médio da Terra
sen	– Função seno
sec	– Função secante
T	– Temperatura absoluta em Kelvin, (K)
T_e	– Temperatura do elétron
T_i	– Temperatura do íon
T_n	– Temperatura neutra
t^S	– Instante de emissão do sinal
t_r	– Instante de recepção do sinal
\vec{U}	– Vetor vento Neutro
\vec{V}	– Vetor velocidade de deriva
v	– Velocidade das partículas ionizadas
z	– Ângulo zenital do satélite
z'	– Ângulo zenital do caminho do sinal sobre o ponto ionosférico

Gregos

α	– Coeficiente de recombinação
τ	– Espessura equivalente ionosférica
σ	– Taxa de absorção do fóton
δ^S	– Erro do relógio do satélite
δ_R	– Erro do relógio do receptor
φ	– Fase da onda portadora

- φ_0^S – Fase inicial com desvios do relógio em relação ao tempo GPS
- φ_{0R} – Fase inicial com desvios do receptor em relação ao tempo GPS
- $\varphi^S(t)$ – Diferença entre a fase do sinal recebido do satélite
- $\varphi_R(t)$ – Diferença entre a fase do sinal recebido no receptor
- φ_R^S – Fase da onda portadora em ciclos
- φ_{PI} – Latitude do ponto ionosférico
- φ_R – Latitude da estação (receptor)
- λ – Comprimento de onda
- λ_{PI} – Longitude do ponto ionosférico
- λ_R – Longitude da estação (receptor)
- ε_0 – Permissividade do espaço livre
- ε_{p21} – Diferença dos erros sistemáticos entre as pseudodistâncias
- $\varepsilon_{\varphi12}$ – Diferença dos erros sistemáticos entre as fases
- ν – Frequência de colisão
- ϱ – Velocidade radial do satélite relativo ao receptor
- χ – Ângulo de elevação zenital do Sol

Símbolos Especiais

- ∇ – Operador nãbla
- \mathfrak{R} – Pseudodistância
- \sim – Aproximadamente
- \times – Produto Vetorial
- div – Divergente

Símbolos Químicos

Ca^+ – Cálcio

CO_2 – Dióxido de Carbono

Fe^+ – Ferro

H^+ – Hidrogênio

H_2O – Molécula de Água

Mg^+ – Magnésio

N_2 – Gás Nitrogênio

N_2^+ – Nitrogênio Molecular

NO^+ – Óxido Nítrico

O – Oxigênio

O^+ – Oxigênio

O_2 – Gás Oxigênio

O_2^+ – Oxigênio Molecular

O_3 – Ozônio

Si^+ – Silício

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	21
2 ATMOSFERA NEUTRA E IONOSFERA	25
2.1 A IONOSFERA.....	28
2.1.1 A formação das camadas ionizadas	29
2.1.2 Estrutura Básica da Ionosfera.....	32
2.1.3 O Dínamo Atmosférico.....	36
2.1.4 Pico de Pré-Reversão na deriva vertical	37
2.1.5 Anomalia de Appleton.....	39
3 TÉCNICAS DE SONDAGEM IONOSFÉRICA E TRANSIONOSFÉRICA	41
3.1 RADIOSSONDAGEM IONOSFÉRICA.....	41
3.1.1 Frequência crítica e curvas de altura das camadas	43
3.1.2 A Ionossonda CADI	45
3.2 SISTEMA GLOBAL DE NAVEGAÇÃO POR SATÉLITE (GNSS)	49
3.2.1 As Observáveis GPS	51
3.2.2 Determinação do Conteúdo Eletrônico Total através das observáveis GPS	55
3.2.2.1 Determinação do TEC a partir das medidas de Pseudodistância.....	56
3.2.2.2 Determinação do TEC a partir das medidas de Fase da Onda Portadora	56
3.3 REFRAÇÃO IONOSFÉRICA E CÁLCULO DE TEC VERTICAL (VTEC)	57
4 ESPESSURA EQUIVALENTE IONOSFÉRICA	62
4.1 A RELAÇÃO DA τ COM OS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS.	64
4.2 VARIABILIDADES DA ESPESSURA EQUIVALENTE IONOSFÉRICA	67
5 ANÁLISE DOS DADOS	70
5.1 REDUÇÃO DO PARÂMETRO F_0F_2 E CÁLCULO DE N_MF_2	73
5.2 DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL VERTICAL (VTEC)	75
5.2.1 Arquivos de Observação no Formato RINEX.....	75
5.2.2 Arquivos de Órbitas Precisas no Formato SP3	76
5.2.3 Processamento dos dados do GPS	79
5.3 DETERMINAÇÃO DA ESPESSURA EQUIVALENTE IONOSFÉRICA (τ).....	81
5.4 ANÁLISE DA TEMPERATURA DA ATMOSFERA NEUTRA (T_N).....	81
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES	83
6.1 RESULTADOS OBTIDOS ATRAVÉS DA ANÁLISE DO TEC VERTICAL.	83
6.2 RESULTADOS OBTIDOS ATRAVÉS DA ANÁLISE DA N_MF_2	87
6.3 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA ESPESSURA EQUIVALENTE IONOSFÉRICA (τ)	89
6.4 ANÁLISE DA TEMPERATURA DA ATMOSFERA NEUTRA (T_N).....	94
7 CONCLUSÕES	104

7.1 TRABALHOS FUTUROS.....	107
REFERÊNCIAS	109

1 INTRODUÇÃO

O uso de ondas de rádio na exploração da atmosfera terrestre começou com os esforços de Appleton e Barnett; Breit e Tuve em 1926, quando de forma independente utilizaram diferentes técnicas para detectar as camadas ionosféricas. A técnica de radiossondagem ionosférica foi difundida anteriormente por Marconi em 1902 através de transmissões de sinais de rádio transatlântico e também por Kenelly e Heavside em 1902, que de forma independente concluíram que deveria haver reflexões de rádio nas camadas da alta atmosfera para explicar os resultados experimentais (HUNSUCKER, 1991).

A região da atmosfera, constituída principalmente por elétrons livres, que afetam a propagação de ondas de rádio é denominada ionosfera. A ionosfera encontra-se situada entre uma altitude de aproximadamente 50-1000 km, e o principal processo de produção de elétrons livres durante o período diurno é a absorção da radiação solar na faixa espectral do extremo ultravioleta (EUV) e dos raios X (KIRCHHOFF, 1991; GOODMAN, 2005). Uma onda eletromagnética que atravessa a ionosfera tem a sua velocidade e direção de propagação alteradas, o que caracteriza a ionosfera um meio dispersivo onde a velocidade de propagação da onda é uma função do índice de refração do meio (FEDRIZZI, 2003).

Os movimentos do plasma na ionosfera, nas regiões equatoriais e de baixa latitude, são controlados por uma interação eletrodinâmica complexa que envolve os ventos neutros termosféricos, os campos elétricos produzidos pela ação dos dínamos das regiões E e F e pelo campo magnético da Terra. A dinâmica do plasma ionosférico é devido primariamente à ação dos ventos neutros na região E, onde a condutividade e a densidade atmosférica são altas e os ventos zonais (leste-oeste) provocam separação de cargas e direcionam correntes horizontais, que produzem campos elétricos para leste que são então mapeados na região F. Durante o período da noite, quando a condutividade da região diminui drasticamente, essas duas camadas se desacoplam e os campos elétricos de polarização passam a ser gerados na região F. Esses campos elétricos movimentam o plasma da região F da ionosfera para cima durante o dia, e para baixo durante a noite, com uma velocidade

de deriva da ordem de 20 m/s. A deriva para cima do plasma diurno, também conhecido como efeito fonte equatorial, combinada com o processo de difusão ambipolar do plasma produz uma distribuição simétrica de ionização em torno do equador magnético. Esta distribuição do plasma em cada lado do equador é uma das peculiaridades da ionosfera da região tropical, e sua presença é chamada de anomalia na ionização equatorial ou anomalia de Appleton, que se caracteriza por um máximo na densidade de ionização entre $\sim 10^\circ$ - 20° de latitude geomagnética.

O estudo da ionosfera tem um impacto significativo no que se refere aos sistemas de comunicação e navegação por satélite. Através dos dados do conteúdo eletrônico total (TEC) obtido da análise dos sinais de satélites do Sistema de Posicionamento Global (GPS), pode-se realizar um estudo da camada superior da ionosfera. Por exemplo, a presença da anomalia na ionização equatorial provoca um aumento no atraso dos sinais dos satélites quando estes os atravessam por meio da refração ionosférica, e utilizando-se dos receptores GPS é possível monitorar os picos de ionização na região da anomalia equatorial e suas variabilidades diárias, sazonais, com o ciclo de atividade solar e a atividade geomagnética. Os satélites GPS são atualmente um dos mais populares sistemas de posicionamento global devido à disponibilidade de sinal e a sua confiabilidade. A constelação de satélites GPS compõe um sistema de navegação de rádio utilizado para definir a posição e o tempo no espaço e na Terra (MONICO, 2008). Um dado importante é que, mais de dois terços do conteúdo eletrônico total se encontra acima do pico da camada F_2 da ionosfera (DAVIES, 1990). O erro devido à ionosfera nas observáveis GPS (medidas de distância satélite-receptor) é diretamente proporcional ao TEC presente na trajetória satélite-receptor e inversamente proporcional ao quadrado da frequência do sinal.

Para estudar o comportamento e traçar o perfil de densidade eletrônica da ionosfera, utiliza-se a técnica de sondagem vertical, empregando-se os instrumentos chamados de ionossonda. A ionossonda é um sistema constituído por uma antena transmissora e receptora, capaz de transmitir sinais de alta frequência tipicamente na escala de 1 a 20 MHz através do gerador de frequência. O sinal refletido da ionosfera é captado pela antena receptora que processa os ecos ionosféricos. Os resultados registrados por uma ionossonda são conhecidos como ionogramas e que

contém dados da máxima frequência crítica refletida e a altura da ionosfera nas suas diferentes camadas e regiões (região E, camadas F_1 e F_2).

Um importante parâmetro ionosférico utilizado para se estudar a natureza da distribuição da ionização sob uma determinada região, é a espessura equivalente ionosférica (τ). Com o advento do uso de GPS e a possibilidade de se extrair o conteúdo eletrônico total da ionosfera, a espessura equivalente ionosférica (τ) passou a ser mais amplamente empregada no estudo do comportamento ionosférico em determinadas regiões, uma vez que este parâmetro traz informações que não podem ser interpretadas unicamente a partir das medidas da máxima frequência crítica da ionosfera (f_0F_2). A τ pode ser obtida a partir da relação entre o conteúdo eletrônico total e a máxima densidade eletrônica da camada F_2 sob uma determinada estação. Através dos dados da τ , é possível extrair importantes parâmetros atmosféricos, como a temperatura da atmosfera neutra (T_n) e a escala de altura dos constituintes ionizáveis (H).

O principal objetivo deste trabalho é calcular o parâmetro da espessura equivalente da ionosfera (τ) a partir das medidas do conteúdo eletrônico total (TEC) e da máxima densidade eletrônica na camada F_2 ionosférica (N_mF_2). Os valores da espessura equivalente da ionosfera foram obtidos sobre a estação equatorial de Palmas ($10^\circ 12' S$; $48^\circ 21' O$; dip latitude $7^\circ 73' S$) e a estação de baixa latitude de São José dos Campos ($23^\circ 07' S$; $45^\circ 52' O$; dip latitude $19^\circ 61' S$). A partir dos valores da τ obtidos sobre ambas as estações durante um ano de mínimo na atividade solar (março de 2009 à fevereiro de 2010), foram analisadas as suas variabilidades diárias, sazonais e latitudinais. Utilizando ainda os valores da τ e os dados do modelo atmosférico MSIS-E-90 foram estimadas a temperatura neutra da atmosfera (T_n) sobre ambas as estações de observação.

O presente trabalho está organizado da seguinte forma: a Seção 2 descreve a constituição da atmosfera neutra e os constituintes presentes em relação ao perfil de temperatura, a formação das camadas ionizadas, os efeitos do dínamo atmosférico, a anomalia equatorial e as cristas observadas nesta região devido ao efeito fonte equatorial.

A Seção 3 descreve a instrumentação utilizada responsável pela extração dos dados pertinente à camada F ionosférica, de modo que os dados referentes ao comportamento da ionosfera são estudados pelas ionossondas digitais, que fornecem a máxima frequência crítica da camada F_2 (f_0F_2) essencial para o cálculo da máxima densidade eletrônica (N_mF_2). Através dos dados obtidos dos receptores GPS estuda-se o comportamento da atmosfera superior utilizando as medidas do Conteúdo Eletrônico Total (TEC), que contém as informações dos elétrons livres presente no caminho Satélite-Terra. Este capítulo traz também o conceito de propagação ionosférica e transionosférica.

A Seção 4 descreve a espessura equivalente ionosférica (τ), na qual se refere ao parâmetro de grande importância que está sendo abordado neste trabalho.

Em seguida, na Seção 5, é descrita a metodologia empregada para se obter o valor da espessura equivalente ionosférica (τ) nas localidades de Palmas e São José dos Campos através da redução parâmetro f_0F_2 e das medidas do conteúdo eletrônico total vertical (VTEC), bem como o cálculo da temperatura na atmosfera neutra.

A Seção 6 apresenta os resultados obtidos a partir das observações do parâmetro do conteúdo eletrônico total vertical (VTEC), da máxima densidade eletrônica no pico da camada F_2 (N_mF_2), e das estimativas da espessura equivalente ionosférica (τ) e da temperatura neutra (T_n) sobre as estações de São José dos Campos e Palmas, levando em consideração os seguintes aspectos: suas variações diárias, sazonais e latitudinais.

Finalmente na Seção 7 são apresentadas as conclusões deste trabalho e as sugestões para trabalhos futuros.

2 ATMOSFERA NEUTRA E IONOSFERA

A atmosfera neutra pode ser dividida de acordo com as suas propriedades. As divisões baseiam-se nas composições químicas, na temperatura e nos processos físicos dominantes. A Figura 2.1 mostra as regiões da atmosfera, de acordo com o perfil de temperatura. De acordo com o perfil de temperatura, a atmosfera pode ser dividida em: troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera.

A troposfera é a porção mais baixa da atmosfera. A espessura média da troposfera é de 12 km nas médias latitudes, mais espessa nas regiões tropicais, podendo alcançar até 17 km de altura, e menos espessa nos polos, podendo alcançar 7 km durante o verão e tornando-se extinta durante o inverno (RISHBETH; GARRIOTT, 1969).

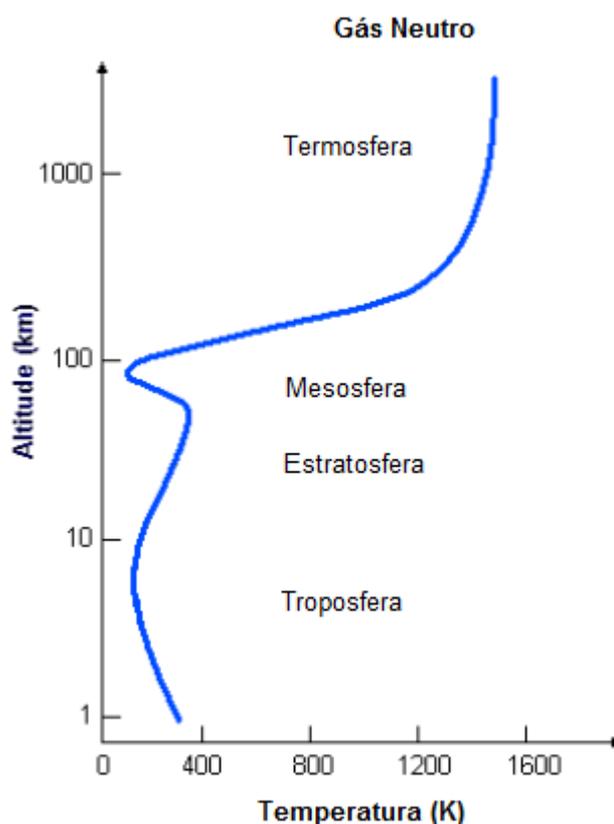


Figura 2.1: Regiões da atmosfera terrestre em relação ao perfil de temperatura. Fonte: Modificada de Kelley (1989).

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 o resfriamento do espaço interplanetário. Entretanto, experimentos realizados por L.P. Teisserenc de Bort em 1898, utilizando a técnica com balão empregando termômetros, revelaram a existência de uma região praticamente isotérmica com temperaturas de 200 K, iniciando em aproximadamente 11 km de altitude em médias latitudes, denominada tropopausa. Logo após a tropopausa, ocorre uma inversão na evolução de temperatura caracterizando a região da estratosfera (RISHBETH; GARRIOTTT, 1969).

A existência da inversão de temperatura, ou gradiente de temperatura sobre a estratosfera foi sugerida pelas observações realizadas através da propagação sonora localizada acima de 100 km de distâncias ou mais, que resultaram da refração de ondas sonoras na alta atmosfera. A mesosfera é a camada da atmosfera terrestre que se encontra acima da estratosfera e abaixo da termosfera. Na mesosfera a temperatura diminui conforme o aumento da altura. O limite máximo da mesosfera é a mesopausa, que se situa entre 80 a 85 km. A mesosfera é a camada com a menor temperatura da atmosfera, com temperaturas abaixo de 130 K. É na mesosfera que ocorre o fenômeno *airglow* (aeroluminescência) das emissões da hidroxila e é nela que se dá a combustão de meteoroides¹ (RISHBETH; GARRIOTTT, 1969).

A termosfera é a camada da atmosfera terrestre que se encontra acima da mesosfera. As curtas radiações no espectro de ultravioleta são absorvidas nas maiores alturas, que são responsáveis pelas altas temperaturas nesta camada. A temperatura nesta camada é relativamente alta, atingindo valores entre 1000 – 2000 K (RISHBETH; GARRIOTTT, 1969).

A composição química da atmosfera terrestre é uma mistura de gases dos quais o nitrogênio é o mais abundante (Figura 2.2). Até a uma altura de aproximadamente 100 km, a mistura dos gases é praticamente constante, isto é, a

¹ Meteoroides: São fragmentos de materiais que vagueiam pelo espaço e possuem dimensões significativamente menores que um asteroide e significativamente maiores que um átomo ou molécula. Os meteoroides derivam de corpos celestes como cometas e asteroides.

cada altura da atmosfera a proporção de mistura de certo gás em relação ao todo se mantém. A porção inferior da atmosfera é chamada de homosfera, onde predomina a difusão turbulenta. A 100 km tem-se uma região de transição, denominada como turbopausa, acima da qual predomina a difusão molecular. Na região denominada heterosfera, os gases se distribuem de acordo com suas próprias escalas de altura, e não há mais a mistura proporcional. Na homosfera, a proporção volumétrica é de 78% de N_2 e 21% de O_2 , sendo o restante argônio (Ar), dióxido de carbono (CO_2), os gases nobres, e outros de proporções bem menores como ilustrado na Figura 2.2. Embora pouco abundantes, CO_2 , H_2O e O_3 tem grande importância devido a sua capacidade de absorver diretamente a radiação Solar. O ozônio exerce uma função de proteção, pois absorve os raios ultravioletas Solares, letais para a vida humana (KIRCHHOFF, 1991).

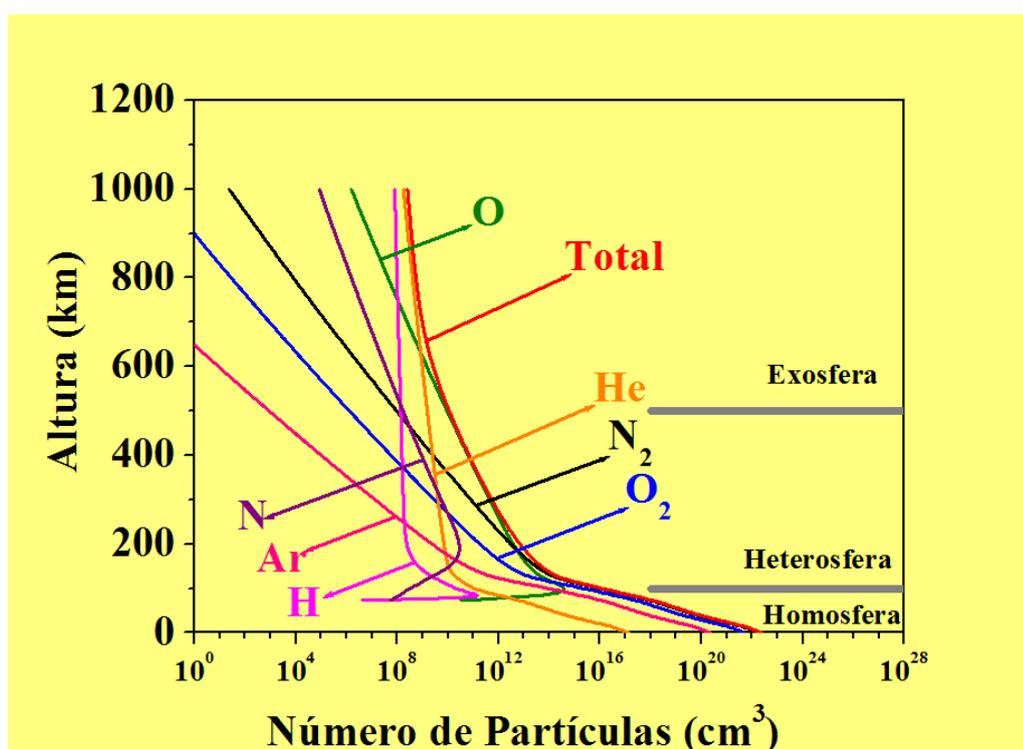


Figura 2.2 – Composição química da atmosfera. Fonte: Modificada de MSIS-E-90

2.1 A Ionosfera

A ionosfera pode ser definida como a parte alta da atmosfera terrestre, constituída por íons e elétrons, presentes em quantidades suficientes para afetar a propagação das ondas de rádio. Os limites superior e inferior da ionosfera não são perfeitamente definidos, porém pode-se considerar aproximadamente 50 km de altura como o seu limite inferior e um limite superior em torno de 1000 km. (RISHBETH; GARRIOTT, 1969; KIRCHHOFF, 1991). No que se refere à propagação de ondas de rádio na ionosfera, é importante ressaltar que os elétrons conseguem responder às rápidas oscilações de campos eletromagnéticos de uma onda de rádio se comparados aos íons presentes na ionosfera.

A ionosfera impõe um desafio interessante para os inúmeros sistemas de rádio que fazem uso da transmissão de sinal através das camadas ionizadas (elétrons e íons). Foi sugerida inicialmente a existência de uma camada condutora devido às variações periódicas notadas nas medições do campo geomagnético. Os primeiros estudos foram realizados na ionosfera através dos dados de reflexão de ondas de rádio na tentativa de provar a sua existência, que na época contaram com os precursores como Appleton, Tuve, Hulburt e Chapman (KIRCHHOFF, 1991).

O gráfico à direita na Figura 2.3 mostra as regiões da atmosfera de acordo com o perfil de ionização e onde elas se situam em relação ao perfil de temperatura. Nota-se claramente que a maior parte da ionosfera está imersa em alturas da mesosfera e principalmente da termosfera.

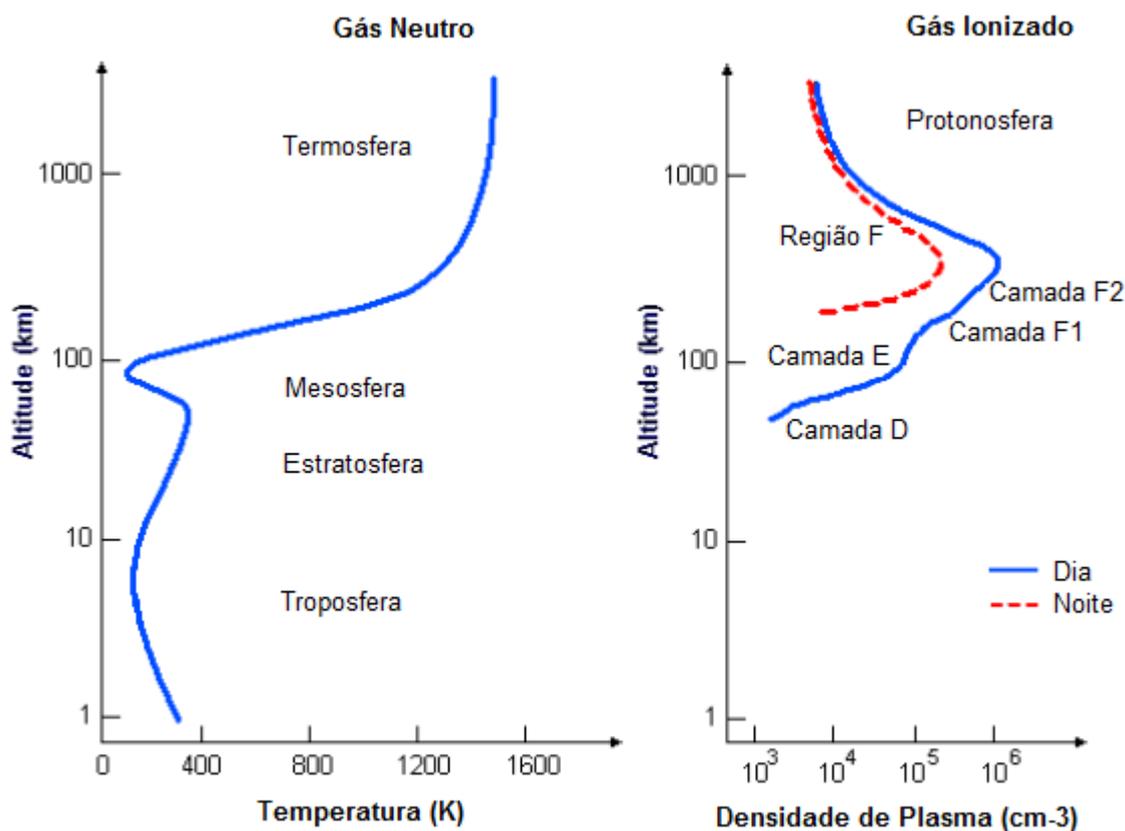


Figura 2.3 – Regiões da atmosfera terrestre e constituintes em relação ao perfil de temperatura e ionização. Fonte: Modificada de Kelley (1989).

2.1.1 A formação das camadas ionizadas

A formação das camadas ionizadas ionosféricas depende do equilíbrio entre a produção e a perda de elétrons e íons. O principal processo de produção para a criação de pares elétrons-íons é a absorção da radiação solar na faixa espectral do extremo ultravioleta (EUV) e dos raios X em um processo conhecido como fotoionização. A fotoionização é um processo físico na qual um fóton incidente separa um ou mais elétrons de um átomo, molécula ou íon. Os fótons com energia de aproximadamente 12 eV são capazes de ionizar um ou mais componentes atmosféricos, sendo também responsável pelo aquecimento da termosfera. Outro processo responsável na produção de íons e elétrons, denominado como ionização corpuscular, ocorre quando partículas ionizadas de energia cinética elevada também

conseguem produzir ionização através de colisões com partículas neutras (RISHBETH; GARRIOTTT, 1969; KIRCHHOFF, 1991).

No período noturno, a produção de pares elétrons-íons reduz abruptamente e as camadas que dependem da absorção solar (D, E, F₁) praticamente se dissipam. Outro fator preponderante na redução de elétrons-íons se deve a colisão por raios cósmicos. No entanto, a camada F₂ ionosférica se mantém ativa durante o período noturno, em virtude da reação química que os íons sofrem com as moléculas neutras, resultando na recombinação com os elétrons. A difusão ocorre para regiões de baixas ou altas latitudes, através dos efeitos resultantes dos ventos neutros. Os ventos neutros, por sua vez, deslocam a camada ionizada para altitudes superiores durante a noite, mantendo a ionosfera ativa no período noturno (RISHBETH; GARRIOTTT, 1969).

O processo contrário à produção de elétrons-íons é a perda, que ocorre através da recombinação eletrônica (íons e elétrons positivos), resultando em um átomo ou molécula neutra. A perda de ionização ocorre em toda a ionosfera durante o dia e a noite, e pode ser classificada em dois tipos: radiativa, entre íon atômico e elétron, e dissociativa, entre íon molecular e elétron (RISHBETH; GARRIOTTT, 1969; KIRCHHOFF, 1991).

A produção de elétrons q e a perda de elétrons L podem ser considerada nas regiões D, E e F₁. Entretanto, na camada F₂ a dinâmica do plasma é importante também, onde a equação de continuidade é dada por (DAVIES, 1990):

$$\frac{\partial N}{\partial T} = q - L - \text{div}(Nv) \quad (2.1)$$

onde q é a taxa de produção de ionização, L é a taxa de perda da ionização por recombinação eletrônica, $\text{div}(Nv)$ é o termo de transporte e v é a velocidade das partículas ionizadas.

A produção de pares elétrons-íons deve produzir um pico de ionização na atmosfera, pelo fato dos íons produzidos serem proporcional ao número de fótons incidentes e ao número de partículas ionizáveis, conforme a Figura 2.4. A densidade atmosférica diminui com a altura, de modo que a absorção de fótons no topo é mínima. Nas alturas inferiores, a produção é novamente pequena porque a maioria dos fótons já foi absorvida nas regiões superiores. Portanto, o produto da densidade pelo número de fótons deve ser máximo numa altura intermediária (KIRCHHOFF, 1991).

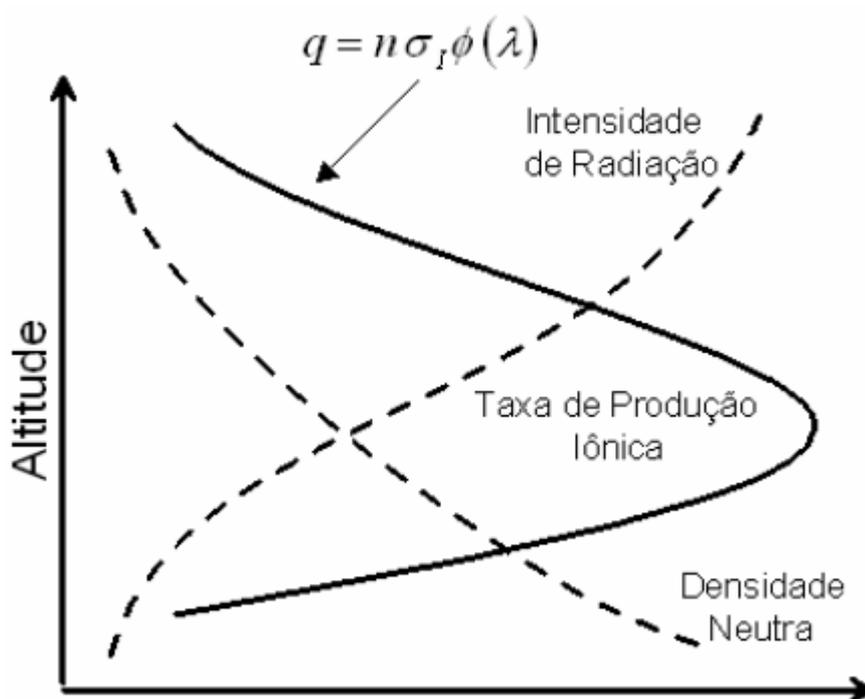


Figura 2.4: Produção de uma camada ionizada. Fonte: Adaptado de Baumjohann e Treumann (1997)

A densidade eletrônica da atmosfera varia de acordo com a elevação do Sol, hora do dia e a latitude geográfica. Durante o pôr do Sol a camada D desaparece e as camadas F_1 e F_2 se tornam uma, denominada simplesmente por região F. A radiação solar é a principal fonte de ionização de moléculas neutras, e é representada por (DAVIES, 1990):

$$I(h) = I(\infty) \exp \left[\sigma n_0 H_n \sec \chi \exp \left(\frac{(-h - h_0)}{H_n} \right) - \exp \left(\frac{(-h_m - h)}{H_n} \right) \right] \quad (2.2)$$

sendo I a intensidade de radiação solar, σ é a taxa de absorção do fóton e χ é o ângulo zenital formado entre a direção da radiação e a direção vertical do plano e incidência da radiação e H é a altura de escala atmosférica. A função de Chapman que relaciona à produção de pares elétrons-íons é dada por (DAVIES, 1990):

$$q = q_m \exp \left[1 + \left(\frac{(h_m - h)}{H_n} \right) - \exp \left(\frac{(h_m - h)}{H_n} \right) \right] \quad (2.3)$$

Se a perda de elétrons for quadrática e ocorrerem a uma taxa de αN_e^2 , onde α denota o coeficiente de recombinação, a distribuição da densidade eletrônica com a altura pode ser descrita a partir da equação acima por uma camada do tipo Chapman- α .

2.1.2 Estrutura Básica da Ionosfera

A ionosfera é a região ionizada da alta atmosfera que se encontra numa escala de altitude de aproximadamente 50 - 1000 km da superfície da Terra. As regiões são identificadas e referenciadas principalmente pela densidade eletrônica, que são conhecidas como: regiões D, E, F. A região F tem uma particularidade, onde ela se subdivide em duas durante o dia, formando as camadas F_1 e F_2 . A Figura 2.5 mostra o perfil típico da densidade eletrônica da ionosfera tanto para o dia como para a noite.

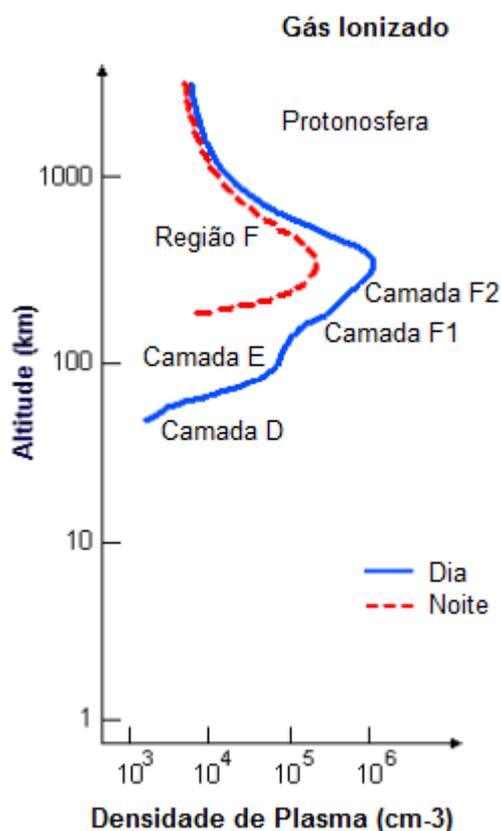


Figura 2.5 – Perfis verticais típicos da densidade eletrônica. Fonte: Adaptado de Kelley (1989)

Cada região com suas respectivas propriedades e comportamentos, serão relacionadas a seguir (RISHBETH; GARRIOTT, 1969; DAVIES, 1990):

Região D: Esta região se estende de 50 até cerca de 90 km. As colisões entre elétrons, íons e partículas neutras são de grande importância devido à densidade atmosférica ser maior comparado às outras regiões. Esta camada permanece ativa durante o dia devido à fonte de radiação solar e a recombinação eletrônica, sendo que o seu comportamento se altera após o pôr do Sol, resultando na sua extinção.

Em relação às ondas de rádio propagadas nesta região, as ondas de MF (300 KHz), HF (3 MHz) e VHF (30 MHz) são absorvidas, ao contrário das ondas de LF (30 KHz) e VLF (3 KHz) que são refletidas. Esta região, diferentemente das demais, não pode ser estudada por métodos convencionais (ionossonda) devido à baixa concentração de elétrons, que se encontra na ordem de 10^9 (elétrons/m³) e pela alta frequência de colisão ($\sim 10^6$ s⁻¹). O perfil desta região pode ser estudado utilizando

técnicas de rádio com alta potência e baixa frequência, por exemplo, o Riômetro (Relative Ionospheric Opacity Meter) que opera na frequência VHF em 30 MHz, balões e medidas realizadas por foguetes (HUNSUCKER, 1991). Nesta região, as radiações ionizantes mais importantes são os raios X, com comprimento de onda menor do que 10 Å, responsável pela ionização de oxigênio e nitrogênio (O_2^+ e N_2^+) em torno de 80 km, a radiação Lyman- α com comprimento de onda de 1216 Å responsável pela ionização de óxido nítrico NO^+ , e os raios cósmicos que são responsáveis por ionização adicional nas alturas inferiores.

Região E: Esta região se estende de 90 até cerca de 150 km, sendo a mais importante pela presença de correntes elétricas que fluem e sua interação com o campo magnético. Esta região se comporta de igual forma a região D, mantendo-se ativa durante o dia e quase se extinguindo durante a noite. Dependendo das condições de vento solar e a energia absorvida durante o dia, a camada E pode aparecer esporadicamente à noite, sendo às vezes detectada por ionossondas devido às densas camadas ou trechos de ionização em altitudes de 100 km a 120 km, as quais não estão relacionadas à camada E normal vista durante a noite. Este fenômeno é comumente conhecido como “E esporádico”. A camada E esporádica é importante porque pode refletir ondas de rádio com frequências de até 100 MHz.

As radiações ionizantes características nesta região são o Lyman- β com comprimento de onda de ~ 1026 Å, o extremo ultravioleta com comprimento de onda menor que 1000 Å, os raios X moles com comprimento de onda maior que 10 Å e elétrons numa escala de energia de 1-30 keV. Os íons dominantes nesta região são o óxido nítrico (NO^+), nitrogênio molecular (N_2^+) e o oxigênio molecular (O_2^+). Outra característica peculiar são os constituintes metálicos encontrados nesta camada que são Fe^+ , Mg^+ , Ca^+ e Si^+ , provenientes da deposição de meteoros.

Região F: Esta região se subdivide em duas camadas F_1 e F_2 , a partir dos 150 km de altura. A concentração de plasma nestas camadas é muito alta variando durante o dia. Ela atua como um refletor de sinais de rádio frequência entre 1,0 a 20 MHz, variando entre o dia e a noite.

A camada F_1 começa em torno de 150 até cerca de 220 km e é observada durante o dia, sendo mais pronunciada durante o verão do que durante o inverno. Sua camada desaparece à noite, mas ao contrário das regiões supracitadas, ela se funde na camada F_2 . Isto se dá pelo fato de que há uma dependência desta camada com o valor do ângulo zenital do Sol, que também está associado ao número de manchas solares e a latitude geomagnética. A camada F_2 começa em torno de 220 km até cerca de 1000 km. Do ponto de vista das comunicações de rádio que operam na faixa de altas frequências (HF), esta camada desempenha um importante papel na reflexão dos sinais, tanto durante o dia como também durante a noite. A camada F_2 é dominada por processos dinâmicos, havendo uma grande interação entre a ionosfera superior com os ventos termosféricos e também pela presença do campo magnético que exerce grande influência na distribuição de ionização (KIRCHHOFF, 1991).

A radiação predominante nestas regiões é o extremo ultravioleta (EUV), resultando na ionização de O^+ e a recombinação de N_2 e O_2 . Em relação à variação do ciclo solar, verifica-se que o ciclo de atividade solar ocorre a cada 11 anos e é identificado através do aumento das manchas solares – período de alta atividade solar; e através da diminuição das manchas solares – período de baixa atividade solar. Com uma variação de manchas solares, é evidente que a ionosfera irá se comportar de forma diferente, de modo que, durante o período de alta atividade solar haverá uma maior ionização. Já no período de baixa atividade solar, verifica-se que a ionização será menor em razão da diminuição da intensidade de radiação solar, podendo atingir níveis inferiores de ionização durante o solstício de inverno.

A Tabela 2.1 fornece uma visão geral das propriedades das camadas ionosféricas, bem como a altura (km), os constituintes majoritários e as fontes de fotoionização.

Tabela 2.1: Propriedades das camadas ionosféricas. Fonte: Modificada de GOODMAN (2005)

Região	Altura (km)	Constituintes Majoritários	Fontes de fotoionização
D	50 a 90	NO^+ , O_2^+	Raios-X duros e Ly- α
E	90 a 150	O_2^+ , NO^+	Ly- β e raios-X moles
F ₁	150-220	O^+ , NO^+	Linhas de Hélio II; Radiação EUV;
F ₂	220-1000 $h_{\text{máx}}$: 300	O^+	Difusão da camada F1, Radiação EUV.

2.1.3 O Dínamo Atmosférico

A radiação solar nas faixas do UV e raios X absorvidos durante o dia entre 100 e 300 km de altitude, além de produzir ionização local, aquece a atmosfera terrestre e controla a sua dinâmica, química, pressão e densidade. O aquecimento da atmosfera superior iluminada pelo Sol produz um efeito abaulamento térmico na atmosfera que, por sua vez, representam os gradientes de pressão que acionam os ventos neutros. Estes ventos neutros em altitudes da termosfera interagem de modo efetivo com as partículas ionizadas presentes na ionosfera (MUELLA, 2004).

Os ventos termosféricos soprando através das linhas do campo magnético da Terra fornecem energia e geram movimentos entre os íons e os elétrons, conduzindo correntes elétricas principalmente na região E. Os campos elétricos associados a essas partículas carregadas são transmitidas para a região F por meio de intensas linhas de campo geomagnético, ocasionando a deriva eletromagnética (RISHBETH; GARRIOTT, 1969).

O dínamo atmosférico ocorre quando o vento neutro \vec{U} sopra para leste sobre o campo geomagnético \vec{B} induzindo uma deriva $\vec{U} \times \vec{B}$ na direção vertical \hat{z} (Figura 2.6). Esta deriva surge devido a campos elétricos que movimentam íons e elétrons em sentidos opostos e gerando, por sua vez, um sistema de correntes elétricas. Esta deriva gera um acúmulo de carga nos pontos em que a corrente não apresenta divergência nula. Estas cargas acumuladas dão origem a um campo elétrico de polarização na região F. Este campo de polarização faz com que o plasma ionosférico mova-se com uma velocidade de deriva \vec{V} dada pela equação (RISHBETH; GARRIOTT, 1969; KELLEY, 1989):

$$\vec{V} = \frac{\vec{E} \times \vec{B}}{B^2} \quad (2.4)$$

onde $\vec{E} = -\nabla_{\phi}$ representa o campo de polarização eletrostático.

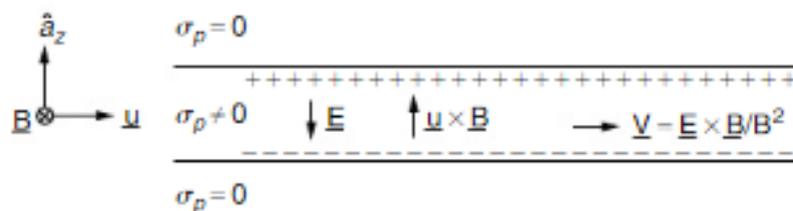


Figura 2.6: Esquema da eletrodinâmica na região F ionosférica. Fonte: Kelley (1989)

2.1.4 Pico de Pré-Reversão na deriva vertical

O pico de pré-reversão na deriva vertical é um fenômeno que está intimamente ligado ao efeito dínamo da região F, surgindo imediatamente após o pôr do Sol. Este pico ocorre em todas as épocas e períodos sazonais, sendo mais fraco nos solstícios ao longo do período de mínima atividade solar (KELLEY, 1989).

O efeito predominante deste fenômeno é caracterizado por um intenso campo elétrico de curta duração na direção leste durante o dia e oeste durante a noite, fazendo com que a ionosfera no equador magnético apresente um movimento vertical de subida e em seguida um movimento vertical de descida do plasma. O esquema que explica este efeito é apresentado na Figura 2.7. O vento neutro \vec{U} , resultado dos gradientes de pressão, sopra sobre o terminadouro perto do entardecer gerando um campo elétrico vertical $\vec{E}_z \sim (\vec{U} \times \vec{B})_z$ para baixo. Este campo elétrico vertical \vec{E}_z é projetado ao longo do campo magnético \vec{B} até a região E em latitudes subtropicais magneticamente acopladas à região F equatorial. Este campo elétrico mapeado até a região E aponta agora em direção ao plano equatorial (\vec{E}_θ) e conduz na direção oeste uma corrente Hall $\vec{J}_{\theta\phi}$ em ambos os lados do terminadouro. Como não há fluxo de corrente no período noturno na região E, cargas negativas se acumulam perto do terminadouro, produzindo um estado estacionário de cargas devido a corrente $\vec{J}_{\phi\phi}$ que tende a anular a corrente $\vec{J}_{\theta\phi}$, e criando uma perturbação no campo elétrico zonal \vec{E}_ϕ em ambos os lados do terminadouro. Este campo elétrico \vec{E}_ϕ é mapeado para a região F e causa uma deriva de plasma $\vec{E} \times \vec{B}$ no lado diurno e uma deriva de plasma para baixo no lado noturno (KELLEY, 1989). Durante o entardecer esta deriva vertical é mais forte do que através do terminadouro do amanhecer devido a alta densidade iônica em altitudes da ionosfera.

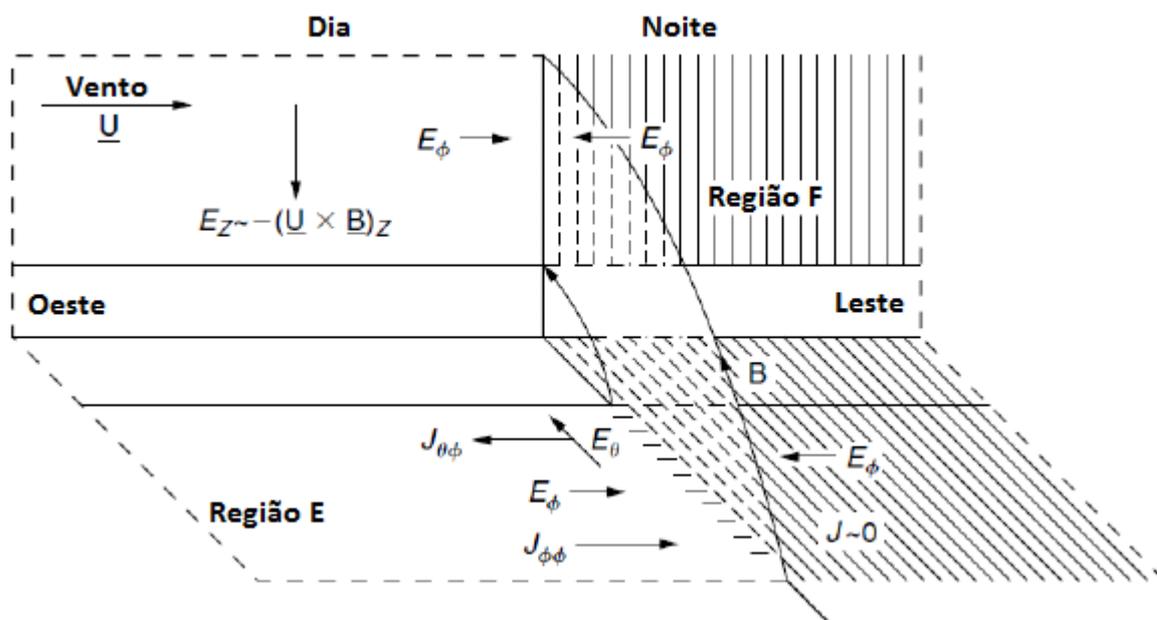


Figura 2.7: Esquema simplificado do pico de pré-reversão na deriva vertical da região F. Fonte: Modificada de Kelley (1989)

2.1.5 Anomalia de Appleton

As derivas de plasma devido aos campos elétricos de dínamo na direção leste-oeste movem a ionização verticalmente às linhas do campo magnético. Este processo, combinado com a difusão do plasma ao longo das linhas de campo, causado pela força da gravidade e pelos gradientes de pressão, tendem a produzir uma distribuição simétrica de ionização em cada lado do equador magnético. Esta dinâmica é caracterizada pelo efeito fonte equatorial (Figura 2.8) e resulta na formação de duas cristas de concentração de plasma, sendo uma em cada lado dos hemisférios e dentro de uma faixa latitudinal de $\pm 20^\circ$. Este fenômeno, característico da ionosfera na região tropical, é denominado Anomalia na Ionização Equatorial (AIE) ou anomalia de Appleton (KELLEY, 1989).

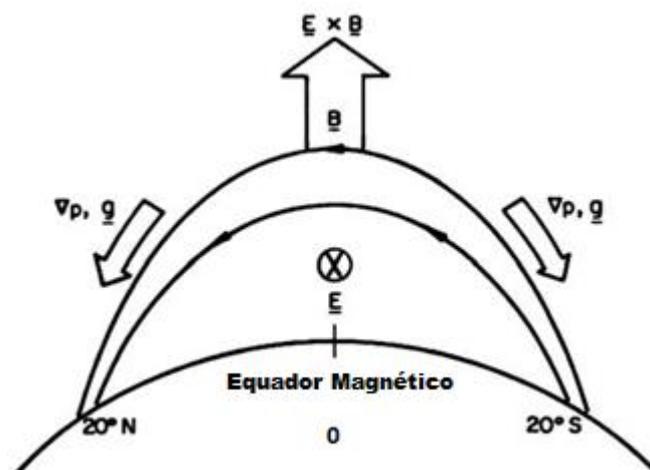


Figura 2.8: Ilustração do efeito fonte na ionosfera provocando a anomalia equatorial de Appleton. Fonte: Modificada de Kelley (1989)

As cristas da AIE são mais intensas durante o dia, porém, imediatamente após o pôr do Sol quando o campo elétrico zonal atinge seu pico e o plasma contido na região F é conduzido para as altas altitudes, onde os processos de recombinação iônica são mais lentos, surge uma intensificação secundária da anomalia durante as primeiras horas da noite.

Como efeito dos ventos neutros termosféricos a distribuição da ionização na região da anomalia equatorial pode ser fortemente afetada. As colisões entre as partículas ionizadas e as partículas do gás neutro transportam o plasma na direção da componente do vento neutro que está ao longo das linhas do campo magnético. Este processo de transporte da ionização devido aos ventos neutros leva a uma distribuição assimétrica de ionização em torno do equador magnético, provocando o surgimento de valores desiguais de máximos na densidade eletrônica e na altura do pico da camada F_2 nas latitudes da crista da AIE.

3 TÉCNICAS DE SONDAGEM IONOSFÉRICA E TRANSIONOSFÉRICA

Nesta seção serão abordadas as técnicas de radiossondagem ionosférica utilizadas neste trabalho para a obtenção dos dados do Conteúdo Eletrônico Total (TEC) e da máxima densidade eletrônica ionosférica (N_{max}) através dos satélites GPS e das ionossondas, respectivamente. Nesta seção é feita a descrição do funcionamento da ionossonda, bem como a descrição das técnicas de medidas utilizando o GPS.

3.1 Radiossondagem Ionosférica

A primeira técnica de sondagem vertical empregada para explorar a ionosfera terrestre foi o equipamento “pulse-eco” utilizado por Breit e Tuve para medir a altura da camada ionosférica no ano de 1925. Este equipamento foi o precursor da ionossonda, que atualmente é o dispositivo mais empregado para medir os parâmetros ionosféricos (HUNSUCKER, 1991). A ionossonda é composta por um sistema transmissor e receptor que emite pulsos curtos de rádio em direção à ionosfera, numa frequência que varia tipicamente de 1 a 25 MHz (Figura 3.1) (KIRCHHOFF, 1991). Após um atraso de resposta de alguns milissegundos, o pulso refletido da camada ionosférica retorna para o receptor, gerando as curvas de reflexão (altura x frequência), conhecido como ionogramas. A altura virtual da camada ionosférica é deduzida através dos atrasos de tempo do pulso transmitido e recebido, assumindo que a onda de rádio viaja na velocidade da luz. A altura virtual pode ser obtida como (DAVIES, 1990):

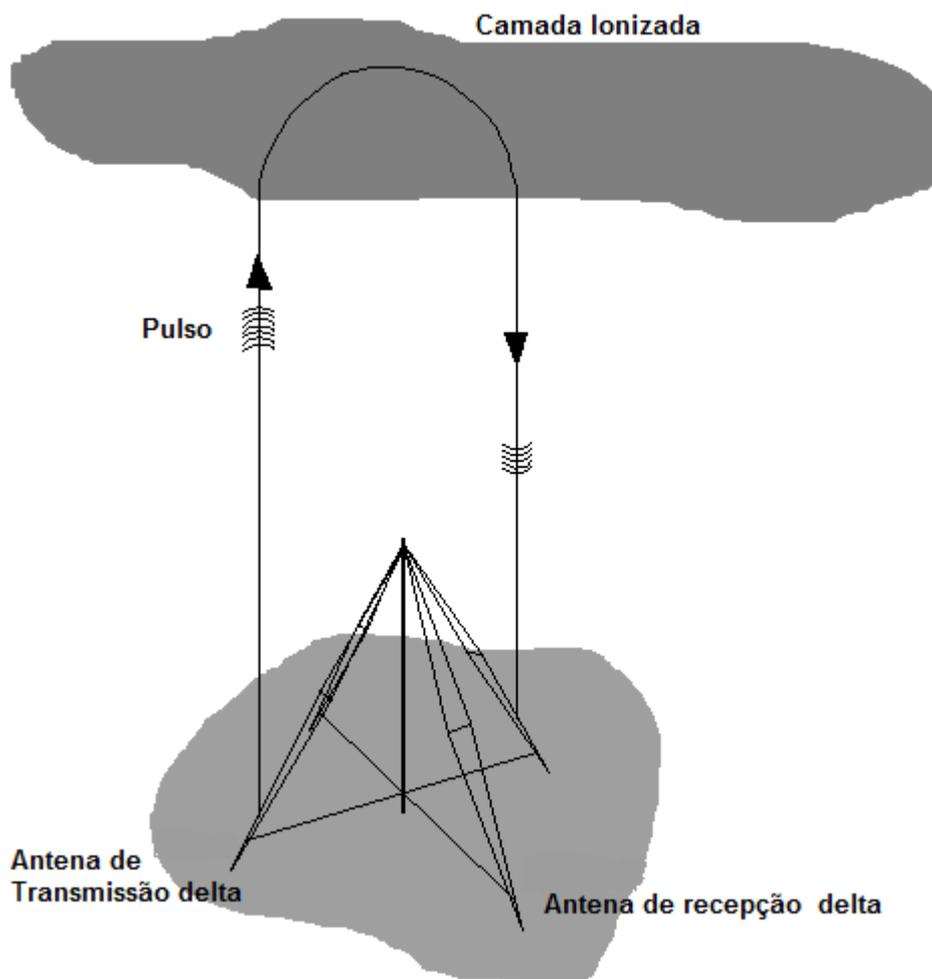


Figura 3.1: Ilustração esquemática do funcionamento de uma ionosonda. Fonte: Adaptado de Radtel Network (2006)

$$h' = \frac{ct}{2} \quad (3.1)$$

onde c é a velocidade da luz no vácuo (3×10^8 m/s) e t é o tempo gasto durante a propagação do pulso.

As alturas de reflexão dos sinais em função da frequência registrada nos ionogramas são ditas “virtuais”, pois não correspondem às alturas reais em que os sinais foram refletidos. Isto porque as alturas virtuais são obtidas adotando-se a velocidade de propagação dos sinais emitidos igual à velocidade da luz no vácuo. Porém, sabe-se que na ionosfera a velocidade de grupo é menor que a velocidade

da luz no vácuo, devido à presença de elétrons livres. Desta forma, as alturas mostradas nos ionogramas são um pouco maiores que as alturas reais de reflexão (MATSUOKA, 2008).

Se a frequência do transmissor e do receptor variam lentamente em uma escala de 1 – 20 MHz, um ionograma ou um gráfico (altura virtual x frequência) é obtido (HUNSUCKER, 1991). Através do gráfico pode-se calcular a densidade eletrônica da camada ionosférica (N_{max}) através dos dados de frequência crítica (f_0E , f_0F_1 e f_0F_2). Devido a pequena densidade eletrônica na região D ($\sim 10^9$ elétrons.m⁻³) e a alta frequência de colisão de elétrons-neutros ($\sim 10^6$ s⁻¹), esta região não pode ser estudada utilizando técnicas de ionossondas convencionais (DAVIES, 1990).

3.1.1 Frequência crítica e curvas de altura das camadas

Para entender a forma das curvas de altura das camadas, devem-se considerar as equações de propagação procedente da teoria magneto-iônica (RATCLIFFE, 1959). Uma onda ordinária ($X=1$) é caracterizada quando a frequência da onda é igual à frequência de plasma $f_p = \left(\frac{n_e \cdot e^2}{m_e \cdot \epsilon_0}\right)^{\frac{1}{2}}$, onde: $X = \frac{f_p^2}{f^2}$. A dinâmica da reflexão na ionosfera se dá sob dois componentes característicos, conhecido como onda ordinária e onda extraordinária. O comportamento da onda ordinária é caracterizado quando há a penetração da onda de rádio na ionosfera e, conseqüentemente, o campo elétrico \vec{E} acelera os elétrons na ionosfera de forma paralela em relação ao campo magnético \vec{B} , de modo que, a onda refletida não sofra alteração no seu comportamento, pelo fato de não haver interação com o campo magnético. Já para a onda extraordinária, o sinal é refletido quando $X=1-Y$ ($Y<1$, ou $X=1+Y$), onde $Y = \frac{f_H}{f}$, sendo f_H a frequência ciclotrônica do elétron (ou girofrequência). O comportamento da onda extraordinária é caracterizado quando a onda de rádio incidente penetra na ionosfera e a radiação do campo elétrico \vec{E}

acelera os elétrons livres de forma perpendicular em relação ao campo magnético \vec{B} , de forma que, o campo magnético começa a exercer grande influência na movimentação dos elétrons.

Se a frequência da onda de rádio exceder a frequência de plasma, o sinal não é refletido e penetra na camada. No pico de uma camada ionosférica, onde N é muito grande as condições de $X=1$ e $X=1-Y$ são aplicadas para encontrar as frequências críticas f_0 e f_x , que correspondem respectivamente, às ondas ordinárias e extraordinárias. Estas ondas apresentam pequenas diferenças nos índices de refração como também pequenas diferenças na velocidade e direção (RISHBETH; GARRIOT, 1969). A Figura 3.2 mostra um ionograma durante o dia com o eco ordinário e extraordinário da região F_2 .

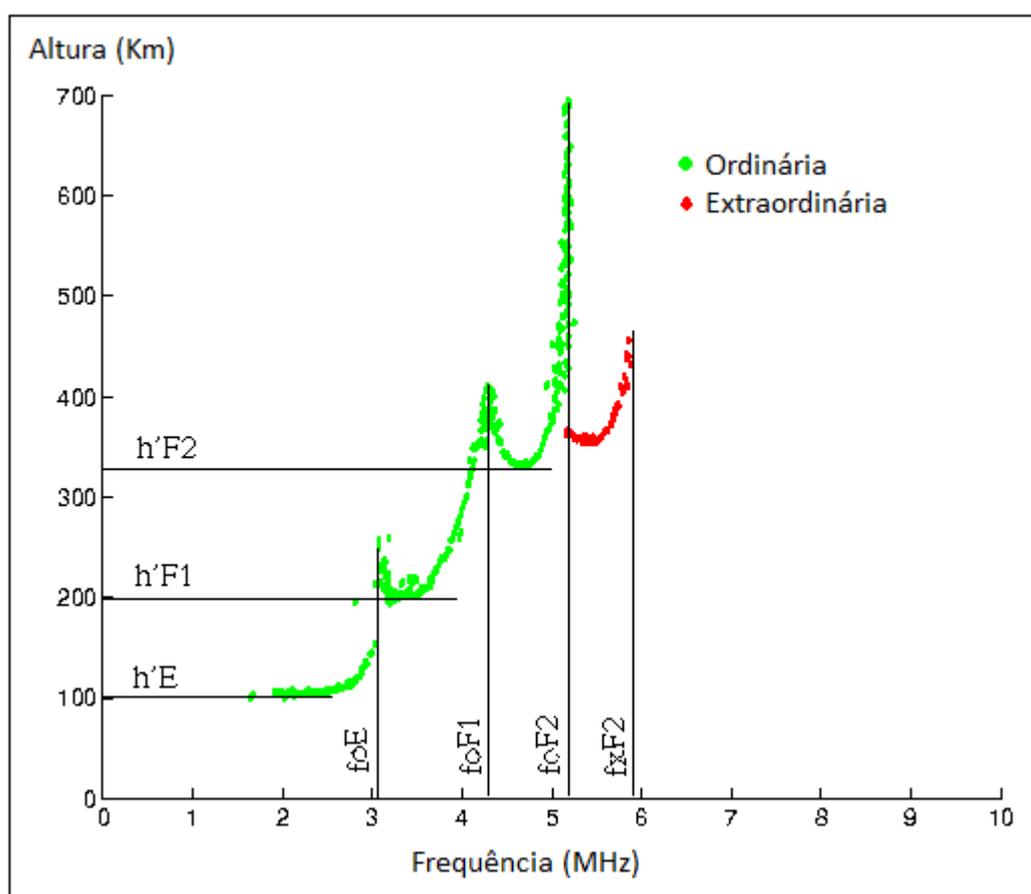


Figura 3.2: Ionograma durante o dia. Fonte: Adaptado de <http://www.google.com.br/imgres?q=ionogram+pictures&hl>

Os dados fornecidos através das frequências críticas são muito úteis na compreensão do comportamento das camadas ionosféricas (f_0F_1 , f_0F_2). Por convenção, a onda ordinária é utilizada para a conversão das frequências críticas em uma máxima densidade eletrônica. A expressão de densidade eletrônica máxima a seguir é utilizada para todas as camadas da ionosfera (GOODMAN, 2005).

$$N_{\text{máx}} = 1,24 \times 10^{10} (f_0)^2 \left(\frac{\text{eletrons}}{\text{m}^3} \right) \quad (3.2)$$

onde f_0 é a frequência crítica ordinária dado em (MHz) e $N_{\text{máx}}$ a máxima densidade eletrônica da camada é dada em (elétrons/m³).

Para extrair o valor da frequência crítica da camada F_2 (f_0F_2) e conseqüentemente calcular a densidade eletrônica máxima através do ionograma gerado, é necessário compreender o resultado fornecido pela ionossonda, e então, identificar o traço correspondente à onda ordinária. Para obter o valor da frequência crítica é utilizada a onda ordinária, pois esta componente não sofre os efeitos da presença do campo magnético, como já mencionado. Utilizando a Figura 3.2 como exemplo, pode-se extrair o valor da máxima frequência crítica da camada F_2 , que resulta em aproximadamente 5,2 MHz. Neste caso, a máxima densidade eletrônica da camada F_2 (N_mF_2) resulta em 33,53 elétrons/m³.

3.1.2 A Ionossonda CADI

A Ionossonda tipo CADI ("Canadian Advanced Digital Ionosonde) foi desenvolvida por pesquisadores da Universidade de Ontario, no Canadá e tem como finalidade realizar pesquisas ionosféricas. Este sistema tem proporcionado dados valiosos no estudo da ionosfera no setor longitudinal brasileiro (MACDOUGALL et al., 1995).

A filosofia de concepção da ionossonda CADI consiste em utilizar a máxima capacidade de um computador moderno, resultando em uma redução de custos envolvidos no projeto quando comparados as ionossondas tradicionais. Os receptores e sintetizador de frequência são placas que estão conectadas diretamente à placa mãe, proporcionando assim, as seguintes vantagens: baixo custo de projeto e fácil manutenção, uma vez que o gabinete externo não é necessário (MACDOUGALL et al., 1995).

Atualmente o Grupo de Pesquisa em Física e Astronomia da UNIVAP conta com três ionossondas digitais tipo CADI, sendo que as ionossondas foram estrategicamente posicionadas quase alinhadas ao longo do meridiano magnético e localizadas em: São José dos Campos (SP) ($23,07^{\circ}$ S; $45,52^{\circ}$ O), Palmas (TO) ($10,12^{\circ}$ S; $48,21^{\circ}$ O) e Manaus (AM) ($3,1^{\circ}$ S; $59,97^{\circ}$ O). Para análise dos dados foi desenvolvido o programa computacional UNIVAP Digital Ionosonde Analysis- UDIDA (PILLAT, 2006).

O sistema CADI (Figura 3.3 e 3.4) utiliza um computador pessoal (PC) moderno e consiste, basicamente, de um gerador de frequências, um sistema de controle de tempo, transmissor, receptor, um sistema de aquisição de dados e um sistema de armazenagem e processamento.



Figura 3.3: Sistema de transmissão da ionossonda digital tipo CADI. Fonte: Retirada da dissertação de Oliveira (2007)



Figura 3.4: Ionossonda Digital tipo CADI. Fonte: Retirada da dissertação de Oliveira (2007)

Características:

Tabela 3.1: Especificações da CADI. Fonte: Adaptado de <http://www.findthatpdf.com/search-10230422-hPDF/download-documents-ionossonde1-english-pdf.htm>.

Especificação Operacional do Instrumento	
Potência do sinal transmitido	600 W
Seleção de Frequência	1 a 20 MHz
Varredura de Frequência	Variável, controlada por tabelas de frequências, (100, 200 ou 400 linear ou logarítmico)
Gerador de Frequência	SDD- Síntese Digital Direta: frequência de referência em 50 MHz
Faixa da altura selecionada	90 a 1024 km
ReSolução de altura	6 km (largura do pulso de 40 μ seg).
Codificação do pulso	Código Baker 13 bit ou pulso simples, 8 bit.
Fonte de Alimentação	Tipo ISA, 110/220V, 50/60Hz, 100VA
Dimensões	Gabinete Amplificador de Potência (90 x 432 x 391 mm)
Antenas	Duplo Deltas

O amplificador de potência gera um pulso de pico de 600 W. A antena de transmissão utilizada (Figura 3.5) é do tipo delta, com um mastro de 13 metros de altura. As antenas receptoras utilizadas para captar a resposta dos ecos ionosféricos são organizadas por quatro receptores dipolos no centro ao longo dos quatro lados, equivalente a 60 m². O centro de cada dipolo é alimentado para balancear a alta impedância de entrada do pré-amplificador.

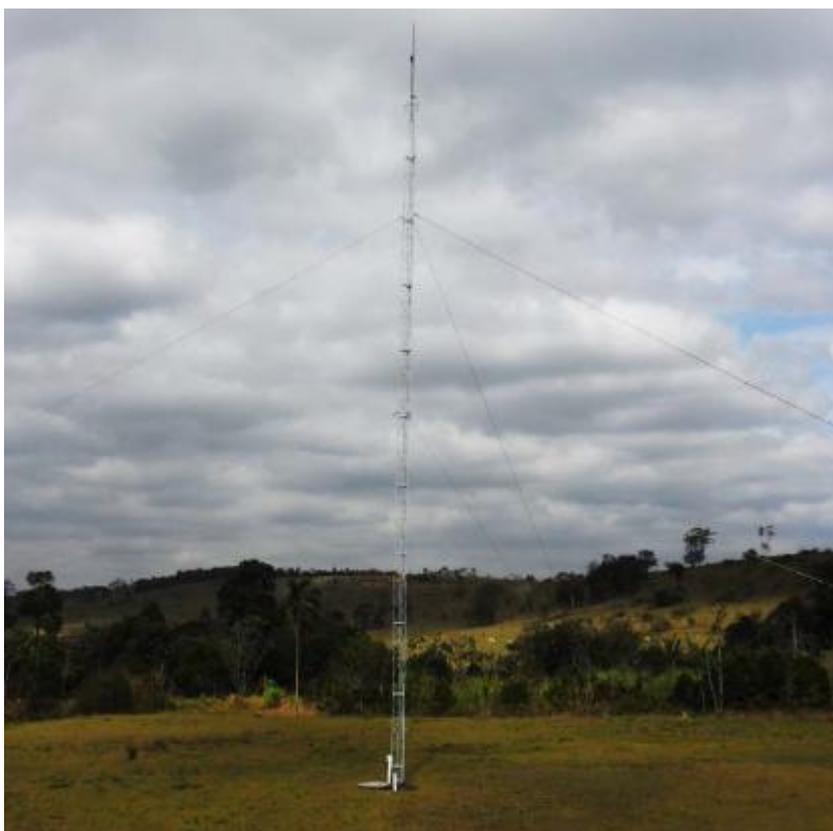


Figura 3.5: Antena Delta utilizada na transmissão de sinais da ionossonda situada no Laboratório de Física & Astronomia da UNIVAP- São José dos Campos. Fonte: Retirada da dissertação de Monteiro (2012)

Os dados de sondagem ionosférica são armazenados na CADI e são transferidos automaticamente para um disco rígido, com capacidade de armazenamento de 120 Mbytes. A maioria dos sistemas CADI podem operar em algumas semanas (tipicamente 3) sem qualquer supervisão, fornecendo 5 Mbytes por dia (MACDOUGALL ET AL, 1995).

3.2 Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS)

O NavStar-GPS (Navigation Satellite with time and Ranging- Global Positioning System), ou simplesmente GPS, é um dos sistemas de posicionamento global de radio navegação em operação atualmente, e que foi desenvolvido pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos da América (DoD- Department of Defense) no início da década de 1960, visando a substituição do sistema TRANSIT, também conhecido como NNSS (Navy Navigation Sattelite System) (HOFFMANN-WELLENHOF et al., 2001). Ao contrário do sistema TRANSIT, o GPS apresentou uma maior precisão na navegação, dentre estes, o posicionamento instantâneo e a velocidade.

Os satélites GPS foram projetados primariamente para fornecer ao usuário a sua posição e velocidade em três dimensões: latitude, longitude e altitude. Os satélites GPS estão situados a uma altitude de aproximadamente 20.200 km acima da superfície da Terra, e orbitam a Terra duas vezes por dia. A constelação GPS é constituída de no mínimo 24 satélites em seis planos de órbita, sendo quatro satélites em cada plano espaçados em 60° , com uma inclinação de 55° ao plano equatorial. A constelação de satélites fornece o mínimo de quatro satélites em boa posição geométrica 24 horas por dia em qualquer posição da Terra, como mostra a Figura 3.6.

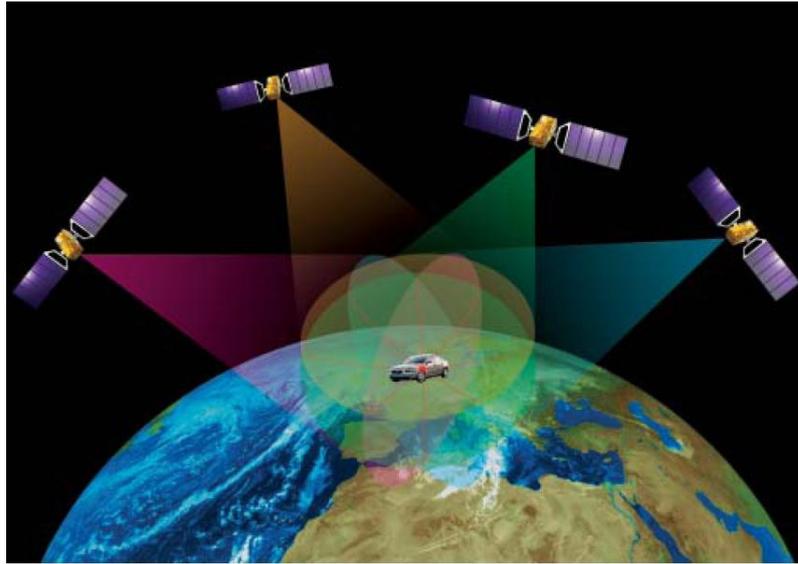


Figura 3.6: Receptor recebendo sinais de quatro satélites para calcular a posição atual. Fonte: Galileo C_Class Book

O princípio básico de navegação consiste na medida das chamadas pseudodistâncias entre a antena receptora e no mínimo quatro satélites. Este número mínimo de satélites permite que se realize o posicionamento em tempo real. A necessidade de se ter no mínimo quatro satélites é para determinar, além das três coordenadas do ponto de interesse, o não sincronismo entre os relógios do receptor e dos satélites (MONICO, 2000).

Cada satélite GPS transmite em três ondas portadoras L_1 , L_2 e L_5 . Elas são geradas a partir da frequência fundamental de 10,23 MHz, na qual é multiplicada por 154, 120 e 115 respectivamente, conforme mostrado na Figura 3.7.

$L_1 = 1575,42$ MHz e $\lambda = 19$ cm

$L_2 = 1227,60$ MHz e $\lambda = 24$ cm

$L_5 = 1176,45$ MHz e $\lambda = 25$ cm

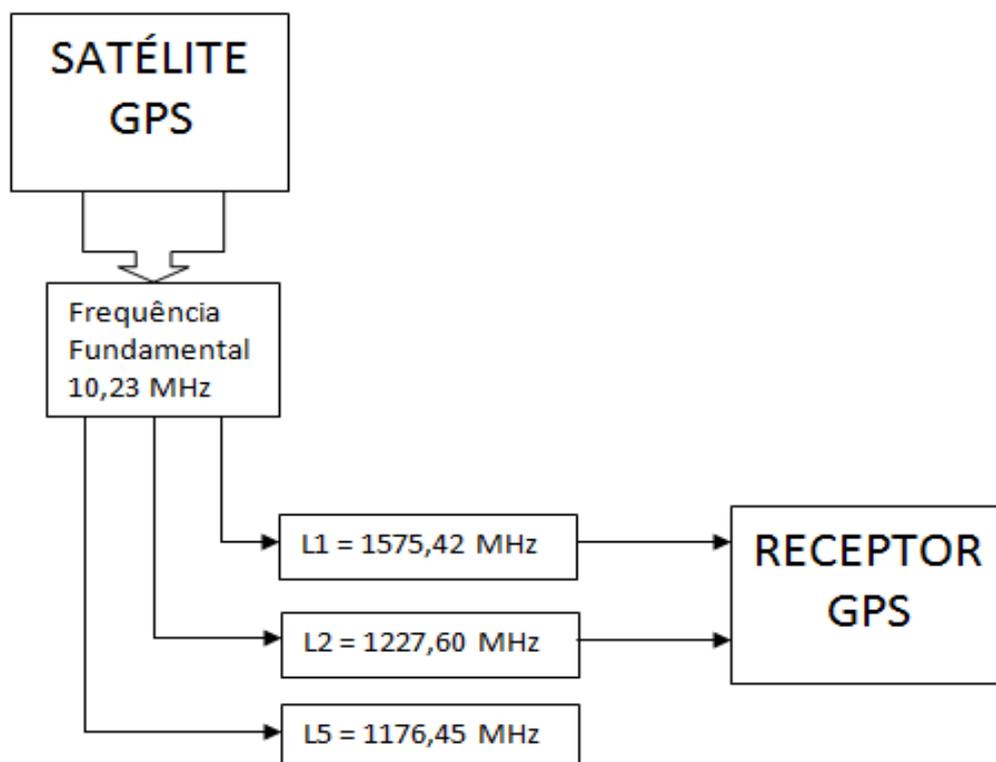


Figura 3.7: Estrutura básica do sinal GPS.

Essas três frequências são geradas simultaneamente visando a correção de grande parte dos erros provocados pela refração ionosférica. Neste trabalho, foi utilizado um receptor de dupla frequência em L_1 e L_2 conforme a Figura 3.7. Sobre as portadoras L_1 e L_2 são formados os códigos PRN (PseudoRandom-Noise) que são modulados pela fase, permitindo realizar medidas de distâncias a partir do tempo de propagação da modulação.

3.2.1 As Observáveis GPS

As observáveis básicas do GPS que permitem identificar posição, velocidade e tempo podem ser identificadas como (MONICO, 2008):

- Pseudodistância a partir do código; e
- Fase da onda portadora ou diferença da fase da onda portadora.

A pseudodistância é o resultado do não-sincronismo entre os relógios (osciladores) responsável pela geração do código no satélite e sua réplica no receptor. O erro de sincronismo provém do receptor, com a posição da antena partindo-se das medidas de pseudodistâncias. A geração do erro está associada à precisão do oscilador de menor qualidade do receptor comparado a alta precisão dos osciladores do satélite. A pseudodistância pode ser descrita como (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001):

$$\Delta t = t_R - t^S = [t_R(\text{GPS}) + \delta_R] - [t^S(\text{GPS}) + \delta^S] \quad (3.3)$$

logo,

$$= \Delta t(\text{GPS}) + \Delta \delta \quad (3.4)$$

onde, $\Delta t(\text{GPS}) = t_R(\text{GPS}) - t^S(\text{GPS})$ e $\Delta \delta = \delta_R - \delta^S$

Assim tem-se que:

t^S e t_R denotam o sistema de tempo do satélite e do receptor e δ^S e δ_R são o erro do relógio do satélite e do receptor em relação ao tempo GPS, respectivamente.

O intervalo de tempo Δt multiplicado pela velocidade da luz c resulta em uma pseudodistância \mathfrak{R} dada como:

$$\mathfrak{R} = c\Delta t = c\Delta t(\text{GPS}) + c\Delta \delta = \varrho + c\Delta \delta \quad (3.5)$$

onde ϱ corresponde a distância entre a posição do satélite no instante $t^S(\text{GPS})$ e a posição da antena do receptor no instante $t_R(\text{GPS})$.

A fase da onda portadora é uma observável muito mais precisa que a pseudodistância, considerada observável básica para a maioria das atividades geodésicas. Essa observável representa a fase de batimento da onda portadora (MONICO, 2008). A fase da onda portadora pode ser descrito como (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001):

$$\varphi^S(t) = f^S t - f^S \frac{Q}{c} - \varphi_0^S \quad (3.6)$$

$$\varphi_R(t) = f_R t - \varphi_{0R} \quad (3.7)$$

onde o parâmetro t é o sistema de tempo GPS no instante $t=0$,

As fases iniciais φ_0^S e φ_{0R} são causadas pelos erros dos relógios e são iguais a:

$$\varphi_0^S = -f^S \delta^S \quad (3.8)$$

$$\varphi_{0R} = -f_R \delta_R \quad (3.9)$$

A fase da onda portadora $\varphi_R^S(t)$ é dada por:

$$\varphi_R^S(t) = \varphi^S(t) - \varphi_R(t) \quad (3.10)$$

Substituindo as fases iniciais φ_0^S e φ_{0R} na equação (3.10) temos:

$$\varphi_R^S(t) = -f^S \frac{\rho}{c} + f^S \delta^S - f_R \delta_R + (f^S - f_R)t \quad (3.11)$$

A divergência das frequências f^S, f_R resultante da frequência nominal f é somente uma parte fracionária de f . Sendo assim, as frequências f^S, f_R são iguais a f e a equação (3.11) se reduz a:

$$\varphi_R^S(t) = -f \frac{\rho}{c} - f \Delta \delta \quad (3.12)$$

No instante t_0 do receptor, a parte fracionária da fase da onda da portadora é medida, em números de ciclos N , entre o satélite e o receptor, sendo N a integral de ambiguidade. A fase de batimento no instante t é dado por:

$$\varphi_R^S(t) = \Delta \varphi_R^S(t) \Big|_{t_0}^t + N \quad (3.13)$$

onde $\Delta \varphi_R^S$ significa a fase fracionária no instante t aumentado pelo número de ciclos desde o instante t_0 .

Substituindo a equação (3.13) na (3.12) e considerando $\Delta \varphi_R^S(t_0) = 0$, obtém-se a equação da fase da onda portadora dada por:

$$\varphi = \frac{1}{\lambda} \rho + \frac{c}{\lambda} \Delta \delta + N \quad (3.14)$$

sendo que λ é o comprimento de onda.

3.2.2 Determinação do Conteúdo Eletrônico Total através das observáveis GPS

O principal parâmetro ionosférico que descreve a maioria dos efeitos nos sinais GPS é o conteúdo eletrônico total (TEC). O TEC é definido pela quantidade de elétrons presente em uma coluna de seção transversal de 1m^2 , que se entende desde o receptor até o satélite. O TEC é medido em unidades de TEC (TECU), sendo que 1 TECU corresponde a 1×10^{16} elétrons/ m^2 (MATSUOKA, 2007; YA'ACOB et al., 2010).

Uma vez que a ionosfera é considerada como um meio dispersivo em relação às ondas eletromagnéticas oriundas dos satélites GPS, o TEC pode ser obtido utilizando dados de um receptor GPS de dupla frequência a partir de uma combinação linear entre as observáveis de pseudodistância em L_1 e L_2 ou utilizando as observáveis de fase da portadora em ambas as frequências. Com isto, é possível eliminar os erros que estão contidos nas observáveis, tais como: a refração troposférica, o não sincronismo do relógio do satélite e do receptor, o erro das efemérides² e a distância geométrica entre o satélite e o receptor. Porém alguns erros como o atraso instrumental interfrequência do satélite e do receptor, os efeitos do multicaminho e o ruído do receptor não são eliminados pelo fato de não estarem correlacionados entre as frequências, de modo que influenciam na determinação do TEC (MATSUOKA et al., 2009).

Para minimizar o atraso instrumental interfrequência do satélite no cálculo do TEC, um dos métodos é utilizar os valores fornecidos nas mensagens de navegação transmitidas pelos satélites GPS. O efeito de multicaminho pode ser minimizado evitando observações de satélites com baixo ângulo de elevação, e em relação ao ruído do receptor, pode ser minimizado utilizando receptores que possuam componentes eletrônicos de baixo ruído (MATSUOKA et al., 2009).

² Efemérides: São dados fornecidos através das mensagens de navegação utilizados para calcular a posição e a velocidade de cada satélite em órbita.

3.2.2.1 Determinação do TEC a partir das medidas de Pseudodistância.

O TEC na direção do satélite (s) ao receptor (r) pode ser obtido utilizando as pseudodistâncias (P_{1r}^s, P_{2r}^s), advindas dos códigos P nas portadoras L_1 e L_2 , a partir da seguinte combinação linear (MATSUOKA et al., 2009):

$$TEC_r^s = \frac{f_1^2 f_2^2}{40,3(f_1^2 - f_2^2)} \cdot [(P_{2r}^s - P_{1r}^s) - \varepsilon_{p21}] \left(\frac{\text{elétrons}}{\text{m}^2} \right) \quad (3.15)$$

onde f_1 e f_2 representam as frequências das portadoras em L_1 e L_2 , respectivamente. O termo ε_{p21} representa a diferença entre L_1 e L_2 dos demais erros sistemáticos não eliminados na combinação linear entre as pseudodistâncias e os erros aleatórios. Estão presentes neste termo o atraso instrumental interfrequência do satélite e do receptor, os efeitos do multicaminho e os efeitos do ruído do receptor (MATSUOKA et al., 2009). A desvantagem da utilização das observações de pseudodistâncias é que as medidas do TEC são consideravelmente ruidosas (JAKOWSKI, 1996).

3.2.2.2 Determinação do TEC a partir das medidas de Fase da Onda Portadora

O TEC na direção do satélite (s) e do receptor (r) também pode ser obtido a partir da combinação linear entre as medidas de fase da onda portadora em L_1 e L_2 ($\varphi_{1r}^s, \varphi_{2r}^s$) (MATSUOKA et al., 2009):

$$\text{TEC}_r^s = \frac{f_1^2 f_2^2}{40,3(f_1^2 - f_2^2)} \cdot [(\lambda_1 \varphi_{1r}^s - \lambda_2 \varphi_{2r}^s) - (\lambda_1 - \lambda_2 N_{2r}^s) - \varepsilon_{\varphi 12}] \left(\frac{\text{elétrons}}{\text{m}^2} \right) \quad (3.16)$$

sendo que λ_1 e λ_2 são o comprimento de onda L_1 e L_2 , respectivamente. O termo $\varepsilon_{\varphi 12}$ representa a diferença entre L_1 e L_2 dos demais erros sistemáticos não eliminados na combinação linear entre as fases e os erros aleatórios. Estão presentes neste termo o atraso instrumental interfrequência do satélite e do receptor, os efeitos de multicaminho e os efeitos do ruído do receptor. O TEC calculado, tendo como observável a fase da onda portadora, é influenciado pelas ambiguidades inteiras (N_{1r}^s e N_{2r}^s). A ambiguidade é diferente para cada satélite, para cada passagem do mesmo satélite e a cada vez que ocorrem perdas de sinal (MATSUOKA et al., 2009). Devido a esta ambiguidade o TEC obtido da fase da onda portadora é uma medida relativa e não representa o valor real do TEC. Ainda assim, são mais precisas que as medidas do TEC obtidas das pseudodistâncias de código nas portadoras L_1 e L_2 . Contudo, uma combinação do TEC calculado a partir das duas técnicas permite obter medidas absolutas de TEC com menor ruído e com a precisão da medida de fase (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001).

3.3 Refração Ionosférica e Cálculo de TEC Vertical (VTEC)

A ionosfera, que compreende várias camadas desde aproximadamente 50 a 1000 km acima da superfície da Terra, é considerada como um meio dispersivo em relação à transmissão de sinais de rádio oriundos dos satélites GPS (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001).

Uma onda eletromagnética que atravessa a ionosfera tem a velocidade e direção de onda alterada, o que caracteriza a ionosfera como um meio dispersivo, onde a velocidade de propagação da onda é uma função do índice de refração. A

refração ionosférica está intimamente relacionada à frequência do sinal de rádio, do conteúdo eletrônico total da ionosfera e do ângulo de incidência da onda de rádio da camada ionosférica (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001; FEDRIZZI, 2003; DA COSTA et al., 2004).

Os índices de refração de fase (n_{ph}) e grupo (n_{gr}) podem ser descritos de acordo com (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001):

$$n_{ph} = 1 + \frac{c_2}{f^2} \quad (3.17)$$

$$n_{gr} = 1 - \frac{c_2}{f^2} \quad (3.18)$$

As Equações 3.17 e 3.18 mostram que os índices de refração de fase e grupo se distinguem principalmente pelo sinal negativo (-). O coeficiente c_2 não depende exclusivamente da frequência, mas da quantidade do número de elétrons N_e contidos ao longo caminho de propagação da onda eletromagnética. O coeficiente c_2 é dado pela Equação 3.19:

$$c_2 = -40,3N_e [\text{Hz}^2] \quad (3.19)$$

Como c_2 é negativo, o índice de refração de grupo (n_{gr}) se torna maior do que o índice de refração de fase (n_{ph}). Em outras palavras, as medidas de código GPS causam um atraso na velocidade de grupo e um avanço na velocidade de fase do GPS para as duas portadoras L_1 e L_2 .

A diferença entre a distância medida (real) e a distância geométrica ρ entre o satélite e o receptor, representa o erro devido à refração ionosférica para a fase da onda portadora I_{fR}^S e para o grupo I_{gR}^S , de acordo com Hofmann-Wellenhof et al (2001):

$$I_{fR}^S = -\frac{40,3}{f^2} \text{TEC} \quad (3.20)$$

$$I_{gR}^S = +\frac{40,3}{f^2} \text{TEC} \quad (3.21)$$

onde o conteúdo eletrônico total (TEC) é definido como a integral da densidade eletrônica ao longo do percurso do sinal:

$$\text{TEC} = \int_{\text{TX}}^{\text{RX}} N_e dS \quad (3.22)$$

sendo dS a distância geométrica ao longo da linha de visada entre o satélite e o receptor.

Para fins de padronização e modelagem, usa-se o TEC na direção vertical (zenital) (VTEC- Vertical TEC) no ponto ionosférico que pode ser obtido a partir da multiplicação entre o TEC e a função de mapeamento geométrica ($\cos(z')$) (MATSUOKA et al., 2009):

$$\text{VTEC} = \cos(z') \text{TEC} \quad (3.23)$$

onde o valor de z' , que representa o ângulo zenital do caminho do sinal sobre o ponto ionosférico localizado em uma camada de altura média (h_m), é obtido de acordo com a seguinte expressão (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001):

$$\text{sen } z' = \frac{r_m}{r_m + h_m} \text{sen } z \quad (3.24)$$

onde r_m é o raio médio da Terra ($r_m \approx 6371$ km), h_m representa a altura média do pico do perfil vertical da densidade de elétrons da ionosfera, que geralmente varia entre 300 e 450 km, e z é o ângulo zenital do satélite ($z=90^\circ - \text{el}$), onde “el” é o ângulo de elevação do satélite. A Figura 3.8 ilustra as quantidades envolvidas na Eq. 3.24 (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001):

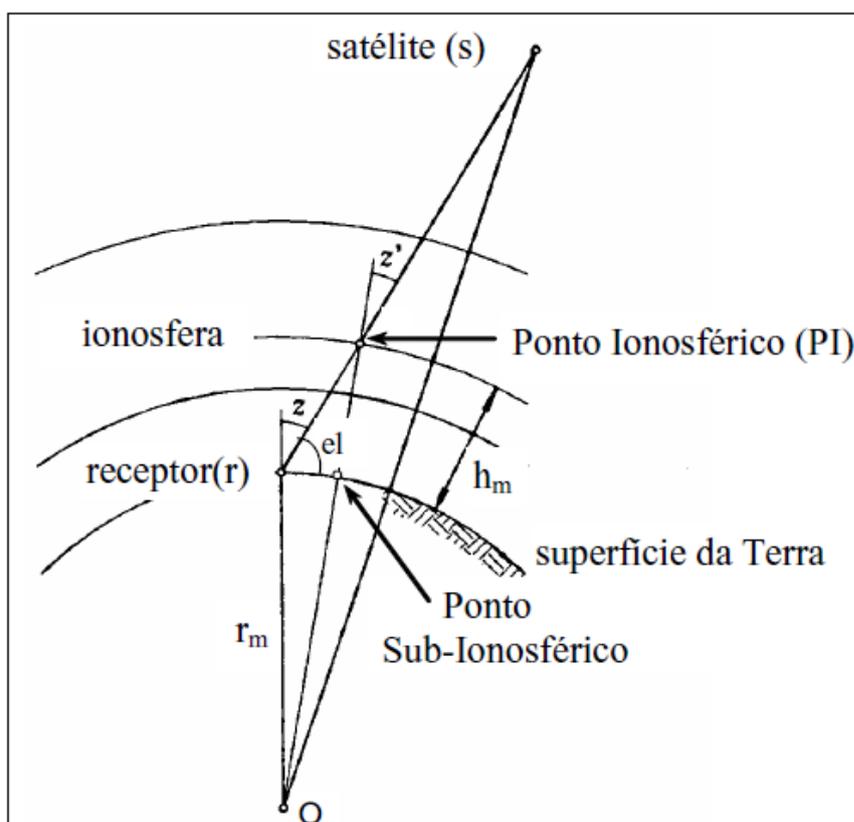


Figura 3.8: Geometria da trajetória do sinal GPS na ionosfera. Fonte: Adaptada de Hofmann-Wellenhof et al (2001)

Os valores de TEC calculados são obtidos para um ponto da camada ionosférica, denominado de ponto ionosférico. O ponto ionosférico é a intersecção entre o valor satélite/receptor e a simples camada que representa a ionosfera.

A localização do ponto ionosférico pode ser calculada em função da latitude e da longitude geográfica da estação (receptor), do azimute e do ângulo de elevação do satélite. Desta forma, a latitude e a longitude geográfica do ponto ionosférico são calculados da seguinte forma (EL-GIZAWY, 2003):

$$\begin{aligned}\varphi_{PI} &= \text{sen}^{-1}[\text{sen}\varphi_r \cos\psi + \cos\varphi_r \text{sen}\psi \cos Az] \lambda_{PI} \\ &= \lambda_r + \text{sen}^{-1}\left(\frac{\text{sen}\psi \text{sen} Az}{\cos\varphi_{PI}}\right)\end{aligned}\quad (3.25)$$

Sendo:

$$\psi = \frac{\pi}{2} - el - \text{sen}^{-1}\left(\frac{r_m}{r_m + h_m} \cos(el)\right)\quad (3.26)$$

onde

φ_{PI} e λ_{PI} - latitude e longitude do ponto ionosférico;

φ_r e λ_r - latitude e longitude da estação (receptor);

el - ângulo de elevação;

Az - azimute do satélite;

r_m - raio médio da Terra;

h_m - altura média do pico da camada ionosférica.

4 ESPESSURA EQUIVALENTE IONOSFÉRICA

Ao longo das últimas cinco décadas, tem se estudado o comportamento da espessura equivalente ionosférica (τ) em regiões de diferentes latitudes e suas variabilidades dia-a-dia, temporais, sazonais, e com a intensidade da atividade magnética. Uma investigação detalhada deste parâmetro em relação às baixas e médias latitudes foram explanadas por diferentes autores, tais como Bhuyan et al (1986), Rao et al (1988), Davies e Liu (1991), Bhonsle et al (1965), Titheridge (1973), McNamara e Smith (1982) e Gulyaeva (1977). Estudos relacionados às variações da τ nas regiões de alta latitude são raras, tais como Buonsanto et al (1979) (JAYACHANDRAN et al., 2004; S.JIN et al., 2007).

A espessura equivalente ionosférica (τ) é um parâmetro que fornece informações substanciais a respeito da forma de distribuição de ionização num determinado local da ionosfera. Através das informações obtidas da análise da espessura equivalente τ , é possível compreender o comportamento de alguns parâmetros ionosféricos, tais como: a temperatura do gás neutro (T_n), a altura de escala vertical (H) dos constituintes ionizáveis e a altura de transição definido pela relação entre os íons O^+ e H^+ definido pela relação entre O^+/H^+ (TITHERIDGE, 1973; JAYANCHANDRAN et al., 2004; DAVIES; LIU, 1991). Com isso, a τ é um importante parâmetro a ser considerado no estudo dos processos físicos que alteram o comportamento espacial e temporal da ionosfera. A espessura equivalente ionosférica pode ser muito útil na compreensão das variações naturais da alta atmosfera e, portanto, ser empregado na modelagem da ionosfera (S.JIN et al., 2007; STANKOV et al., 2009). Por exemplo, suas descrições estão presentes nos modelos ionosféricos, tais como o International Reference Ionosphere (IRI) (BILITZA, 1990).

A τ pode ser obtida a partir das observações realizadas na parte superior da ionosfera por GPS (TEC) e na parte inferior da ionosfera através das ionossondas digitais (N_mF_2), incluindo o perfil da densidade eletrônica em relação ao perfil de altura.

A espessura equivalente ionosférica (τ) sob uma determinada estação é definida (DAVIES, 1990) como a razão entre o conteúdo eletrônico total vertical (VTEC), medido em unidades de TEC ($1 \text{ TECU} = 10^{16} \text{ elétrons/m}^2$), e a máxima densidade eletrônica da região F_2 ($N_m F_2$):

$$\tau = \frac{\text{VTEC}}{N_m F_2} \text{ (km)}. \quad (4.1)$$

Desde que a frequência crítica de reflexão da camada F_2 ($f_0 F_2$) esteja relacionada à máxima densidade eletrônica da ionosfera, têm-se que:

$$N_m F_2 = 1,24 \cdot (f_0 F_2)^2 \times 10^{10} \left(\frac{\text{elétrons}}{\text{m}^3} \right), \quad (4.2)$$

o que resulta numa espessura equivalente ionosférica expressa em termos de $f_0 F_2$, onde $f_0 F_2$ é dado em MHz e a espessura equivalente ionosférica τ em km.

$$\tau = \frac{\text{TEC} \cdot 10^3}{1,24 \cdot (f_0 F_2)^2}. \quad (4.3)$$

Em outras palavras, τ representa a espessura equivalente de uma ionosfera “idealizada” que contém o mesmo conteúdo eletrônico da ionosfera “real”, porém com uma densidade eletrônica uniforme igual à máxima densidade eletrônica no pico da região F (Figura 4.1) (STANKOV et al., 2009).

onde m é a massa do constituinte, g denota a gravidade, T é a temperatura e k é a constante de Boltzmann ($1,380658 \times 10^{-23}$ J/deg).

Na prática, a altura de escala vertical pode ser deduzida, aproximadamente, como sendo a distância vertical na qual a concentração dos constituintes atmosféricos se altera através de um fator exponencial ($e \approx 2,718281828$). Uma vez que a temperatura varia com a altitude, conseqüentemente a altura de escala também tenderá a variar (STANKOV et al., 2006).

Dalgarno et al (1963) realizaram uma pesquisa na qual investigaram a variação diária das temperaturas ionosféricas. Esta pesquisa mostrou que a variação diária da temperatura neutra está associada ao aquecimento e resfriamento dos elétrons livres na ionosfera. O processo de aquecimento dos elétrons é realizado através da fonte de radiação solar no espectro do ultravioleta, enquanto que, o resfriamento dos elétrons ocorre através dos processos de colisões com íons positivos e partículas neutras. Semelhante ao comportamento da espessura equivalente ionosférica, a temperatura neutra também apresenta variações diárias, sazonais e latitudinais.

Titheridge (1973) verificou que a espessura equivalente ionosférica depende principalmente da temperatura neutra, e que corresponde aproximadamente a uma temperatura de $0,87 T_n$ para uma camada Chapman- α . Acima do pico da camada F_2 a densidade eletrônica diminui devido ao aumento exponencial do coeficiente de difusão, com uma altura de escala igual à altura de escala do oxigênio atômico (H_n). Assumindo que o comportamento da camada F_2 seja semelhante a uma camada de Chapman- α , obtém-se as seguintes relações (TITHERIDGE, 1973):

$$T_e = T_i = T_n \quad e \quad H' = 0,87H_n \quad (4.5)$$

onde H' representa a altura de escala da camada Chapman- α e T_e , T_i e T_n representam as temperaturas dos elétrons, íons e neutras respectivamente.

Para uma camada Chapman- α com uma altura de escala fixa H' , o conteúdo eletrônico total (TEC) dividido pela máxima densidade eletrônica do pico da camada F_2 ($N_m F_2$) resulta em uma $\tau = 4,133H'$. Para um átomo de oxigênio a uma altura em torno de 400 km, têm-se $H_n = 0,06T_n$. Portanto, a equação da espessura equivalente ionosférica em função da temperatura neutra é dada por (TITHERIDGE, 1973):

$$\tau = 0,216T_n \quad (4.6)$$

onde τ é dado em km e T_n em Kelvin (K).

Assim como Titheridge (1973), Furman e Prasad (1973) também constataram uma relação entre τ e a altura de escala do plasma, porém notaram que esta relação é ineficiente quando se aplica a temperatura dos íons e dos elétrons. Para compreender o comportamento e a variação da temperatura neutra da ionosfera, é necessário entender os processos da termodinâmica resultante dos elétrons livres.

A parte superior da ionosfera, que se encontra acima do pico da camada F_2 , tem sido explorada continuamente por satélites através das medidas do conteúdo eletrônico da ionosfera. A partir destas medidas, tem-se uma ideia geral da distribuição espacial de temperatura, da concentração de elétrons e da composição iônica. Pesquisas já realizadas mostram que as composições de íons positivos se alteram em razão do aumento da altura, variando de íons de oxigênio O^+ , que dominam a região F, para os íons luminosos H^+ da heliosfera e protonosfera (RISHBETH; GARRIOT, 1969).

Acima da altura de transição h_t (O^+/H^+), onde a densidade de O^+ e H^+ são iguais, há um grande aumento na altura de escala do plasma. De acordo com Titheridge (1973), a altura de transição é inversamente proporcional à espessura equivalente ionosférica. Se a altura de transição diminui abaixo de 1000 km, a medida da espessura equivalente ionosférica aumenta rapidamente. Este fenômeno

é observado principalmente durante o período de baixa atividade solar no solstício de inverno, onde após o pôr do Sol a espessura equivalente ionosférica aumenta consideravelmente devido a uma diminuição da altura de transição O^+/H^+ (TITHERIDGE, 1973).

4.2 Variabilidades da Espessura Equivalente Ionosférica

Observações realizadas nas regiões de baixas e médias latitudes em determinados setores longitudinais indicam a ocorrência de um pico na τ antes do nascer do Sol, conhecido como PDE (“pre-dawn enhancement”). Estes fenômenos foram registrados por diversos pesquisadores, como Walker e Ting (1972), Bhuyan et al (1965), Bhonsle et al (1965), Noxon e Johanson (1970), Titheridge (1973), Essex (1978), Buonsanto et al (1979) e McNamara e Smith (1982). Minakoshi e Nishimuta (1994) registraram no setor japonês, o surgimento de um grande pico na τ antes do nascer do Sol durante o período de baixa atividade solar, enquanto que, na fase ascendente do ciclo solar notaram que este pico desaparecia. No entanto, este fenômeno pode ser observado novamente durante o período de máxima atividade solar (JAYACHANDRAN et al., 2004). De acordo com Titheridge (1973), o surgimento destes picos na τ antes do nascer do Sol ocorrem devido ao movimento da ionosfera para baixo fortemente influenciado pelos ventos neutros termosféricos. Neste caso, mudanças no comportamento do TEC e de N_mF_2 , e conseqüentemente sobre os valores da τ , podem estar associados às diferenças nas mudanças de composição da atmosfera neutra, principalmente nas concentrações de N_2 e O_2 , que aceleram a recombinação dos íons O^+ . Outra hipótese se deve ao fato do nascer do Sol ocorrer mais cedo a uma determinada altura acima da camada F_2 , causando produção de ionização na parte superior da ionosfera e dando ao TEC uma “vantagem” sobre o N_mF_2 , que ainda está em decomposição devido aos processos de recombinação. Este último fator deve-se essencialmente ao fato de que, uma vez que a τ denota a razão entre TEC e N_mF_2 , sua variabilidade está sujeita à uma combinação de efeitos provocados pelas variabilidades de ambos os parâmetros.

Rastogi (1988) explica ainda que o surgimento de um pico na τ antes do nascer do Sol pode estar associado à eletrodinâmica da região F equatorial durante as horas que antecedem o nascer do Sol, principalmente no que concerne às mudanças na altitude de transição entre os íons O^+ e H^+ . Conforme mencionado anteriormente, acima do pico a ionosfera é bastante sensível às variações entre a razão das concentrações dos íons H^+ e O^+ . Os íons protonosféricos (H^+) vindos da plasmasfera (à noite) ocorrem devido aos fluxos difusivos ao longo das linhas de campo fechadas, de forma análoga ao fluxo difusivo do íon O^+ que ocorre na ionosfera. Os íons H^+ ao se difundirem em direção ao topo da ionosfera fazem com que o nível crítico de altitude onde ocorre a troca de carga com o oxigênio atômico resulte em um fluxo de O^+ , entre outras palavras, um aumento no fluxo de H^+ sobre a ionosfera tende a aumentar a quantidade de íons O^+ na região F. Conseqüentemente, um intenso fluxo de H^+ em direção ao topo da ionosfera pode diminuir a altura no nível de transição onde $[O^+] = [H^+]$, e com isso alterar a forma de distribuição da densidade eletrônica aumentando a espessura equivalente da ionosfera (MUELLA, 2008).

Outro fenômeno observado nas variabilidades da τ é o surgimento de um pico após o pôr do Sol, também conhecido como PSE (“postsunset enhancement”). Nestes horários dois fatores podem estar simultaneamente contribuindo para este aumento na espessura equivalente da ionosfera: (1) o efeito fonte equatorial do plasma na região F associado aos campos elétricos de dínamo; e (2) o fluxo vertical de plasma em direção ao topo da ionosfera. Nas regiões equatoriais e de baixa latitude e durante diferentes períodos sazonais, no horário de ocorrência do pico pré-reversão, este fenômeno ocorre principalmente devido ao efeito fonte equatorial. A deriva vertical da camada ao transportar o plasma para altitudes mais elevadas tem como efeito combinado um aumento da espessura equivalente da ionosfera. Neste horário de subida da camada um decréscimo na densidade eletrônica no pico da ionosfera pode ser atribuído a um aumento abrupto do fluxo de plasma rico em O^+ penetrando em direção ao topo da ionosfera. Em contrapartida, um aumento no TEC deverá ser observado. Se os íons O^+ penetram para cima da altitude crítica de transição entre o topo da ionosfera e a plasmasfera, superando o fluxo difusivo normal que ocorre de H^+ em direção ao topo da ionosfera, então é possível que a concentração de H^+ logo acima da altitude de transição tenda a diminuir, uma vez

que a deriva vertical para cima irá trazer mais O^+ para dentro da plasmafera. Este fluxo deverá persistir até a reversão da deriva vertical. Em contrapartida, este fluxo de O^+ leva a uma troca de carga com o hidrogênio, resultando num fluxo de H^+ dentro da plasmasfera. Simultaneamente difusão de H^+ deverá estar ocorrendo em direção ao topo da ionosfera. Com isso, se a espessura equivalente da camada aumenta após o pôr do Sol, intuitivamente a altura de transição está diminuindo ou, pelo menos, mantendo-se num mesmo nível.

5 ANÁLISE DOS DADOS

Para a realização deste trabalho foram utilizados dados experimentais fornecidos por dois tipos de equipamentos de sondagem ionosférica: ionossonda digital CADI e receptor GPS. Os dados disponíveis de ionossonda nas estações de Palmas e São José dos Campos foram reduzidos durante o período de Março de 2009 à Fevereiro de 2010

As ionossondas digitais e os receptores GPS estão instalados em duas estações distintas localizadas sobre o território brasileiro. Uma ionossonda e um receptor GPS encontram-se localizados na estação equatorial de Palmas, e outra ionossonda e receptor GPS estão operando em São José dos Campos, uma estação de baixa latitude caracterizada por estar sob o máximo latitudinal (crista) sul da anomalia ionosférica equatorial.

Na Tabela 5.1 são mostradas as localizações dos observatórios com suas respectivas coordenadas geográficas e latitude dip. A Figura 5.1 mostra a localização destas estações em relação ao equador magnético, onde também é possível notar que ambas as estações estão alinhadas próximo ao meridiano magnético.

Tabela 5.1: Localização geográfica das ionossondas digitais e receptores GPS.

Estação	Latitude Geográfica	Longitude Geográfica	Latitude dip
São José dos Campos	23°07' S	45°52' O	19°61' S
Palmas	10°12' S	48°21' O	7°73' S

As ionossondas digitais registram diariamente dados a cada 5 minutos. Estes dados são registrados na forma de ionogramas. Os receptores GPS fornecem dados diários a cada 30 segundos, tanto nas estações de Palmas quanto em São José dos Campos. No presente estudo, foram utilizados dados correspondentes ao período de

mínima atividade solar, que abrange o período de Março de 2009 à Fevereiro de 2010 durante 24 horas de observação diária. Para obter os dados da frequência crítica da camada F2, reduzi os dados de ionogramas disponíveis nas duas estações (Palmas e São José dos Campos). Já os dados de TEC, foram reduzidos e disponibilizados pelo Dr. Alessandro Abreu durante o período já citado anteriormente. O parâmetro extraído dos ionogramas gerados pelas ionossondas é a frequência crítica da camada F₂ (f_0F_2), e do receptor GPS o parâmetro determinado o VTEC.



Figura 5.1: Mapa de localização das estações (Ionossonda Digital e Receptor GPS) em Palmas e São José dos Campos.

Devido à diferença de intervalo de tempo dos dados coletados pela ionossonda digital e pelo receptor GPS, foi necessário realizar a sincronização temporal destes parâmetros para se obter o valor da espessura equivalente ionosférica (τ). Como os dados da N_mF_2 (fornecidos pela ionossonda) foram gerados num intervalo de cinco minutos e os dados de VTEC (receptor GPS) foram gerados num intervalo de um minuto e meio, foi necessário selecionar dados de VTEC que correspondessem aproximadamente aos dados gerados pela ionossonda. A Tabela 5.2 mostra a relação entre os tempos gerados pela ionossonda digital e receptor GPS visando sincronizar os dados com uma menor diferença possível.

Tabela 5.2: Relação entre os tempos (em minutos) fornecidos pela ionossonda digital e receptor GPS.

Ionossonda Digital	Receptor GPS
00:00:00	00:01:00
00:05:00	00:05:30
00:10:00	00:10:00
00:15:00	00:14:30
00:20:00	00:20:30
00:25:00	00:25:00
00:30:00	00:29:30
00:35:00	00:35:30
00:40:00	00:40:00
00:45:00	00:44:30
00:50:00	00:50:30
00:55:00	00:55:00

Para calcular a espessura equivalente ionosférica τ utilizou-se de duas ferramentas computacionais de forma a obter os dados referentes à máxima frequência crítica da camada F_2 “ f_0F_2 ” (parâmetro utilizado no cálculo de N_mF_2) e o valor de TEC vertical (VTEC). As ferramentas utilizadas respectivamente são: “UDIDA” (Univap Digital Ionosonde Data Analysis) e o “Plotar_arg”, disponíveis no Laboratório de Física & Astronomia da UNIVAP.

5.1 Redução do Parâmetro f_0F_2 e Cálculo de N_mF_2

Para obter os valores do parâmetro f_0F_2 através dos ionogramas gerado pelo UDIDA, foram realizados procedimentos iniciais de modo a cadastrar as estações (observatórios) nos quais seriam analisados. O primeiro passo foi cadastrar os observatórios de Palmas e São José dos Campos no programa UDIDA com as suas respectivas coordenadas geográficas e demais parâmetros, como mostra a Figura 5.2.

The figure displays two side-by-side screenshots of the 'Cadastro de Observatórios' application. Each window contains a form with the following fields and values:

Nome:	Palmas	SJC Campos
Caminho:	C:\Users\Marcelo\Documents\doc...	C:\Users\Marcelo\Documents\doc...
Latitude:	-10,28	-23,21
Longitude:	-48,33	-45,86
Altitude:	0,26	0,6
Hora Local:	-3	-3
Raio do Equador:	6378,14	6378,14
Raio do Polo:	6356,755	6356,755

At the bottom of each window, there are buttons for 'Novo', 'Alterar', 'Excluir', and 'Salvar'. Below the buttons, the status is shown as '1 \ 4 Observatório (s)' for Palmas and '4 \ 4 Observatório (s)' for SJC Campos.

Figura 5.2: Parametrização dos observatórios.

Ao escolher a estação de observação e verificar a disponibilidade dos dados, o dia cujo parâmetro f_0F_2 será reduzido é selecionado e o programa apresenta todos os ionogramas gravados dentro do período de 24 horas. A Figura 5.3 mostra um exemplo de como foi extraído o valor de f_0F_2 , neste caso referente a estação de São José dos Campos (SJC), no dia 02 de julho de 2009 as 10:00 UT (Hora Universal) / 07:00 LT (Hora Local). Nesta figura é possível ver ao fundo uma imagem do

ionograma registrado pela ionossonda. Dentro do círculo ovalado com linha sólida preta aparecem os traços ordinário e extraordinário dos sinais refletidos pela ionosfera. As diferenças de cores ao longo dos traços representam as alterações na amplitude da potência do sinal recebido. Na janela sobre o ionograma ficam registrados os parâmetros escalonados durante a redução de dados.

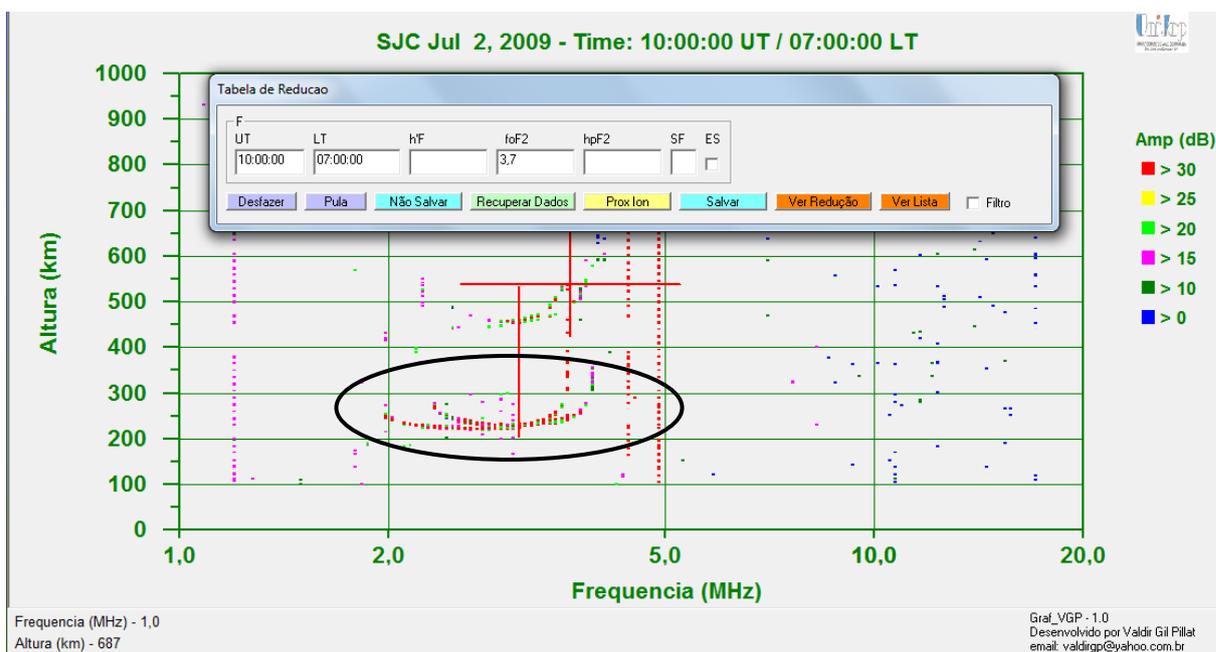


Figura 5.3: Visualização do ionograma reduzido para a região F.

Na Figura 5.3 é possível notar que o traço vertical da cruz em vermelho está exatamente sobre o traço da onda ordinária. Neste caso em específico, o valor obtido da máxima frequência crítica da camada f_0F_2 é de 3,7 MHz, o que resulta num valor da máxima densidade eletrônica da camada F_2 (N_mF_2) de $16,98 \times 10^{10}$ (elétrons/ m^3):

$$N_mF_2 = 1,24 \times 10^{10} \cdot (f_0F_2)^2 \quad (5.1)$$

logo,

$$N_mF_2 = 16,98 \times 10^{10} \left(\frac{\text{elétrons}}{m^3} \right) \quad (5.2)$$

Todavia, nem sempre o traço é nítido devido a razões instrumentais ou operacionais e, para isso, faz-se necessário extrapolar em frequência o sinal ordinário de forma que possamos obter o valor mais provável da frequência crítica. Para se obter o valor da máxima frequência crítica da camada F_2 , é necessário realizar a técnica denominada como “extrapolação”. Esta técnica é amplamente abordada na literatura e neste trabalho seguimos as recomendações da “International Union of Radio Science” (URSI), descritas no “Handbook of Ionogram Interpretation and Reduction”, onde é demonstrado como extrair o valor da frequência crítica da onda ordinária independentemente da camada que está sendo analisada.

5.2 Determinação do Conteúdo Eletrônico Total Vertical (VTEC)

Para obter os valores do Conteúdo Eletrônico Total sobre as estações na Vertical (VTEC), faz-se necessário a utilização dos dados de observação das estações de GPS de São José dos Campos (UNIV) e Palmas (TOPL), gerenciados respectivamente pelo Laboratório de Física & Astronomia da UNIVAP e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística/Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (IBGE/RBMC). A padronização dos dados obtidos pelos receptores das redes da UNIVAP e do IBGE/RBMC como um todo, são realizadas utilizando arquivos de observação num formato padrão denominado “Receiver Independent Exchange (RINEX)” e arquivos de órbitas precisas dos satélites de GPS.

5.2.1 Arquivos de Observação no Formato RINEX

O formato RINEX (“Receiver Independent Exchange Format”) foi desenvolvido pelo Instituto Astronômico da Universidade de Berne com o intuito de padronizar a troca de informações de dados GPS fornecidos por diversos receptores de diferentes fabricantes.

O formato RINEX é composto por seis tipos de arquivos ASCII que atende as seguintes aplicações: arquivos de observação, navegação, dados meteorológicos, navegação de satélite GLONASS, navegação de satélite Geoestacionário (GEO) e arquivos com informações dos relógios do satélite e receptor. Estes arquivos contém um cabeçalho com informações gerais sobre o arquivo e uma seção de dados. A versão mais comum do RINEX é a versão 2.1, que disponibiliza medidas de pseudodistância de código (em metros), fase da portadora (ciclos inteiros) e sistemas Doppler para satélites GPS e GLONASS. A versão RINEX 3.0, recentemente disponível, registram medidas dos futuros satélites de posicionamento europeu, denominado GALILEO. Dentre os arquivos RINEX citados anteriormente, o arquivo utilizado neste presente estudo foi o arquivo de observação, como por exemplo, o arquivo “*univ1823.09o*”, que representa:

univ: sigla da estação GPS localizada na UNIVAP em São José dos Campos

182: corresponde ao dia 01 de julho da tabela “Ano Juliano”

3: corresponde ao dia 3 na semana GPS

09: corresponde ao ano de 2009

o: arquivo de observação

Os arquivos de dados RINEX do receptor de GPS de Palmas foram obtidos da página do IBGE/RBMC (<http://www.ibge.gov.br/>).

5.2.2 Arquivos de Órbitas Precisas no Formato SP3

O formato SP3 (“Standard Product # 3”) é o formato orbital utilizado nos satélites GPS. Nos arquivos de órbitas precisas ficam registrados os parâmetros de tempo (semana GPS, hora GPS, tempo de origem de clock, etc.), parâmetros dos satélites (precisão de cada satélite, parâmetros de correção do relógio, etc.) e parâmetros das efemérides (semi-eixos das órbitas dos satélites, excentricidade, inclinação da órbita, correções da órbita, etc.) (MONICO, 2000). A referência de tempo é em hora GPS, mesmo quando apresentados em dias Gregorianos ou dia Juliano Modificado.

A partir das órbitas produzidas nos vários centros, realizam-se combinações resultando em efemérides identificadas pelas siglas IGS, IGR E IGU (MONICO, 2008). A sigla IGS é composta por uma combinação de órbitas disponíveis após 13 dias após a coleta de dados. A sigla IGR são órbitas IGS rápidas que fornecem dados após 17 horas da coleta dos dados e a sigla IGU são órbitas IGS ultrarrápidas que fornecem dados em tempo real (predita) e outras com inclusão de observáveis, disponíveis em 3 horas.

Os dados de órbitas precisas dos satélites de GPS podem ser obtidos através da rede global do IGS/JPL (“International GNSS Service/ Jet Propulsion Laboratory”), disponível em http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods_cb.html. Para acessar os arquivos das órbitas precisas deve-se, inicialmente, conhecer a semana GPS correspondente ao dia na qual os dados de GPS serão processados. Informações sobre a semana GPS podem ser obtidas na página da “National Oceanic and Atmospheric Administration, disponível em <http://www.ngs.noaa.gov/CORS//Gpscal.shtml>. Por exemplo, para a data de 1º de julho de 2009, o que corresponde ao dia Juliano 182, a semana GPS equivale a 1538. A Figura 5.4 mostra um exemplo do calendário GPS para o ano de 2009. O dia 1 de julho (uma quarta-feira) corresponde ao dia 3 da semana GPS 1538, sendo que os dias da semana GPS vão de 0 à 6 e começam a contar a partir do domingo. Desta forma, dentro do site da NOAA deve ser baixado o arquivo de órbita precisa (*.sp3) do IGS referente ao dia 3 da semana 1538, conforme exemplificado na Figura 5.5.

2009 GPS CALENDAR 2009							
GPSwk	Sunday 0	Monday 1	Tuesday 2	Wednesday 3	Thursday 4	Friday 5	Saturday 6
1512					1 JA 001	2 JA 002	3 JA 003
1513	4 JA 004	5 JA 005	6 JA 006	7 JA 007	8 JA 008	9 JA 009	10 JA 010
1514	11 JA 011	12 JA 012	13 JA 013	14 JA 014	15 JA 015	16 JA 016	17 JA 017
1515	18 JA 018	19 JA 019	20 JA 020	21 JA 021	22 JA 022	23 JA 023	24 JA 024
1516	25 JA 025	26 JA 026	27 JA 027	28 JA 028	29 JA 029	30 JA 030	31 JA 031
1517	1 FE 032	2 FE 033	3 FE 034	4 FE 035	5 FE 036	6 FE 037	7 FE 038
1518	8 FE 039	9 FE 040	10 FE 041	11 FE 042	12 FE 043	13 FE 044	14 FE 045
1519	15 FE 046	16 FE 047	17 FE 048	18 FE 049	19 FE 050	20 FE 051	21 FE 052
1520	22 FE 053	23 FE 054	24 FE 055	25 FE 056	26 FE 057	27 FE 058	28 FE 059
1521	1 MR 060	2 MR 061	3 MR 062	4 MR 063	5 MR 064	6 MR 065	7 MR 066
1522	8 MR 067	9 MR 068	10 MR 069	11 MR 070	12 MR 071	13 MR 072	14 MR 073
1523	15 MR 074	16 MR 075	17 MR 076	18 MR 077	19 MR 078	20 MR 079	21 MR 080
1524	22 MR 081	23 MR 082	24 MR 083	25 MR 084	26 MR 085	27 MR 086	28 MR 087
1525	29 MR 088	30 MR 089	31 MR 090	1 AP 091	2 AP 092	3 AP 093	4 AP 094
1526	5 AP 095	6 AP 096	7 AP 097	8 AP 098	9 AP 099	10 AP 100	11 AP 101
1527	12 AP 102	13 AP 103	14 AP 104	15 AP 105	16 AP 106	17 AP 107	18 AP 108
1528	19 AP 109	20 AP 110	21 AP 111	22 AP 112	23 AP 113	24 AP 114	25 AP 115
1529	26 AP 116	27 AP 117	28 AP 118	29 AP 119	30 AP 120	1 MY 121	2 MY 122
1530	3 MY 123	4 MY 124	5 MY 125	6 MY 126	7 MY 127	8 MY 128	9 MY 129
1531	10 MY 130	11 MY 131	12 MY 132	13 MY 133	14 MY 134	15 MY 135	16 MY 136
1532	17 MY 137	18 MY 138	19 MY 139	20 MY 140	21 MY 141	22 MY 142	23 MY 143
1533	24 MY 144	25 MY 145	26 MY 146	27 MY 147	28 MY 148	29 MY 149	30 MY 150
1534	31 MY 151	1 JE 152	2 JE 153	3 JE 154	4 JE 155	5 JE 156	6 JE 157
1535	7 JE 158	8 JE 159	9 JE 160	10 JE 161	11 JE 162	12 JE 163	13 JE 164
1536	14 JE 165	15 JE 166	16 JE 167	17 JE 168	18 JE 169	19 JE 170	20 JE 171
1537	21 JE 172	22 JE 173	23 JE 174	24 JE 175	25 JE 176	26 JE 177	27 JE 178
1538	28 JE 179	29 JE 180	30 JE 181	1 JL 182	2 JL 183	3 JL 184	4 JL 185
1539	5 JL 186	6 JL 187	7 JL 188	8 JL 189	9 JL 190	10 JL 191	11 JL 192
1540	12 JL 193	13 JL 194	14 JL 195	15 JL 196	16 JL 197	17 JL 198	18 JL 199
1541	19 JL 200	20 JL 201	21 JL 202	22 JL 203	23 JL 204	24 JL 205	25 JL 206
1542	26 JL 207	27 JL 208	28 JL 209	29 JL 210	30 JL 211	31 JL 212	1 AU 213
1543	2 AU 214	3 AU 215	4 AU 216	5 AU 217	6 AU 218	7 AU 219	8 AU 220
1544	9 AU 221	10 AU 222	11 AU 223	12 AU 224	13 AU 225	14 AU 226	15 AU 227
1545	16 AU 228	17 AU 229	18 AU 230	19 AU 231	20 AU 232	21 AU 233	22 AU 234
1546	23 AU 235	24 AU 236	25 AU 237	26 AU 238	27 AU 239	28 AU 240	29 AU 241
1547	30 AU 242	31 AU 243	1 SE 244	2 SE 245	3 SE 246	4 SE 247	5 SE 248
1548	6 SE 249	7 SE 250	8 SE 251	9 SE 252	10 SE 253	11 SE 254	12 SE 255
1549	13 SE 256	14 SE 257	15 SE 258	16 SE 259	17 SE 260	18 SE 261	19 SE 262
1550	20 SE 263	21 SE 264	22 SE 265	23 SE 266	24 SE 267	25 SE 268	26 SE 269
1551	27 SE 270	28 SE 271	29 SE 272	30 SE 273	1 OC 274	2 OC 275	3 OC 276
1552	4 OC 277	5 OC 278	6 OC 279	7 OC 280	8 OC 281	9 OC 282	10 OC 283
1553	11 OC 284	12 OC 285	13 OC 286	14 OC 287	15 OC 288	16 OC 289	17 OC 290
1554	18 OC 291	19 OC 292	20 OC 293	21 OC 294	22 OC 295	23 OC 296	24 OC 297
1555	25 OC 298	26 OC 299	27 OC 300	28 OC 301	29 OC 302	30 OC 303	31 OC 304
1556	1 NO 305	2 NO 306	3 NO 307	4 NO 308	5 NO 309	6 NO 310	7 NO 311
1557	8 NO 312	9 NO 313	10 NO 314	11 NO 315	12 NO 316	13 NO 317	14 NO 318
1558	15 NO 319	16 NO 320	17 NO 321	18 NO 322	19 NO 323	20 NO 324	21 NO 325
1559	22 NO 326	23 NO 327	24 NO 328	25 NO 329	26 NO 330	27 NO 331	28 NO 332
1560	29 NO 333	30 NO 334	1 DE 335	2 DE 336	3 DE 337	4 DE 338	5 DE 339
1561	6 DE 340	7 DE 341	8 DE 342	9 DE 343	10 DE 344	11 DE 345	12 DE 346
1562	13 DE 347	14 DE 348	15 DE 349	16 DE 350	17 DE 351	18 DE 352	19 DE 353
1563	20 DE 354	21 DE 355	22 DE 356	23 DE 357	24 DE 358	25 DE 359	26 DE 360
1564	27 DE 361	28 DE 362	29 DE 363	30 DE 364	31 DE 365		

Figura 5.4: Calendário GPS para o ano de 2009.

	igs15382.sp3.Z	16-Jul-2009 05:45	91K
	igs15383.clk.Z	16-Jul-2009 05:45	1.2M
	igs15383.clk_30s.Z	16-Jul-2009 05:45	2.0M
	igs15383.cls.Z	16-Jul-2009 05:45	13K
	igs15383.sp3.Z	16-Jul-2009 05:45	92K
	igs15384.clk.Z	16-Jul-2009 05:45	1.2M
	igs15384.clk_30s.Z	16-Jul-2009 05:45	2.0M
	igs15384.cls.Z	16-Jul-2009 05:45	12K
	igs15384.sp3.Z	16-Jul-2009 05:45	92K

Figura 5.5: Identificação dos arquivos de órbitas precisas IGS dentro da página da NOAA.

5.2.3 Processamento dos dados do GPS

Antes de processar os dados de GPS (arquivos de observação e órbitas precisas) o primeiro procedimento é definir no programa “Plotar_arg” os parâmetros necessários para o cálculo de VTEC. Na Figura 5.6 é mostrada a tela de parametrização do programa, onde as duas primeiras linhas com grifo em amarelo registram o ano, o mês, o dia e as horas de início e fim cujo dado será processado. No cálculo do VTEC, a partir do programa “Plotar_arg”, cada dia deve ser processado separadamente. A terceira linha com grifo em amarelo indica o menor intervalo de tempo em minuto para qual o programa pode fornecer uma saída com o valor de VTEC. O método utilizado para processar os dados GPS e, conseqüentemente obter os valores de VTEC, parte a princípio da definição da função de mapeamento geométrica padrão (Eq. 3.23), adotando-se um ângulo de elevação maior do que 10° (quarta linha com grifo amarelo) e o h_m igual a 350 km (última linha de parametrização).

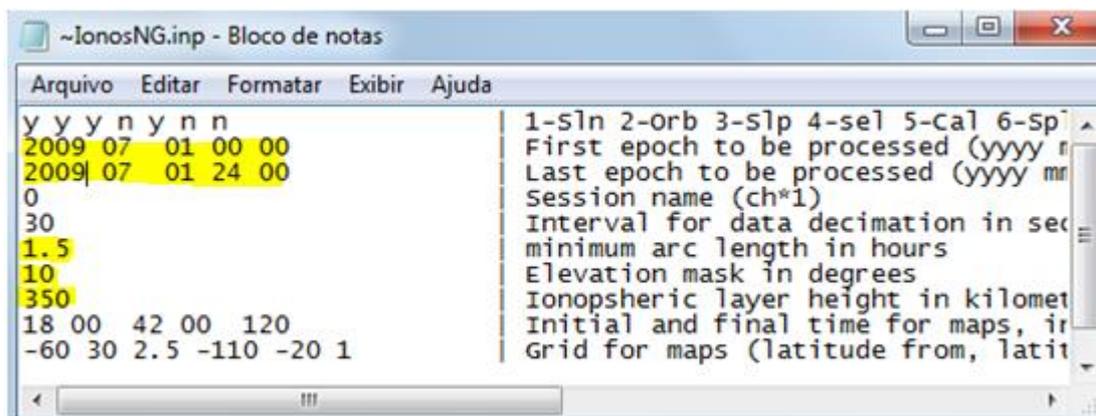


Figura 5.6: Parametrização dos dados de análise do VTEC.

A Figura 5.7 mostra como exemplo o gráfico de saída com o valor de VTEC gerado pelo programa “Plotar_arg” e o seu comportamento durante o dia 1 de julho de 2009. A descrição matemática do cálculo de VTEC foi descrita na Seção 3.

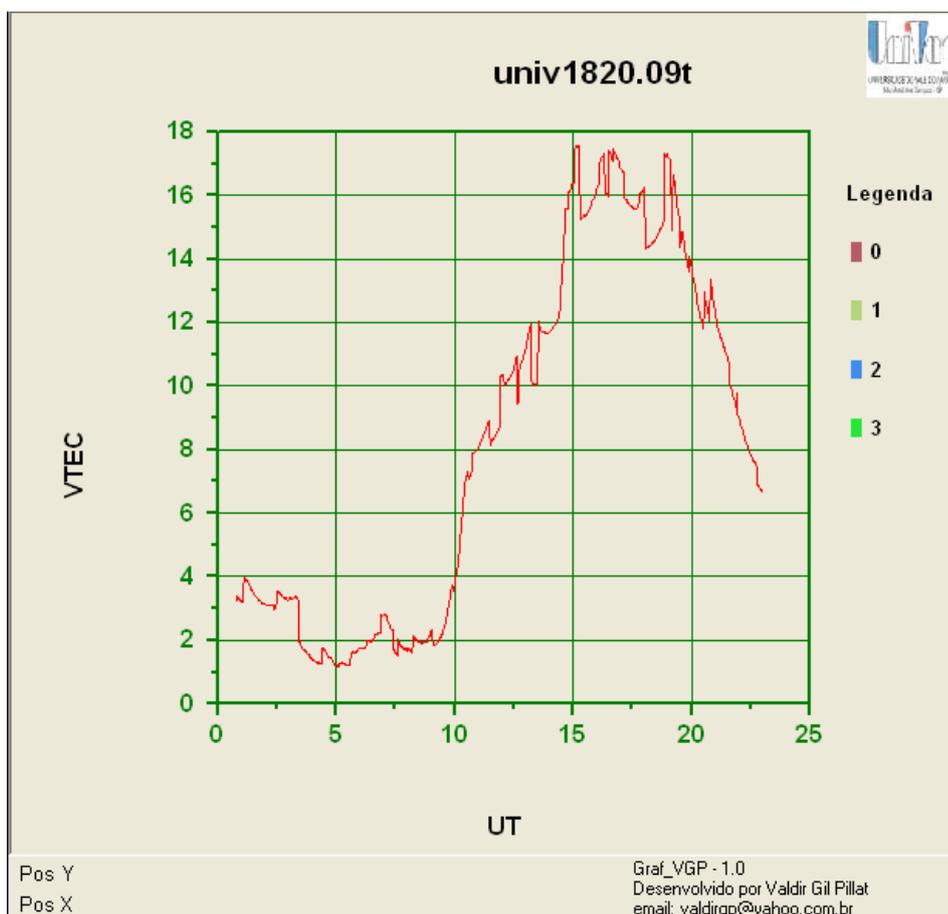


Figura 5.7: Variação do VTEC na estação de São José dos Campos no dia 01 de julho de 2009.

5.3 Determinação da Espessura Equivalente Ionosférica (τ)

Através dos dados obtidos do conteúdo eletrônico total vertical (VTEC) e da máxima densidade eletrônica na camada F_2 (N_mF_2), estimou-se a espessura equivalente ionosférica (τ), conforme descrito anteriormente na Seção 4.

Os valores de τ foram estimados no período de Março de 2009 à Fevereiro de 2010, num intervalo médio de cinco minutos para ambas as estações de São José dos Campos e Palmas. Durante este período foram processados, aproximadamente, 58.600 dados diários de TEC, N_mF_2 e τ , e organizados dentro dos respectivos períodos sazonais (solstício de verão, solstício de inverno e equinócios). Para calcular a τ , utilizou-se como ferramenta computacional o programa Excel, que através de uma lógica (PROCV), associou os dados de TEC e N_mF_2 num mesmo intervalo de tempo. Através destes dados, foi calculada a média mensal para cada período sazonal dentro do intervalo de cinco minutos.

Para representar graficamente o comportamento médio do TEC, N_mF_2 e τ nas estações de São José dos Campos e Palmas durante os três períodos sazonais, utilizou-se o programa OriginPro 7.0.

5.4 Análise da Temperatura da Atmosfera Neutra (T_n)

Valores de temperatura da atmosfera neutra (T_n) para as coordenadas das estações de São José dos Campos e Palmas foram obtidos através do modelo atmosférico MSIS-E-90 (Hedin, 1990) disponível em http://omniweb.gfsc.nasa.gov/vitmo/msis_vitmo.html.

Este “website” dispõe de vários modelos ionosféricos, dentre os quais utilizou-se o modelo calculado de temperatura neutra. Através desta ferramenta, foi possível obter os valores de temperatura neutra e analisar seu comportamento em relação à

espessura equivalente ionosférica estimada a partir dos dados de TEC e N_mF_2 coletados nas estações de São Jose dos Campos e Palmas.

A versão “online” do modelo MSIS-E-90 permite que o usuário configure os parâmetros de entrada do modelo, tais como, data, escala de tempo em hora local ou universal, as coordenadas geográficas (latitude e longitude) ou magnéticas das estações, a altura atmosférica na qual se pretende extrair os valores do modelo, índices solares e geomagnéticos (opcionais), e o intervalo de tempo no qual os dados serão fornecidos. Destes parâmetros citados, utilizou-se o dia quinze de cada mês como representativo do valor médio mensal, e extraíram-se os dados de T_n num intervalo de tempo de trinta minutos. A altura atmosférica também variou entre as estações, de forma que sobre São José dos Campos a temperatura neutra gerada pelo modelo corresponde a uma altura de 300 km e sobre Palmas de 350 km, que correspondem aproximadamente a altura do pico de densidade eletrônica da camada F_2 durante o período de baixa atividade solar de 2009-2010.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção, serão analisados os resultados obtidos a partir de observações do conteúdo eletrônico total vertical (VTEC) e da máxima densidade eletrônica do pico da camada F_2 ionosférica (N_mF_2). Em seguida, são apresentados os valores estimados do parâmetro da espessura equivalente ionosférica (τ) e da temperatura neutra (T_n). Todas as quatro quantidades geofísicas foram obtidas sobre as estações de São José dos Campos e Palmas durante um ano de mínimo na atividade Solar (2009-2010). Foram levados em consideração os seguintes aspectos: suas variações diárias, sazonais e latitudinais.

6.1 Resultados obtidos através da análise do TEC vertical.

Conforme descrito na seção 3, sabe-se que o Conteúdo Eletrônico Total (TEC) corresponde ao número de elétrons presente em todo o caminho percorrido pelo sinal do satélite até o receptor, ou seja, inclui a densidade de elétrons de todas as camadas (D, E, F_1 e F_2) e também da plasmasfera. A plasmasfera é uma região da magnetosfera terrestre composta por plasma de baixa energia (frio) e está localizada acima da ionosfera. O TEC está intimamente relacionado com as variações diurnas, sazonais, geográficas, geomagnéticas e com o ciclo de atividade solar (DAVIES, 1990).

A Figura 6.1 e a Figura 6.2 apresentam os resultados do VTEC obtidos sobre as estações de São José dos Campos e Palmas, respectivamente, durante os períodos sazonais do solstício de verão (novembro-fevereiro), equinócios (março, abril; setembro, outubro) e solstício de inverno (maio-agosto). Nestes gráficos, a linha sólida em vermelho representa os valores médios das observações diárias (pontos espalhados em cinza) do VTEC.

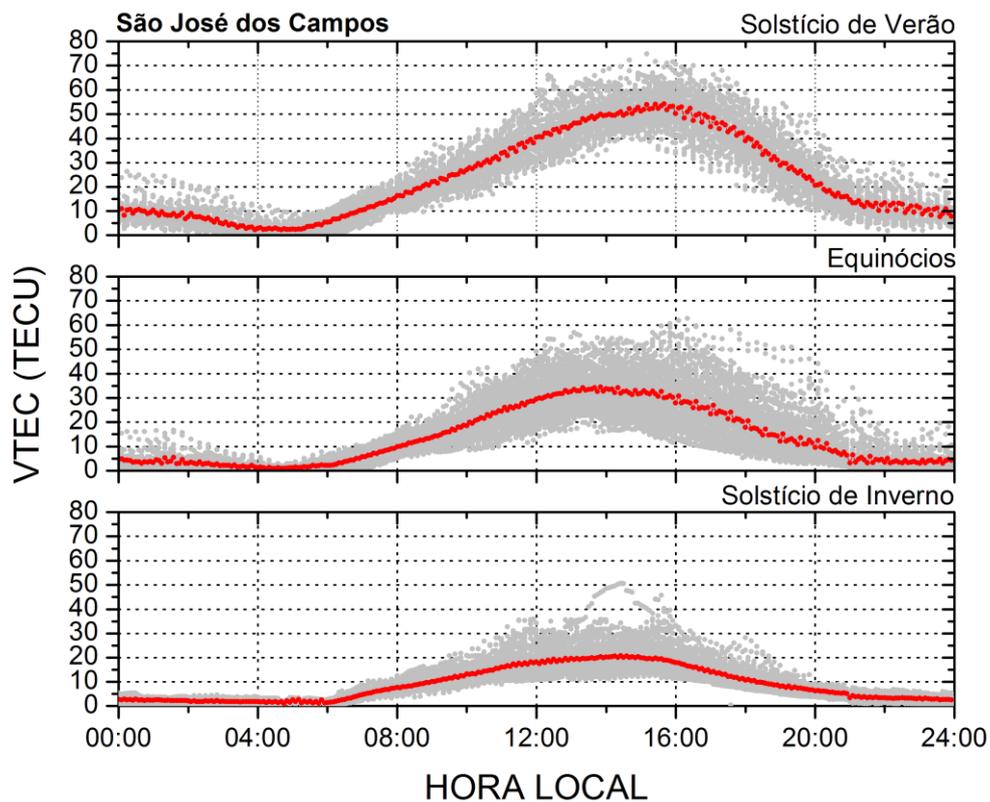


Figura 6.1: Comportamento médio do conteúdo eletrônico total vertical (VTEC) na estação de São José dos Campos nos três períodos sazonais.

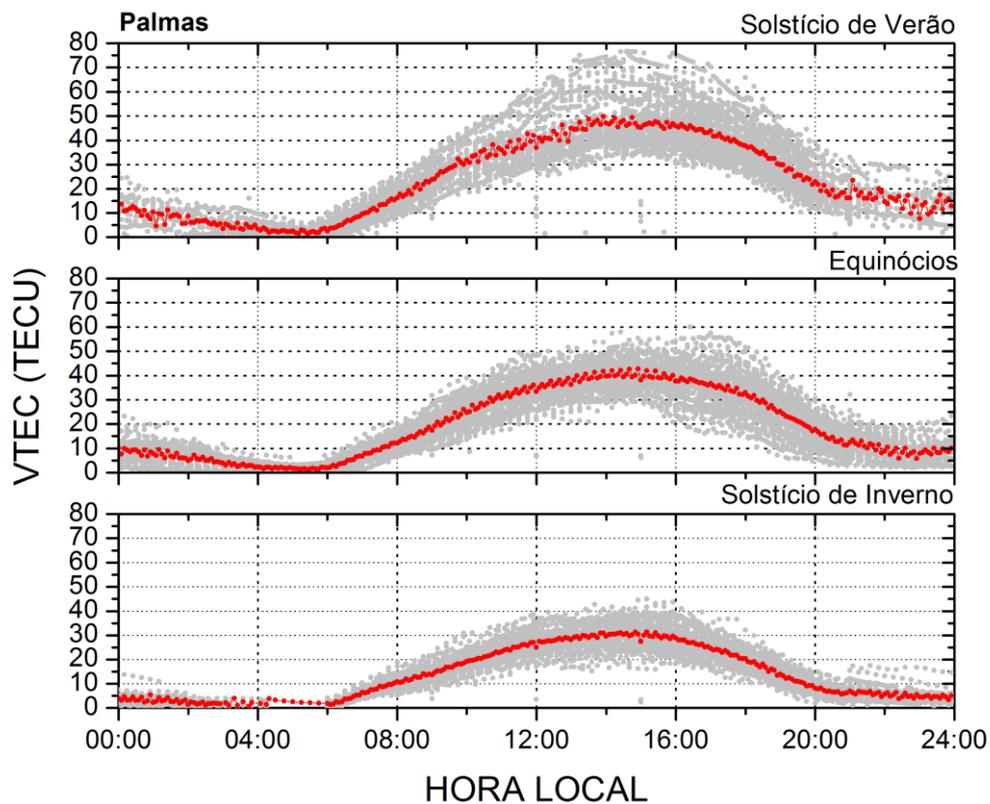


Figura 6.2: Comportamento médio do conteúdo eletrônico total vertical (VTEC) na estação de Palmas nos três períodos sazonais.

Nota-se para ambas as estações de São José dos Campos e Palmas, que a variabilidade diária do TEC é significativa em virtude das mudanças apresentadas em certas regiões da ionosfera, como por exemplo, a significativa redução da ionização na ionosfera durante o período noturno e o processo de recombinação eletrônica. Durante o dia, os valores do VTEC tendem a ser maiores se comparado a noite, principalmente pelo fato da presença da radiação solar ionizante. Já no período noturno, nota-se que os valores do VTEC são menores devido à redução da quantidade de elétrons presentes na camada ionosférica, atingindo o seu valor mínimo durante a madrugada. Os mínimos valores encontrados do VTEC (2 - 5 TECU) tendem a ocorrer antes do amanhecer, entre 04:00 e 06:00 (HL) e os máximos valores (20 - 75 TECU) tendem a ocorrer a tarde, entre 12:00 e 16:00 (HL). A manutenção do conteúdo eletrônico total no período noturno ocorre durante os três períodos sazonais, variando até 10 TECU, com mais ênfase nos meses do solstício de verão e nos equinócios em Palmas. No solstício de inverno, o VTEC atinge amplitudes menores, da ordem de 5 TECU em ambas as estações.

Os resultados revelam ainda que durante os meses do solstício de verão e nos equinócios, os valores medidos de VTEC são maiores se comparados aos observados durante o solstício de inverno em ambas as estações. As diferenças observadas nos períodos sazonais estão relacionadas à elevação do ângulo zenital do Sol ($\cos \chi$) e às mudanças na atmosfera neutra (DAVIES, 1990; MATSUOKA, 2007). De acordo com Chauhan et al (2009), as variações sazonais do VTEC resultam nas mudanças entre a concentração de oxigênio atômico e o nitrogênio molecular na região F.

Pesquisas similares de monitoramento do TEC no setor brasileiro por Costa et al (2004) durante um ano de período de baixa atividade solar (1997) , concordam com os resultados da pesquisa realizada neste estudo sobre a região de São José dos Campos. Os mínimos valores de TEC ocorrem durante a madrugada, por volta das 04:00 (HL), seguido de um aumento gradativo após o nascer do Sol. Um pico por volta das 14:00 (HL) é observado seguido de uma diminuição gradativa do TEC após o pôr do Sol. Em relação às variações sazonais, os maiores valores de TEC ocorrem nos solstícios de verão e equinócios e os menores valores nos solstícios de inverno. Outra característica reportada no trabalho de Costa et al (2004) foi o evento

conhecido como “efeito fonte” originado nas regiões equatoriais e deslocado para as regiões de baixa latitude, caracterizando-a como a região de anomalia de ionização equatorial.

A Figura 6.1 revela que durante os meses de equinócio as dispersões nos valores de VTEC aparentam ser maiores em São José dos Campos do que na estação equatorial de Palmas, possivelmente como efeito das variabilidades diárias da densidade eletrônica na região da crista sul da anomalia na ionização equatorial. Verifica-se também sobre São José dos Campos que a variabilidade diária durante o período de equinócio é maior se comparado aos meses dos solstícios de inverno e verão. Bhuyan e Borah (2007) também relataram que a variabilidade dos dados do TEC durante o dia é menor na região equatorial se comparado às regiões na crista da anomalia. Rastogi e Alex (1987) e Aravindan e Iyer (1990) relataram que durante o período de baixa atividade solar ao longo do dia, a variabilidade do TEC é menor no equador magnético e aumenta progressivamente em direção à região das cristas da anomalia equatorial (VENKATESH et al., 2011).

Analisando ainda o comportamento do VTEC na Figura 6.1, observa-se que o valor médio máximo ocorre por volta das 12:00 as 16:00 HL nos equinócios e no solstício de inverno, enquanto que no solstício de verão, o valor médio máximo encontra-se deslocado, por volta das 13:00 as 17:00 HL. Nota-se também que na estação equatorial de Palmas, a média de valores do VTEC é maior nos períodos de equinócios e solstício de inverno se comparado à estação de baixa latitude de São José dos Campos, exceto durante o solstício de verão. A mudança latitudinal observada no TEC está relacionada à deriva de plasma $\vec{E} \times \vec{B}$ que se origina no equador magnético causando uma difusão do plasma ao longo das linhas de campo, contribuindo assim, para uma maior ionização na região da anomalia da crista, e consequentemente ocasionando uma diminuição de ionização nas latitudes equatoriais (VENKATESH et al., 2011). Nota-se que na região equatorial de Palmas, a dispersão dos valores do VTEC durante os meses do solstício de verão é maior durante o dia, sendo essa variabilidade diária maior do que nos meses do equinócio e do solstício de inverno.

6.2 Resultados obtidos através da análise da N_mF_2

A máxima densidade eletrônica no pico da camada F_2 (N_mF_2) está associada à frequência crítica, denominada como f_0F_2 . É importante lembrar que o parâmetro f_0F_2 é diretamente proporcional à raiz quadrada da máxima densidade eletrônica da camada ionosférica (MATSUOKA et al., 2009).

A Figura 6.3 apresenta os resultados obtidos da N_mF_2 em São José dos Campos e a Figura 6.4 refere-se aos resultados sobre a estação de Palmas. Através destes dados, pode-se obter uma análise do comportamento da ionosfera de forma similar à realizada com os valores de VTEC. De uma forma geral, verifica-se que os valores da N_mF_2 durante o dia tendem a ser maiores se comparado com a noite em todos os períodos sazonais, em virtude da alta taxa de ionização realizada através da radiação solar. Em todos os períodos sazonais os menores valores da N_mF_2 ocorrem próximo às 04:00 e 06:00 (HL), enquanto que os maiores valores ocorrem no período da tarde entre 12:00 e 17:00 (HL). Observa-se também que a distribuição e a média dos valores da N_mF_2 nos períodos de solstício de verão e equinócios são maiores do que aqueles observados durante do solstício de inverno, de forma que apresentam um comportamento bem semelhante aos encontrados nos dados do TEC, principalmente em virtude da elevação do ângulo zenital do Sol ($\cos \chi$) e a ação dos ventos neutros termosféricos, de acordo com cada período sazonal. A manutenção da densidade eletrônica no período noturno observada no comportamento do TEC também se repete nos resultados obtidos da N_mF_2 durante os períodos sazonais, variando entre 5×10^{10} a 50×10^{10} elétrons/m³, com mais ênfase nos meses do solstícios de verão e nos equinócios em Palmas. Durante os meses do solstício de inverno, o comportamento atinge um decréscimo expressivo em torno de 80%, variando entre 3×10^{10} a 10×10^{10} elétrons/m³. Este comportamento já era esperado, principalmente pela baixa quantidade de elétrons presentes na camada F_2 , na ordem de 10×10^{10} elétrons/m³ podendo alcançar níveis ainda menores durante inverno (RISHBETH; GARRIOT, 1969).

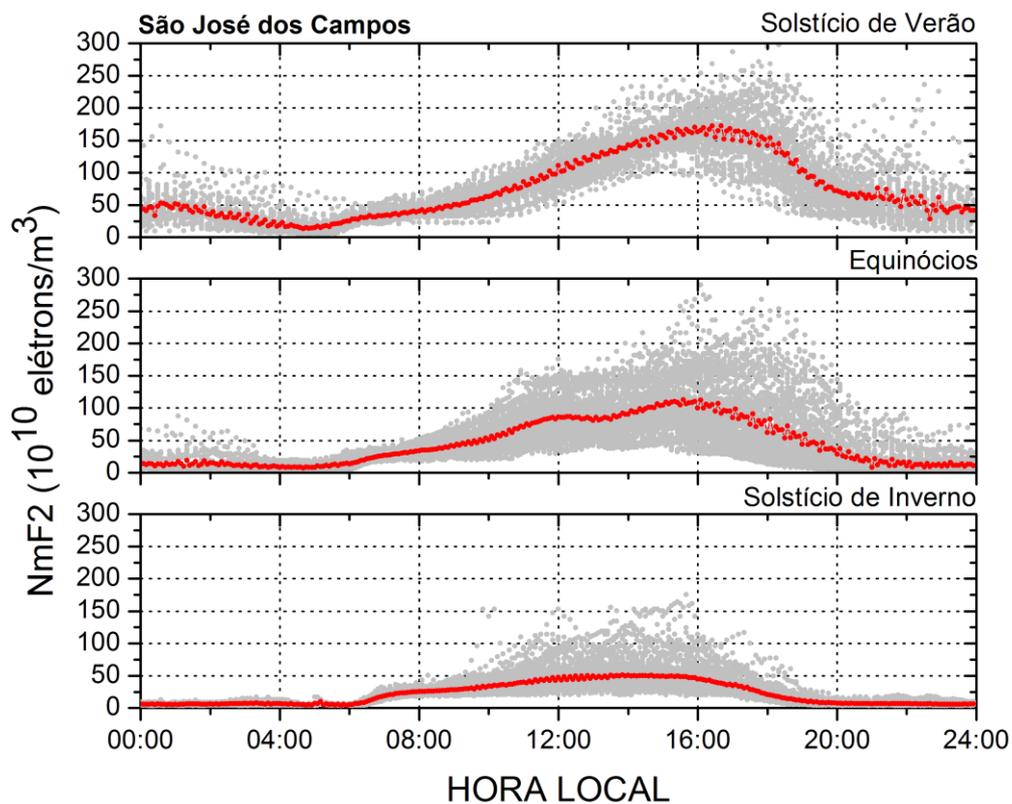


Figura 6.3: Comportamento sazonal médio da máxima densidade eletrônica da camada F₂ (N_mF₂) na estação de São José dos Campos.

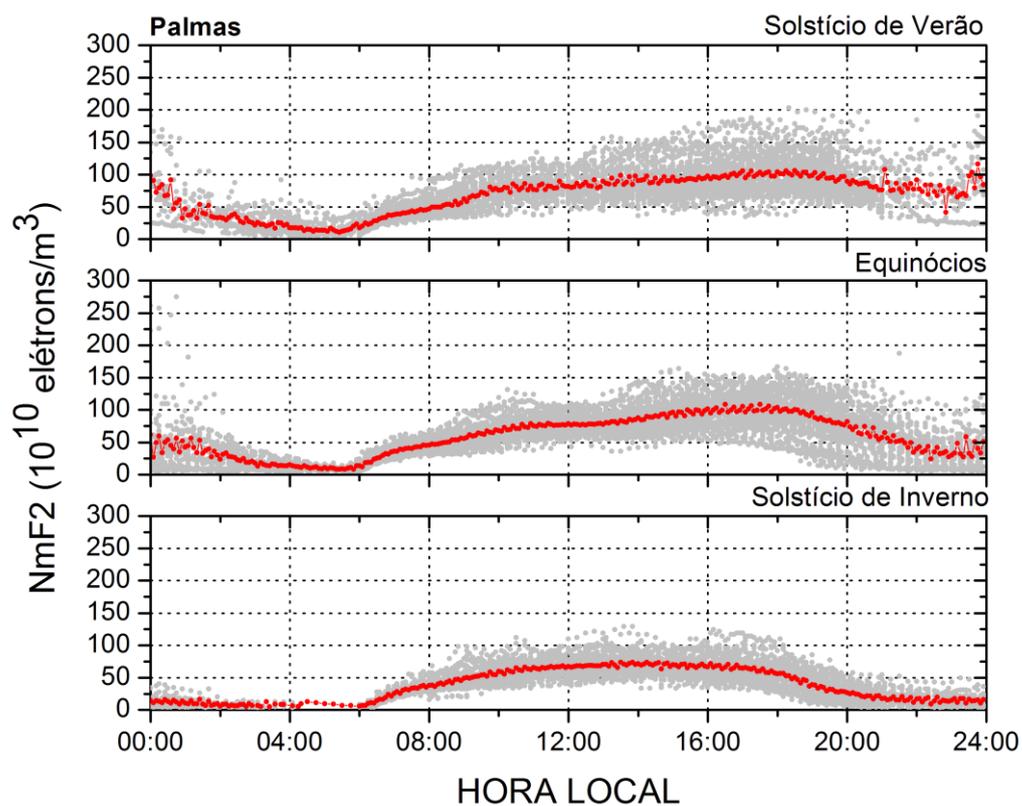


Figura 6.4: Comportamento sazonal médio da máxima densidade eletrônica da camada F₂ (N_mF₂) na estação de Palmas

Nota-se da Figura 6.4 que na estação equatorial de Palmas, a variabilidade dos dados da N_mF_2 durante o dia pode ser da ordem de $25 \times 10^{10} - 200 \times 10^{10}$ elétrons/m³, enquanto que na região de baixa latitude sobre São José dos Campos a variabilidade máxima foi da ordem de $25 \times 10^{10} - 250 \times 10^{10}$ elétrons/m³. Através dos dados obtidos, verifica-se que a variabilidade dos dados da N_mF_2 é maior e fortes gradientes horizontais estão presentes na densidade do plasma. Outra característica observada em relação aos valores médios da máxima densidade eletrônica da ionosfera está na presença de valores de picos em torno das 15:00 e 16:00 (HL) sobre São José dos Campos, para todos os períodos sazonais, ou ainda um leve pico secundário observado horas antes, por volta das 12:00 (HL), durante os equinócios. Uma característica interessante observada na variação da N_mF_2 em ambas as estações de Palmas e São José dos Campos é a presença de uma ligeira depleção nos seus valores por volta das 13:00 (HL) durante o período de equinócio. No caso de São José dos Campos esta depleção é seguida do pico de menor intensidade que ocorre por volta das 12:00 (HL). Conforme sugerido por Balan e Baley (1995), isto pode ocorrer devido ao efeito combinado do transporte de plasma oriundo da região equatorial para a região de anomalia equatorial e dos ventos neutros em direção ao equador magnético.

6.3 Análise dos resultados da espessura equivalente ionosférica (τ)

A espessura equivalente ionosférica τ pode resumidamente ser descrita como uma medida do perfil de densidade eletrônica da ionosfera (VENKATESH et al., 2011) sobre um determinado local e, portanto, fornecer informações relevantes sobre a natureza da distribuição de ionização. Além disso, do ponto de vista da comunicação de rádio entre satélite-terra, a τ é um parâmetro muito útil desde que contenha informações obtidas do TEC, que não estão disponíveis nas medidas da frequência crítica f_0F_2 (TITHERIDGE, 1973).

A Figura 6.5 e a Figura 6.6 mostram o comportamento da τ nas estações de São José dos Campos e Palmas, respectivamente. Durante o período das 00:00 as 06:00 (HL) em ambas as estações e durante os três períodos sazonais, verifica-se

que a média dos valores da espessura equivalente da ionosfera são aproximadamente duas vezes menores se comparados com aqueles observados durante os outros horários do dia. Isto ocorre principalmente porque são entre estes horários que ambos os valores de N_mF_2 e VTEC atingem seus menores valores diários, resultando em uma τ menor. Após o nascer do Sol, os valores da τ geralmente começam a aumentar gradativamente atingindo os primeiros valores de máximo entre 09:00 e 13:00 (HL), em virtude do aumento gradativo da ionização realizada pela radiação solar. Com o aumento da ionização, o conteúdo eletrônico total medido entre os satélites e a estação receptora também aumenta, porém em proporções muito maiores do que o aumento observado na densidade eletrônica do pico da camada F_2 da ionosfera resultando, portanto, num aumento da espessura equivalente ionosférica.

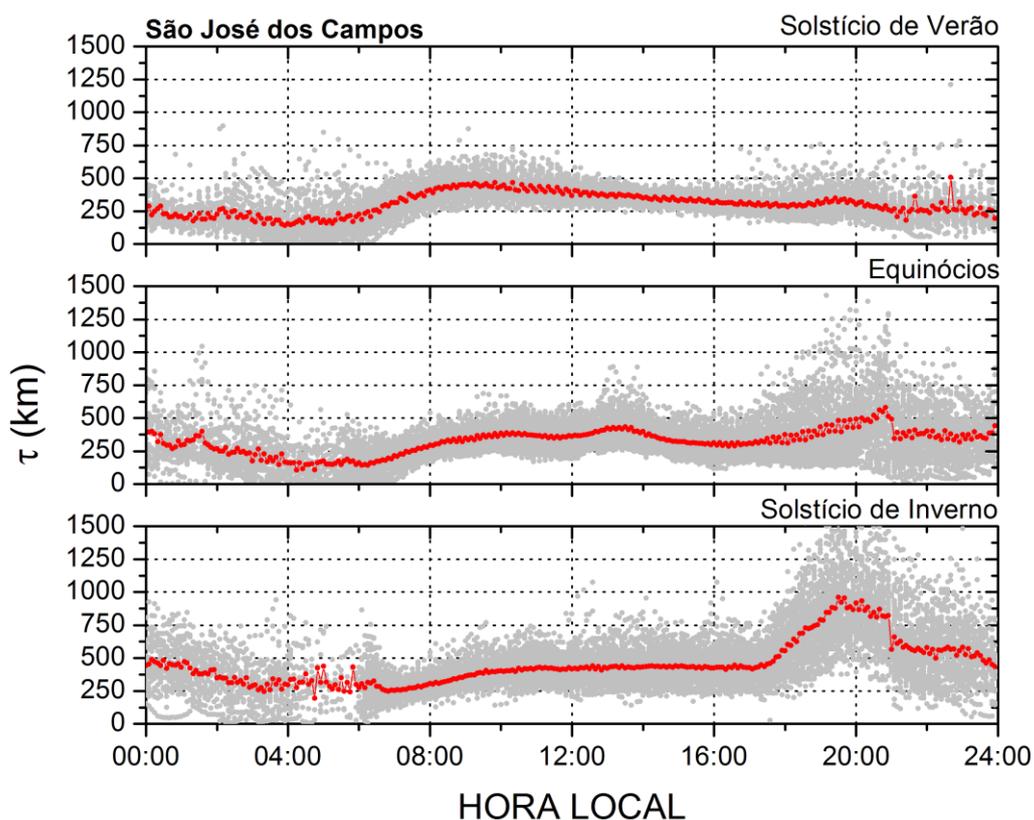


Figura 6.5: Comportamento sazonal médio da espessura equivalente ionosférica τ na estação de São José dos Campos.

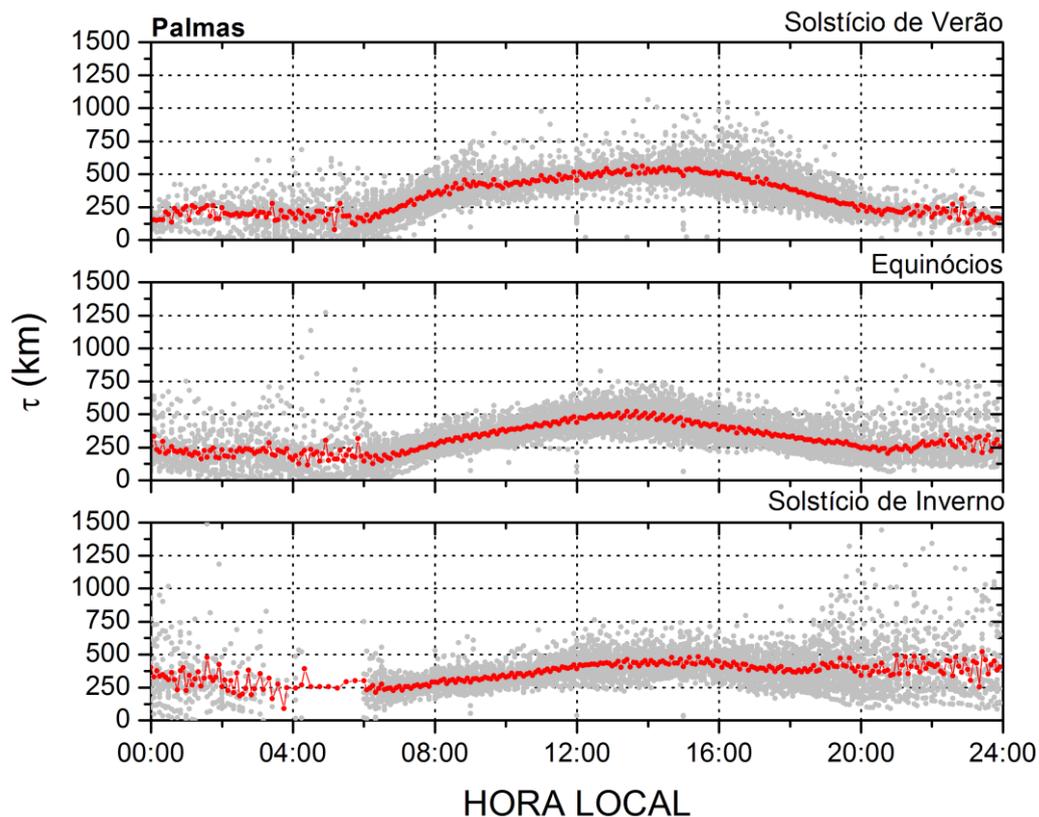


Figura 6.6: Comportamento sazonal médio da espessura equivalente ionosférica τ na estação de Palmas.

Para realizar uma análise detalhada das variações diárias e sazonais da τ , a Tabela 6.1 fornece os valores médios obtidos da τ durante o período diurno (08:00 - 16:00 HL) e noturno (20:00 - 04:00 HL). Estes intervalos correspondem aos mesmos intervalos adotados por uma pesquisa realizada durante o período de baixa atividade solar nas regiões de baixa, média e alta latitude por Jayachandran et al (2004). Para uma melhor análise dia e noite da τ , fez-se necessário utilizar estes intervalos devido à estabilidade do comportamento da τ , excluindo assim, os fenômenos com grandes intensidades que ocorrem antes do amanhecer e depois do entardecer, como por exemplo, os fortes efeitos sobre o plasma ionosférico do pico de pré-reversão na deriva vertical.

Tabela 6.1: Valores médios durante os períodos diurno (08:00 as 16:00 HL) e noturno (20:00 as 04:00 HL) da espessura equivalente ionosférica τ (km) nas estações de São José dos Campos e Palmas durante os três períodos sazonais e comparação com a média anual.

Estação	Período	τ (km)			
		Solst. Inverno	Equinócio	Solst. Verão	Anual
São José dos Campos	Dia	408	359	391	386
	Noite	548	358	244	383
Palmas	Dia	389	422	477	429
	Noite	376	246	205	276

De acordo com a Tabela 6.1, podem-se observar alguns aspectos importantes relacionados ao comportamento da τ , tais como:

- (a) Em São José dos Campos, a média dos valores da τ no solstício de inverno apresentam os maiores valores durante a noite. Por outro lado, durante o solstício de verão o comportamento da τ ocorre de forma inversa, de forma que os resultados obtidos mostram que os valores são maiores durante o dia. No equinócio, pode-se dizer que o comportamento da τ é similar em ambos os períodos diurno e noturno.
- (b) Ao contrário de São José dos Campos, sobre a estação equatorial de Palmas a espessura equivalente ionosférica exibe um comportamento diferente em relação ao dia e a noite. Em todos os períodos sazonais, a média da τ é pelo menos 55% maior durante o dia, sendo essa diferença bem mais nítida nos meses do solstício de verão cuja espessura equivalente chega a ser aproximadamente 133% maior.
- (c) Em relação à média anual observada nas duas estações, nota-se para a estação equatorial de Palmas que os valores da τ tendem a ser muito maiores durante o dia, uma diferença de aproximadamente 153 km,

enquanto que em São José dos Campos a diferença é irrelevante, por volta de 3 km.

Jayachandran et al (2004) publicaram resultados de uma pesquisa realizada na região de baixa latitude no Havaí, durante o período de baixa atividade solar, e observaram que a média da τ no solstício de inverno e equinócio são maiores durante o período noturno. Na pesquisa realizada em São José dos Campos, observa-se a partir da Tabela 6.1 que a média da τ também é maior durante o período noturno para os meses do solstício de inverno. Porém as diferenças são praticamente inexistentes durante os equinócios. No que diz respeito à média anual, os resultados obtidos nos setor havaiano mostraram uma τ maior durante a noite, enquanto que em São José dos Campos a média anual da τ é praticamente o mesmo durante os períodos diurno e noturno.

Na região equatorial e de baixa latitude, a deriva de plasma $\vec{E} \times \vec{B}$ originada no equador magnético desempenha um papel importante na distribuição vertical de ionização e nos gradientes da densidade eletrônica. A variação da distribuição da densidade eletrônica no equador magnético e nas suas extremidades pode ser explicada estudando a variação latitudinal da espessura equivalente ionosférica. Observando-se novamente os resultados registrados na Tabela 6.1, verifica-se que a média anual da τ durante o dia na região equatorial de Palmas é maior que em São José dos Campos, exceto durante o solstício de inverno. A partir deste resultado, deduz-se que a distribuição vertical da densidade eletrônica durante o dia, fica mais concentrada no equador magnético do que nas regiões de baixa latitude (VENKATESH et al., 2011).

Analisando o comportamento da τ na região de baixa latitude de São José dos Campos, observa-se um pico mais nítido após o pôr do Sol (entre 19:00 - 20:00 HL) durante o solstício de inverno, e um pico com menor amplitude no equinócio por volta das 21:00 horas. De acordo com Modi e Iyer (1989), Balan e Baley (1995), este evento ocorre após o pôr do Sol e pode ser explicado pelo efeito fonte causado pelo forte campo elétrico originado na região E em latitudes equatoriais (JAYACHANDRAN et al., 2004). No entanto, como no setor longitudinal brasileiro o efeito fonte equatorial durante os meses do inverno é muito fraco, o aumento da

espessura equivalente da ionosfera pode estar associado a outros fatores. Por exemplo, nota-se nas Figuras 6.1 e 6.3 que neste intervalo o TEC cai gradativamente enquanto que os valores da N_mF_2 caem de forma mais acentuada, de modo que a τ alcance um pico máximo neste intervalo. Essex (1978), Prasad et al (1987), Jayanchandran et al (2004) relataram na região de baixa-média latitude no setor americano, para ambos os períodos de máximo e mínimo na atividade solar, um pico durante o período noturno da espessura equivalente ionosférica para os meses do solstício de inverno. A diminuição da altura de transição entre a relação O^+/H^+ durante as noites de inverno resultaram em um decréscimo da massa iônica no pico da ionosfera que podem causar um aumento na altura de escala, resultando em um pico na τ (VENKATESH et al., 2011). Observa-se também, que durante a madrugada a τ se mantém com amplitudes maiores nos solstícios de inverno.

De acordo com Davies e Liu (1991) uma das formas de se determinar a espessura equivalente ionosférica é através da composição iônica entre a relação densidade O^+/H^+ . No período de equinócio, principalmente na estação de São José dos Campos, observou-se um ligeiro aumento na τ próximo às 13:00 (HL), reflexo da depleção observada em N_mF_2 por volta deste mesmo horário. Outro pico da τ observado próximo as 21:00 horas pode também estar relacionado principalmente ao efeito fonte equatorial.

Verifica-se que na estação equatorial de Palmas durante o solstício de inverno, os dados de VTEC, N_mF_2 e τ apresentaram pouquíssimos pontos espalhados em cinza durante as 04:00 e 06:00 HL devido à baixa ionização da ionosfera através dos dados de frequência crítica da camada F_2 . Neste intervalo, os dados da f_0F_2 atingem níveis inferiores em relação à frequência de operação da ionossonda (1,0 a 20,0 MHz)

6.4 Análise da Temperatura da Atmosfera Neutra (Tn)

Como mencionado na seção 4, a espessura equivalente da ionosfera fornece informações substanciais a respeito da forma de distribuição de ionização num

determinado local da ionosfera. De acordo com Titheridge (1973), o principal parâmetro obtido através das medidas da τ é a temperatura neutra (T_n).

Furman e Prasad (1973) constataram uma relação entre a τ e a altura de escala do plasma, porém esta relação é ineficiente quando se aplica a temperatura de íons ou de elétrons. Para compreender o comportamento e a variação da temperatura neutra da ionosfera, é necessário entender os processos da termodinâmica resultante dos elétrons livres.

Dalgarno et al (1963) realizaram uma pesquisa na qual investigaram a variação diária das temperaturas ionosféricas. Seus resultados mostraram que a variação diária da temperatura neutra está associada ao aquecimento e resfriamento dos elétrons livres na ionosfera. O processo de aquecimento dos elétrons é realizado principalmente através da fonte de radiação solar no espectro do ultravioleta, enquanto que, o resfriamento dos elétrons ocorre através dos processos de colisões com íons positivos e partículas neutras. Semelhante ao comportamento da espessura equivalente ionosférica, a temperatura neutra também apresenta variações diárias, sazonais e latitudinais.

Hanson et al (1973) observaram a partir de medidas de temperatura dos íons e dos elétrons obtidos do satélite Orbiting Geophysical Observatory (OGO-6), perturbações na temperatura do plasma em altitudes de cerca de 500 km em ambos os lados do equador magnético. Os autores atribuíram aos efeitos de compressão adiabática e expansão do plasma, transportados através das linhas do campo magnético, como principais agentes causadores das perturbações observadas na temperatura. Através de simulação numérica, Watanabe et al (1995) estudaram a variação da temperatura do plasma e a densidade da ionosfera entre 200-1000 km de altitude, dentro da faixa de latitude da anomalia na ionização equatorial ($\pm 30^\circ$). Os resultados da simulação de Watanabe et al (1995) mostraram que a estrutura da região F ionosférica é fortemente afetada pela deriva vertical do plasma, pelos ventos neutros termosféricos, pela temperatura exosférica e a intensidade das variações do fluxo solar incidente. Balan et al (1997) investigaram através de modelagem e observações por satélite a estrutura térmica da ionosfera em baixas latitudes durante os equinócios e em condições de baixa, média e alta atividade

solar. O estudo revelou a existência de uma anomalia na temperatura do plasma no topo da ionosfera (acima dos 450 km) entre o período do anoitecer (por volta das 21:00 HL) e a meia-noite local. A anomalia reportada pelos autores é similar à anomalia de Appleton, sendo caracterizada ainda por um vale acima do equador magnético. Balan et al (1997) caracterizam tal fenômeno como uma Anomalia na Temperatura do Plasma Equatorial (ATPE) provocada principalmente pela deriva eletrodinâmica do plasma que ocorre durante o entardecer.

No entanto, nenhum dos trabalhos reportados acima investigou os efeitos das variações na temperatura do plasma sobre a temperatura dos constituintes neutros presentes na termosfera. Neste trabalho, para estudar a temperatura neutra na região de baixa latitude (São José dos Campos) e na região equatorial (Palmas), utilizou-se dados obtidos através do modelo atmosférico (MSIS-90) e estimou-se a temperatura neutra a partir dos valores calculados da espessura equivalente ionosférica. Os valores médios de temperatura neutra sobre cada estação foram extraídos do modelo MSIS para cada mês. A temperatura da atmosfera neutra foi obtida para uma altura de 300 km sobre São José dos Campos e de 350 km sobre a estação equatorial de Palmas. Através destes dados foi possível gerar os gráficos de dispersão de T_n sobre cada estação e para cada período sazonal (Figura 6.7). Fez-se um ajuste linear nos gráficos de dispersão e conseqüentemente obteve-se o coeficiente de correlação linear (R) e as equações que descrevem o comportamento da temperatura neutra gerada pelo modelo MSIS (Tabela 6.2).

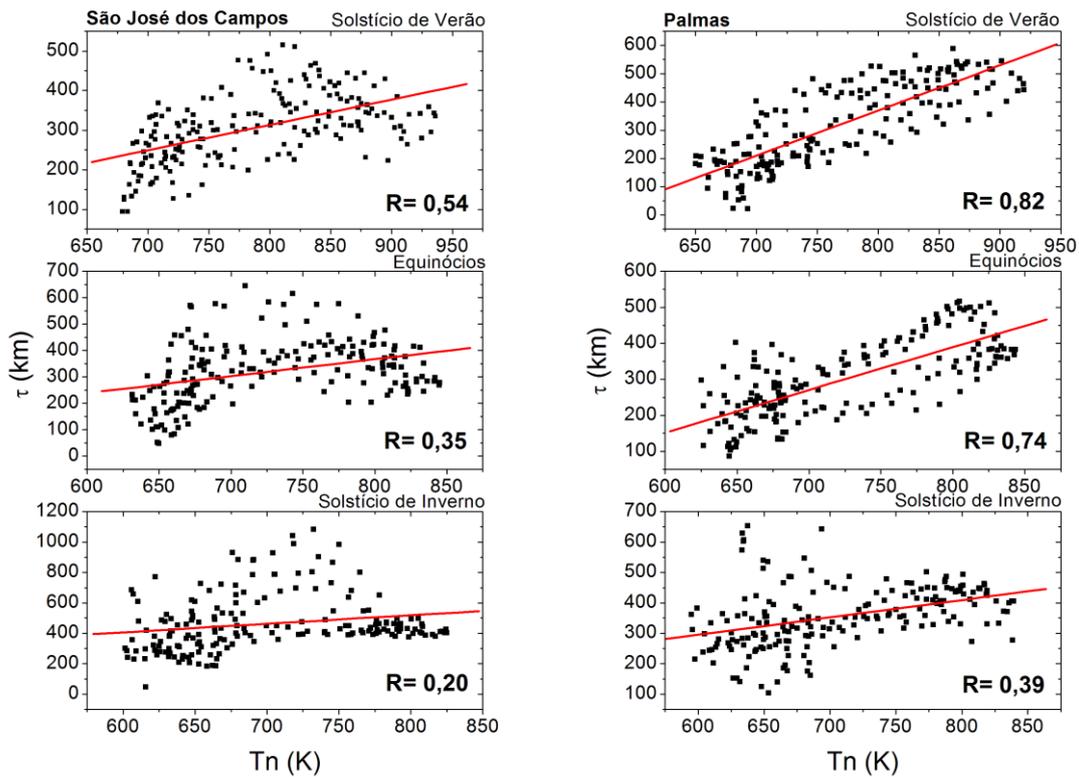


Figura 6.7: Gráficos de dispersão e ajuste linear da temperatura neutra (T_n) com os respectivos coeficientes de correlação linear (R) gerada pelo modelo MSIS sobre as estações de São José dos Campos e Palmas durante os três períodos sazonais.

Tabela 6.2: Equações da temperatura neutra calculada nas estações de São José dos Campos e Palmas durante os três períodos sazonais

Estação	Período Sazonal	Equação
São José dos Campos	Solstício de Verão	$T_n = \frac{\tau + 199}{0,64}$
	Equinócios	$T_n = \frac{\tau + 147}{0,64}$
	Solstício de Inverno	$T_n = \frac{\tau - 68}{0,56}$
Palmas	Solstício de Verão	$T_n = \frac{\tau + 906}{1,59}$
	Equinócios	$T_n = \frac{\tau + 558}{1,18}$
	Solstício de Inverno	$T_n = \frac{\tau + 45}{0,57}$

Verifica-se na Figura 6.7 que o comportamento da temperatura neutra do modelo atmosférico em relação à espessura equivalente ionosférica calculada se mostra mais condizente na estação equatorial de Palmas se comparado à estação de baixa latitude de São José dos Campos, através dos dados de coeficiente de correlação linear (R). Nos períodos de solstício de verão e equinócios em Palmas como no período de solstício de verão em São José dos Campos, nota-se que o coeficiente de correlação está entre 54% e 82%, o que comprova uma correlação positiva forte. Porém, no período de equinócios em São José dos Campos e no solstício de inverno e ambas as estações, verifica-se que há uma baixa correlação entre os parâmetros, de modo que, o coeficiente de correlação está entre 20% e 39%, o que comprova uma correlação positiva fraca. Para tentar melhorar a correlação entre os gráficos com valores inferiores a 50%, realizou-se um ajuste polinomial nestes períodos, porém os resultados não foram satisfatórios. Desta forma, conclui-se que o melhor ajuste encontrado em ambas as estações durante os três períodos sazonais foi o ajuste linear.

Resultados obtidos em pesquisas relacionadas ao comportamento da temperatura neutra foram realizados no setor indiano por (VENKATESH et al., 2011) que mostraram uma similaridade com os resultados calculados no setor brasileiro. Na região equatorial, a equação apresentada foi $T_n = (\tau + 275/0,677)$ e na região e baixa latitude a equação foi $T_n = (\tau + 243/0,621)$. Venkatesh et al (2011) utilizaram estas equações para descrever todos os períodos sazonais. Titheridge (1973) determinou para a estação e média latitude as equações de período diurno $T_n = (\tau - 7/0,22)$ e noturno $T_n = (\tau - 15/0,225)$. Neste estudo, as equações são classificadas em ambas as estações para cada período sazonal.

A Figura 6.8 e a Figura 6.9 apresentam os resultados da T_n obtidos sobre as estações de São José dos Campos e Palmas, respectivamente, durante os períodos sazonais do solstício de verão, equinócios e solstício de inverno. Nestes gráficos, a linha sólida em vermelho representa os valores médios da temperatura neutra calculada (TNCALC) e a linha sólida em preto representa os valores médios da temperatura neutra obtidos do modelo MSIS (TNMSIS).

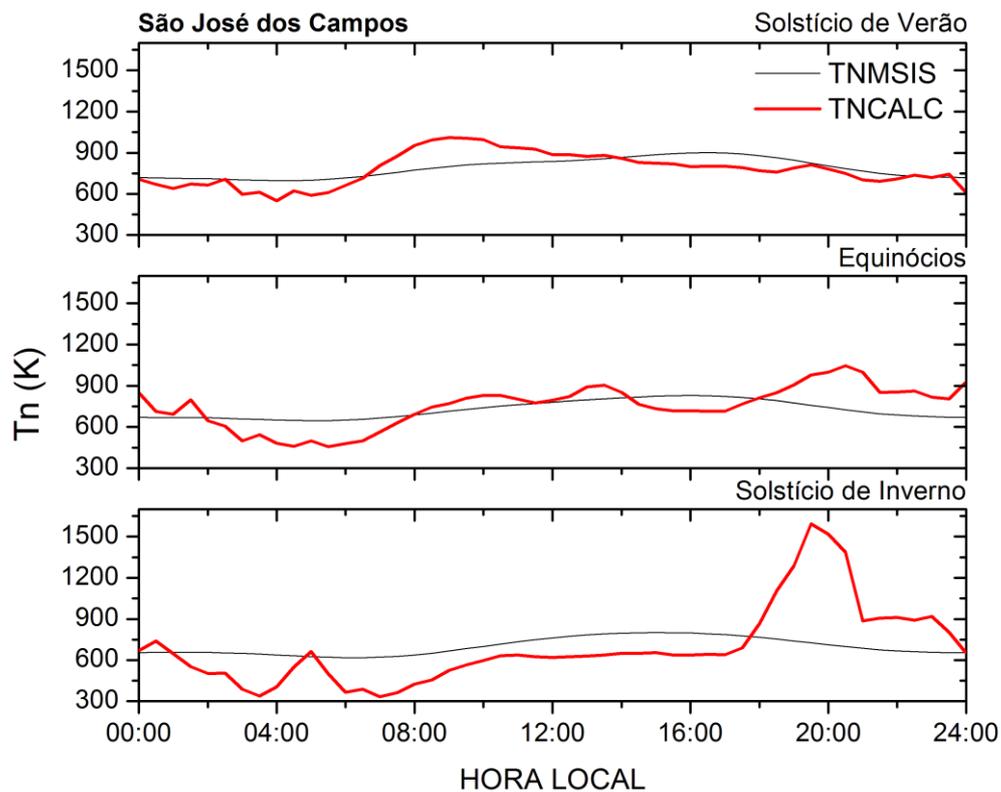


Figura 6.8: Comportamento médio da temperatura neutra calculada (TNCALC) e obtida do modelo atmosférico MSIS (TNMSIS) sobre a estação de São José dos Campos durante os três períodos sazonais.

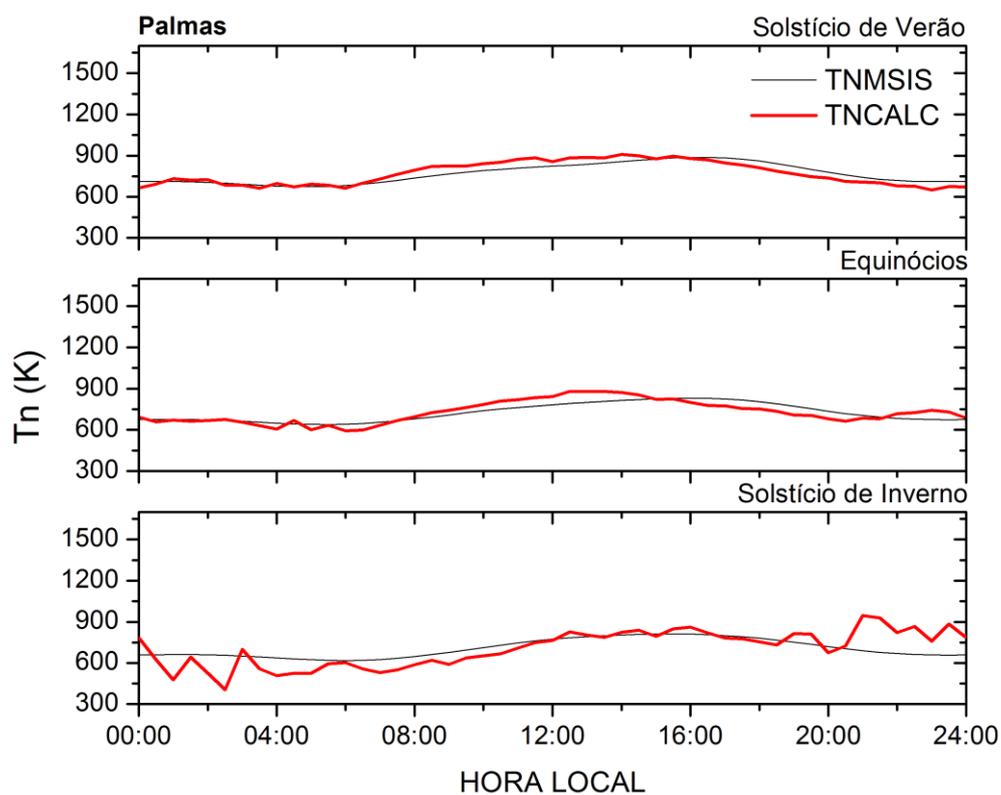


Figura 6.9: Comportamento médio da temperatura neutra calculada (TNCALC) e obtida do modelo atmosférico MSIS (TNMSIS) sobre a estação de Palmas durante os três períodos sazonais.

Nota-se que a variação diária da temperatura neutra nas estações de São José dos Campos e Palmas durante os três períodos sazonais apresentam semelhanças em relação aos resultados da espessura equivalente ionosférica. Durante o dia, a média de valores da T_n tende a ser maior se comparada à noite, principalmente pela presença da radiação solar ionizante que proporciona o aquecimento dos elétrons na ionosfera. Já no período noturno, nota-se que a média de valores da T_n diminui devido ao resfriamento dos elétrons livres ocasionado pela troca de calor dos elétrons aquecidos com os íons positivos e as partículas neutras, podendo atingir o seu valor mínimo durante a madrugada (DALGARNO et al., 1963). Os resultados revelam ainda que a média da temperatura neutra são maiores nos solstício de verão e equinócio se comparados ao solstício de inverno.

Outra característica importante observada nos gráficos da T_n é a variabilidade dos resultados sobre São José dos Campos em relação a Palmas. Na estação de São José dos Campos, em todos os períodos sazonais nota-se que a T_n varia em maiores proporções (~600 K), principalmente no solstício de inverno, onde a variação foi de aproximadamente 1000 K. Sob a estação de Palmas a variação é menor, na ordem de 450 K. Vale ressaltar que a instabilidade da T_n observada em São José dos Campos está diretamente relacionada à presença da crista da anomalia de ionização equatorial (AIE). A variação da T_n mais acentuada em São José dos Campos ocorre durante o solstício de inverno, com um pico mais nítido após o pôr do Sol (entre 19:00 - 20:00 HL). Como mencionado nos resultados da τ , este evento pode ser em parte explicado pelos campos elétricos de dínamo durante o horário do pico pré-reversão e o efeito fonte associado que transporta plasma mais aquecido do equador em direção a termosfera em baixas latitudes. No entanto, a redução da radiação solar combinado com a ação de fortes ventos termosféricos em direção ao polo pode estar contribuindo significativamente no transporte de plasma (mais quente) desde o equador até baixas latitudes durante os meses de inverno. Muella et al (2008) mostraram que durante o inverno os ventos meridionais termosféricos sopram predominantemente em direção aos polos e podem atingir amplitudes da ordem de 150 m/s após o entardecer. Estes ventos seriam efetivos no fluxo de plasma de um hemisfério ao outro, ou seja, do hemisfério norte (no verão) para o hemisfério sul. Íons e elétrons mais quentes são então transportados em direção ao plasma na ionosfera sobre São José dos Campos, contribuindo

possivelmente para o pico elevado de T_n observado neste estudo por volta das 19:00 - 20:00 (HL). Resultados similares a este evento foram encontrados no setor indiano por Venkatesh et al (2011) na estação considerada de média latitude – Delhi ($28^{\circ}58' N$; $77^{\circ}21' E$) durante o período de baixa atividade solar

Em geral, nota-se que os dados da temperatura neutra calculada (TNCALC) e a temperatura neutra do modelo atmosférico (TNMSIS), apresentam comportamentos semelhantes. Este comportamento concorda com os resultados da T_n encontrados por Venkatesh et al (2011) na estação equatorial de Trivandrum ($8^{\circ}47' N$; $76^{\circ}91' E$), e de baixa latitude - Waltair ($17^{\circ}73' N$; $83^{\circ}3' E$) ambas no setor indiano.

Os gráficos da Figura 6.10 e da Figura 6.11 apresentam o valor médio mensal de ambos os parâmetros, a espessura equivalente da ionosfera (linhas em vermelho) e a temperatura neutra calculada (linhas em azul) entre os meses de março de 2009 a fevereiro de 2010. Para cada estação foi estimado o desvio padrão em relação aos valores médios da espessura equivalente ionosférica representado pelas barras verticais em preto.

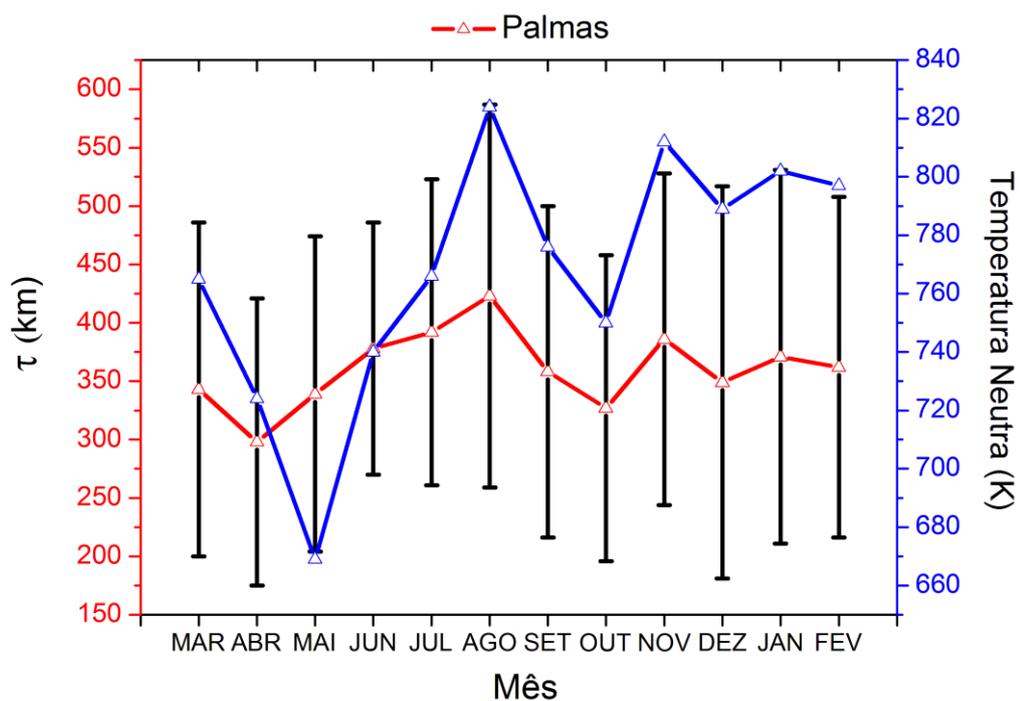


Figura 6.10: Variação anual da temperatura neutra calculada e da espessura equivalente ionosférica na latitude de Palmas

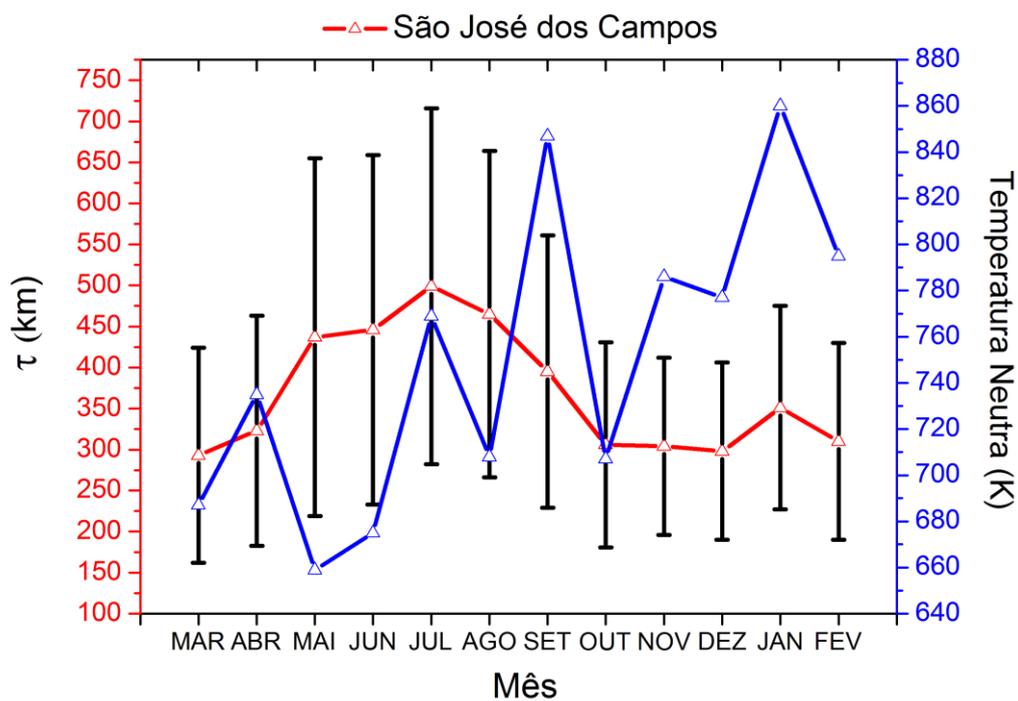


Figura 6.11: Variação anual da temperatura neutra calculada e da espessura equivalente ionosférica na latitude de São José dos Campos.

Analisando o comportamento mensal da temperatura neutra em ambas as latitudes, nota-se que as variações podem ser deduzidas fisicamente através dos gradientes de temperatura. O gradiente de temperatura é uma quantidade física que descreve em que direção e a qual taxa a temperatura muda mais rapidamente numa determinada área. Gradientes de temperatura com pequenas taxas de variação foram observados em ambas as latitudes, como pode ser visto nos meses de Abril, Maio, Julho, Dezembro e Fevereiro. Nos meses de Junho, Setembro, Outubro e Janeiro, a taxa média do gradiente de temperatura apresentou valores da ordem de 50 K/km, enquanto que nos meses de Março e Agosto esta taxa atingiu uma média de 90 K/km. De todos os pontos destacados, cabe ressaltar que nos meses de Março, Agosto e Setembro, a variação da temperatura neutra ocorreu de forma oposta entre as estações de São José dos Campos e Palmas. Enquanto que a temperatura neutra aumentava sobre uma determinada posição latitudinal, sobre a outra a temperatura diminuía.

Outro aspecto importante observado neste gráfico é o comportamento da espessura equivalente em relação à temperatura neutra. Nota-se que nas estações de São José dos Campos e Palmas, o comportamento da τ em relação à T_n durante os doze meses se mostra consonante, principalmente na estação de Palmas. Esta concordância enfatiza ainda mais a relação entre a espessura equivalente ionosférica e a temperatura da atmosfera neutra.

7 CONCLUSÕES

Nesta seção é apresentada as conclusões deste trabalho a importância e relevância de sua execução. Serão sumarizadas os aspectos mais relevantes observados a partir da análise dos dados de densidade eletrônica da ionosfera e do conteúdo eletrônico total, do comportamento da espessura equivalente ionosférica e sua relação com a temperatura da atmosfera neutra.

Este trabalho teve como objetivo principal a compreensão do comportamento da espessura equivalente ionosférica (τ) sobre duas estações localizadas no território brasileiro, uma estação (Palmas-TO) e uma estação de baixa latitude (São José dos Campos-SP). A análise foi feita durante os três períodos sazonais num ano de mínimo na atividade solar (março/2009-fevereiro/2010). A importância na realização deste trabalho consistiu, basicamente, em analisar pela primeira vez o comportamento da espessura equivalente ionosférica (τ) no setor longitudinal brasileiro, o que torna relevante a compreensão deste parâmetro muito útil no monitoramento da ionosfera terrestre.

A τ é um parâmetro que fornece informações substanciais a respeito da forma de distribuição de ionização num determinado local da ionosfera. Através dos dados obtidos da τ foi possível ainda compreender o comportamento da temperatura neutra (T_n) e como ambos os parâmetros podem sofrer variações devido a processos físicos na ionosfera, tais como a ação dos campos elétricos, derivas do plasma, ventos neutros e mudanças na altura de transição entre os íons O^+ e H^+ .

Os resultados obtidos através das análises do conteúdo eletrônico total vertical (VTEC), durante o período de baixa atividade solar na região brasileira, se mostraram bastantes condizentes com a teoria em relação ao comportamento da ionosfera. De uma forma geral, constatou-se que o comportamento diário, sazonal e latitudinal do VTEC apresentaram grandes semelhanças em ambas as estações de Palmas e São José dos Campos, porém com magnitudes diferentes. Os maiores valores de VTEC ocorreram durante os períodos de solstício de verão e equinócio, enquanto que, os menores valores foram observados nos meses do solstício de

inverno. Estas variações estão associadas principalmente às mudanças na elevação do ângulo zenital do Sol ($\cos\chi$), e também às mudanças da atmosfera neutra devidos à ação dos ventos neutros termosféricos. Durante o período noturno, nota-se que os valores de VTEC são menores e podem atingir um mínimo entre as 04:00 e 06:00 (HL) devido à baixa ionização da ionosfera, principalmente pela ausência de radiação solar ionizante. Após o nascer do Sol, o fluxo de radiação solar aumenta, produzindo um aumento de ionização da ionosfera, de forma que os valores de VTEC aumentam gradativamente, atingindo valores máximos entre as 12:00 e 16:00 (HL). Outra análise revela que durante os meses de equinócio as dispersões nos valores de VTEC aparentam ser maiores em São José dos Campos, possivelmente como efeito das variabilidades diárias da densidade eletrônica na região da crista sul da anomalia na ionização equatorial. Verifica-se também sobre São José dos Campos que a variabilidade diária durante o período de equinócio é maior se comparado aos meses dos solstícios de inverno e verão.

Os resultados da máxima densidade eletrônica da camada F_2 (N_mF_2), apresentaram similaridades aos observados em relação ao VTEC no que se refere ao comportamento diurno, sazonal e latitudinal. Os maiores valores da N_mF_2 ocorreram durante os períodos de solstício de verão e equinócio, e as variações diárias também resultaram em valores mínimos e máximos, respectivamente, durante a noite e o dia. Cabe ressaltar também que as variabilidades da N_mF_2 apresentaram resultados maiores na região de São José dos Campos em todos os aspectos. As semelhanças encontradas em relação aos resultados da N_mF_2 e VTEC, são caracterizadas pelos seguintes aspectos: a) o quadrado da frequência crítica da camada F_2 (f_0F_2) é diretamente proporcional a máxima densidade eletrônica; b) sabe-se que mais de dois terços do conteúdo eletrônico total estão concentrados na camada F_2 , o que contribui de forma significativa nos resultados encontrados de VTEC.

Os resultados obtidos das medidas da espessura equivalente ionosférica τ mostraram que durante o período das 00:00 as 06:00 (HL) em ambas as estações e nos três períodos sazonais, a média dos valores são duas vezes menores se comparados com o restante do dia devido ao aumento da N_mF_2 em relação ao VTEC. Durante o período diurno, verifica-se que a média da τ é maior nos três

períodos sazonais em ambas as estações, exceto nos meses do solstício de inverno em São José dos Campos, influenciado pelos baixíssimos valores observados da N_mF_2 . Em Palmas, a diferença entre dia e noite é bem mais nítida em todos os períodos sazonais, podendo atingir até 133% no solstício de verão. Em relação à média anual, nota-se que em São José dos Campos o comportamento da τ é praticamente semelhante entre o dia e a noite, na ordem de 3 km, enquanto que em Palmas a diferença atinge a 153 km durante o dia. Com isso, podemos concluir que na latitude de Palmas, a ionosfera é mais espessa durante o dia do que a noite, enquanto que em São José dos Campos a ionosfera apresenta uma espessura noturna similar à diurna, devido ao fato de estar situada sob a região da crista sul da anomalia na ionização equatorial.

Outro fenômeno evidenciado em São José dos Campos foi o surgimento de um intenso pico na τ após o pôr do Sol durante o solstício de inverno, por volta das 19:00 e 20:00 (HL). Observa-se entre estes horários que os valores da N_mF_2 diminuem de forma acentuada, enquanto que os valores do VTEC caem mais gradativamente, de tal forma que produz este pico na τ . Especificamente durante o inverno, a altura de transição O^+/H^+ diminui abaixo dos 1000 km, proporcionando um aumento rápido da τ . Este fator também está associado ao efeito fonte, originado na região equatorial que desloca o plasma para as extremidades da região de baixa latitude, formando duas cristas de ionização localizadas ao norte e ao sul do equador magnético. Este pico na τ se repete por volta das 20:00 e 21:00 (HL), porém com menos intensidade durante os meses do equinócio.

Outro aspecto revelado das observações é que na região da anomalia a espessura equivalente da ionosfera durante a noite é maior do que na região equatorial de Palmas. Enquanto que durante o dia o comportamento é o oposto, exceto durante os meses de inverno. No entanto, durante os meses do solstício de inverno (maio-agosto) é que são observadas as maiores diferenças latitudinais entre os valores médios da espessura equivalente da ionosfera, sendo comparativamente maior na região da anomalia equatorial do que na região do equador magnético, e maior também do que em outros períodos sazonais. Não é possível ainda com os nossos resultados associar o comportamento distinto observado em T_n e τ sobre São José dos Campos, durante os meses do solstício de inverno, à uma possível

anomalia na temperatura neutra na região equatorial durante o mínimo solar, compatível com a anomalia reportada por Balan et al (1997). Seria necessário realizar medidas simultâneas de ventos neutros termosféricos com as observações da τ e T_n , e ainda comparar medidas da espessura equivalente da ionosfera durante outros períodos de atividade solar.

A partir dos resultados obtidos através do comportamento da τ foi possível estimar os valores da temperatura neutra sobre as estações de Palmas e São José dos Campos. Os resultados revelaram nitidamente uma relação direta entre a variação da temperatura neutra com o comportamento observado da τ em ambas as estações e nos diferentes períodos sazonais. Nota-se também, uma maior instabilidade da temperatura na região de São José dos Campos, enquanto que na estação de Palmas, a temperatura se manteve mais estável. A temperatura neutra calculada através dos dados da τ concorda com os resultados gerados pelo modelo atmosférico MSIS, principalmente durante os meses do equinócio e do solstício de verão. Os resultados revelaram ainda que os gradientes latitudinais de temperatura são maiores durante os meses do equinócio (março, setembro e outubro) quando variam numa taxa de 50 K/km a 90 K/km. No mês de agosto (inverno) os gradientes de temperatura também atingiram valores da ordem de 90 K/km.

7.1 Trabalhos Futuros

Esta pesquisa contribuiu com informações relevantes em relação ao comportamento da ionosfera através dos resultados da espessura equivalente durante um ano de baixa atividade solar nas regiões equatorial e de baixa latitude, até então não estudado no setor longitudinal brasileiro. Contudo, como sugestão para trabalhos futuros serão necessários novos estudos para um melhor entendimento do comportamento da espessura equivalente da ionosfera, bem como da temperatura da atmosfera neutra, tais como:

- (a) calcular a espessura equivalente ionosférica durante períodos de alta atividade solar, bem como o seu comportamento durante as fases ascendente e descendente do ciclo solar;
- (b) investigar a relação entre as variações da espessura equivalente ionosférica e a variação do fluxo de atividade solar no espectro de raios-X;
- (c) estudar a resposta da ionosfera durante períodos geomagneticamente perturbados e analisar, por exemplo, as variações da espessura equivalente da ionosfera com os-índices de perturbação geomagnética Kp e Dst;
- (d) verificar a possível relação entre as mudanças na espessura equivalente da ionosfera com a geração/inibição das bolhas de plasma ionosféricas.

REFERÊNCIAS

ABREU, Alessandro José de. **Efeitos de supertempestades geomagnéticas na camada ionosférica sobre o setor brasileiro estudados por GPS**. 2007. Dissertação (Mestrado em Física e Astronomia) – Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento, Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2007.

Aravindan, P.; Iyer, K. N.: Day to day variability in ionospheric electron content at low latitudes, *Planet. Space Sci.*, v.38, p.743-750, 1990.

Balan, N.; Baley, G.J.: Equatorial plasma fountain and its effects: Possibility of additional layer, *J. Geophys. Res.*, v.100, p.21421, 1995

Balan, N., Oyama, K.I., Bailey, G.J., Fukao, S., Watanabe, S., Abdu, M.A. A plasma temperature anomaly in the equatorial topside ionosphere, *J. Geophys Res.*, v. 102, p.7485–7492, 1997.

BAUNJOHANN, W.; TREUMANN, R. **A. Basic space plasma physics**. London: Imperial College Press, 1997.

Bhonsle, R. V., Da Rosa, A. V.; Garriot, O. K.: Measurement of Total Electron Content and the Equivalent Slab Thickness of the Mid latitude Ionosphere, *Radio Science*, 69D, v.7, p.929, 1965.

Bhuyan, P. K.; Tyagi, T. R.: Annual and semiannual periodicities in IEC at low-mid latitudes, *Indian J. Radio Space Phys.*, v.14, p.61, 1985.

Bhuyan, P. K., Lakha S.; Tyagi, T. R.: Equivalent slab thickness of the ionosphere over 26° N through ascending half of a Solar cycle, *Ann. Geophysicae*, v.4, p.131, 1986.

Bhuyan, P. K.; Rashmi Rekha Borah: TEC derived from GPS network in India and comparison with the IRI, **Adv. Space Res.**, v. 39, p. 830-840, 2007.

Breed, A. M., Goodwin, G. L., Vandenberg, A. M., Essex, E. A., Lynn, K. J. W.: Ionospheric total electron content and slab thickness determined in Australia, *Radio Science*, v.32, p.1635-1643, 1997.

Buonsanto, M. J., Mendillo, M.; Klobuchar, J. A.: The ionosphere at L=4: Average behavior and the response to geomagnetic storms, **Ann. Geophysicae**, v.35, p.15, 1979.

Chauan, V., Singh, O. P.; Singh, B.: Diurnal and seasonal variation of GPS-TEC during a low activity period as observed at a low latitude station Angra, **Indian J. Radio Space Phys.**, v.40, p.26-36, 2011.

Costa, A. M., Vilas Boas, J. W.; Fonseca Junior, E. S.: GPS Total Electron Content measurements at low latitudes in Brazil for low Solar activity. **Geofisica Internacional.**, v. 43, p.129-137, 2004.

Dalgarno, A., McElroy, M. B.; Walker, J. C. G.: The diurnal variation of ionospheric temperatures. **Planet. Space Sci.**, v-15, p.331, 1967.

DAVIES, K. **Ionospheric Radio**. London: Peter Peregrinus, 1990.

Davies, K.; Liu, X. M.: Ionospheric slab thickness in middle and low-latitudes, **Radio Sci.**, v.26, p.1997, 1991.

El-Gizawi, M. L.: **Development of an ionosphere monitoring technique using GPS measurements for high latitude GPS users**. MSc. Thesis – Department of Geomatics Engineering, UCGE Reports n. 20171, The University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada, 2003.

Essex, E. A.: Ionospheric total electron content at Southern midlatitude during 1971-1974, **J. Atmos. Terr. Phys.**, v.40, p.1019, 1978.

FEDRIZZI, Mariangel. **Estudo do efeito das tempestades magnéticas sobre a ionosfera utilizando os dados do GPS**. 2003. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

Furman, D. R.; Prasad, S. S.: Ionospheric slab thickness; its relation to temperature and dynamics, **J. Geophys. Res.**, v.78, p.5837, 1973.

GNSS@ROB – Ionosphere. Ionosphere Tutorial. Disponível em: <http://gnss.be/ionosphere_tutorial.php>. Acesso em 20 de Junho de 2012.

GOODMAN, JOHN M. – **Space Weather & Telecommunications** - Springer, 2005.

Gulyaeva, T. L.: TEC residual slab thickness between bottomside and topside ionosphere, **Acta. Geod. Geoph. Hung.**, v.32, p.355, 1997.

Gulyaeva, T. L.; Jayachadran, B.; T.N.Krishnankutty. Latitudinal variation of ionospheric slab thickness. **Advances Space Research.**, v. 33, p.862-865, 2004.

Hanson, W. B; Nagy, A. F; Moffet, R. J.: Ogo-6 measurements of supercooled plasma in the equatorial exosphere, **J. Geophys Res.**, v.78, p. 751-756, 1973.

Haralambous, H.: Investigation of Ionospheric Slab Thickness Behaviour over Cyprus during Minimum Solar Activity, **PIERS Proceeding**, p.286-289, 2011

HOFMANN-WELLENHOF, B.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS, J. **Global Positioning System: Theory and Practice**. 5. ed. Wien: Springer-Verlag, 2001. 382 p.

Huang, Y. N.: Some result of Ionospheric slab thickness observations at Lunping, **J. Geophys.Res.**, v.88, p.5517, 1983.

HUNSUCKER, R.D., **Radio Techniques for Probing the Terrestrial Ionosphere**. Berlim: Heidelberg: Springer-Verlag, 1991

IONOSONDE1_ENGLISH. **Digital Ionosonde**. Disponível em: <<http://www.findthatpdf.com/search-10230422-hPDF/download-documents-ionosonde1-english-pdf.htm>>. Acesso em 17 de junho de 2012.

Jakowski, N.: TEC monitoring by using satellites positioning systems, Modern ionospheric science. Katlenburg-Lindau, **European Geophysical Society**, v.1, p.371-390, 1996.

Jayachandran, B., Krishnankutty, T. N.; Gulyaeva, T. L.: Climatology of ionospheric slab thickness, **Ann. Geophys.**, v.22, p.25-33, 2004

Jin, S., Jung-Ho, C.; Jung-Uk, P.: Ionospheric slab thickness and its seasonal variations observed by GPS. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.69, p. 1864-1870, 2007.

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

Kersley, L.; Klobuchar, J. A.: Storm associated protonospheric depletion and recovery, **Planet Space Sci.**, v.28, p.453, 1980.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.: **Introdução à Geofísica Espacial**. São Paulo. Nova Stella, Editora da Universidade de São Paulo, FAPESP, 1991. p149.

Kouris, S. S., Polimeris, K. V., Cander, L. R.; .Ciraolo, L.: Solar and latitude dependence of TEC and SLAB thickness, **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 70, p. 1351-1365, 2008.

Kouris, S. S., Polimeris, K. V., Ciraolo, L.; Fotiadis, D. N.: Seasonal dependence of TEC and SLAB thickness, **Advances in Space Research**, v. 44, p. 715-724, 2009.

LEICK, ALFRED. **Gps Satellite Surveying**. 2nd.ed. A Wiley-Interscience Publication. 1995.

LIU, LILY X. **Meteor Radar Using CADI Ionosonde**. 1999. 117 p. Submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Engineering Science – The University of Western Ontario, 1999

MACDOUGALL, J.; GRANT, I. F.; SHEN, X., **The canadian advanced digital ionosonde: design and results**. Disponível em: <<http://www.ips.gov.au/IPSHosted/INAG/uag-104/text/macdoug>>. Acesso em 17 de junho de 2012.

MATSUOKA, M. T. **Influência de diferentes condições da ionosfera no posicionamento por ponto com GPS: Avaliação na região brasileira**. Tese (Doutorado em Ciências Cartográficas) – Programa de Pós Graduação em Ciências Cartográficas, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, 2007.

Matsuoka, M. T., Camargo, P.O.; Batista, I. S.: Análise da ionosfera usando dados de receptores GPS durante um período de alta atividade Solar e comparação com dados de digissondas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.27, p. 565-582, 2009.

McNamara, L. F.; Smith, D. H.: TEC of the ionosphere at 310S, 1967-1974, **J. Atmos. Terr. Phys.**, v.44, p.227, 1982.

Minakoshi, H.; Nishimuta, I.: Ionospheric electron content and equivalent slab thickness at lower mid-latitudes in the Japanese zone, **Proc. IBSS, University of Wales, U.K.**, v.144, 1994.

MITRA, S. K. **The upper atmosphere**. Institute of Radio Physics and Electronics. Calcutta: University College of Science, 1952

Modi, R. P.; Iyer, K. N.: Ionospheric electron content and slab thickness near the peak of equatorial anomaly during sunspot maximum and minimum, **India J. Radio Space Phys.**, v.18, p.23, 1989.

MONICO, JOÃO FRANCISCO GALERA. **Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS: Descrição, fundamentos e aplicações**. São Paulo: Ed Unesp, 2000

MONICO, JOÃO FRANCISCO GALERA. **Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações**. 2.ed – São Paulo: Ed Unesp, 2008

MONTEIRO, Alan de Andrade. **Estudo do Acoplamento Mesosfera-Ionosfera por meio de ondas de gravidade**. 2012. Dissertação (Mestrado em Física e Astronomia) – Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento, Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2012.

MOOR, LILIAN PIECHA. **Estudo das irregularidades ionosféricas na região F durante um período de atividade Solar mínima**. 2011. Dissertação (Mestrado em Física e Astronomia) – Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento, Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2011.

MSIS-E-90. **Atmosphere Model**. Disponível em: <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/msis_vitmo.html>. Acesso em 18 de Outubro de 2012.

MUELLA, Marcio Tadeu de Assis Honorato. **Ventos Termosféricos Meridionais Inferidos por Meio de Sondagens Ionosféricas**. Tese (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisa Espacial, 2004.

MUELLA, Marcio Tadeu de Assis Honorato. **Morfologia e Dinâmica das Irregularidades Ionosféricas de Pequena Escala e Imageamento Ionosférico por GPS**. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisa Espacial, 2008.

Muella, M. T. A. H.; Fagundes, P. R.; Bittencourt, J. A.; Sahai, Y.; Lima, W. L. C.; Becker-Guedes, F.; Pillat, V. G.: Nighttime thermospheric meridional winds inferred from ionospheric h'F and hpF2 data, **Advances in Space Res.**, v.41, p. 599-610, 2008.

NORSUZILA YA'ACOB; MARDINA ABDULLAH;MAHAMOD ISMAIL. Gps Total Electron (TEC) Prediction at Ionosphere Layer over the Equatorial Region, **Trends in Telecommunications Technologies**, v., p. 485-509, 2010.

Noxon, J. F.; Johanson, A. E.: Effect of magnetically conjugate photo electron on OI (6300 Å), **Planet. Space Sci.**, v. 18, p.1367, 1970.

OLIVEIRA, Virgínia Klausner de. **Estudo da propagação de ondas de gravidade na ionosfera usando técnicas de rádio sondagem**. 2007. Dissertação (Mestrado em Física e Astronomia) – Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento, Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2007.

OLIVEIRA, Alexandre Boa Ventura. **Uso do GPS para o estudo da anomalia equatorial**. 2003. Dissertação (Ciências) – Instituto Tecnológico de Aeronáutica, São José dos Campos, 2003.

Olwendo, O. J., Baki, P., Mito, C.; Doherty, P.: Characterization of ionospheric GPS Total Electron Content (GPS-TEC) in low latitude zone over the Kenyan region during a very low Solar activity phase. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 84-85, p.52-61, 2012.

PILLAT, Valdir Gil. **Comparação do Modelo Teórico Ionosférico com Parâmetros Ionosféricos Observados**. 2006. Dissertação (Mestrado em Física e Astronomia) – Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento, Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2006.

Prasad, D. S. V. V. D., Niranjan, K.; Rama Rao, P. V. S.:TEC and equivalent slab-thickness at low & mid latitudes – A comparative study, **Indian J. Radio Space Phys.**, v.16, p.295-297, 1987.

RADTEL NETWORK. 2006. Disponível em:
<<http://radtelnetwork.com.au/propagation/hfprop.html>>. Acesso em: 10 de Maio de 2013

RATCLIFFE, J. A. The **magneto-ionic theory and its applicationn to the ionosphere** . London: Cambridge University Press, 1962.

Rama Rao, P. V. S.; Sri Rama Rao, M.; Satyam, M.:Diurnal and seasonal trends in TEC values observed at Waltair, **Indian J. Radio Space Phys.**, v.6, p.233-235, 1977.

Rao. P. B., Jayachandran, B.; Balan, N.:Low latitude TEC and Np variations during the Solar cycles of 20 and 21, in: Investigation of ionosphere by means of Beacon satellite measurements, edited by Cao Chong, Int. Beacon Sattelite symposium, **Beijing, China**, p.241, 1988.

Rastogi, R. G.; Alex, S.: Day to day variability of ionospheric electron content at low latitudes, **J. Atmos.Terr. Phys.**, v.49, p.1133-1137, 1987.

Rastogi, R. G.: Collapse of the equatorial ionosphere during the sunrise period, **Ann. Geophysicae**, v.6, p.205, 1988.

RISHBETH, HENRY ; GARRIOT, OWEN K. **Introduction to Ionospheric Physics**. Academic Press, INC, 1969.

Silby, J. H.: Ionospheric total electron content and slab thickness determined is Australia. **Radio Science**, v. 32, p.1635-1643, 1997.

SISTEMAS GLOBAIS DE NAVEGAÇÃO POR SATÉLITE. **A Constelação Galileo**

Disponível em http://www.galileoic.org/la/.../GIC_CLASS_BOOK_PORTUGUESE.pdf>
Acesso em 05 de Maio de 2011.

Stankov, S. M.; Jakowski, N.: Topside ionospheric scale height analysis and modelling based on radio occultation measurements, **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 68, p.134-162, 2006.

Stankov, S. M.; Warnant, R.: Ionospheric slab thickness- analysis, modelling and monitoring, **Advances in Space Research**, v.44, p 1295-1303, 2009.

Titheridge, J. E.: Slab Thickness of the mid-latitude ionosphere, **Planet. Space Sci.**, v.21, p.1775-1793, 1973.

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

Venkatesh, K. P. V. S Rama Rao; Prasad, D. S. V. V. D., Niranjan, K.; Saranya, P. L.: Study of TEC, slab thickness and neutral temperature of the thermosphere in the Indian low latitude sector, **Ann. Geophys.**, v.29, p.1635-1645, 2011.

Watanabe, S.; Oyama, K.I.; Abdu, M. A.: Computer Simulation of electron and ion densities and temperatures in the equatorial F-region and comparison with Hinotori results. **J. Geophys. Res**, v. 100, p. 14581–14590, 1995.