



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-15774-TDI/1517

**ESTUDO DA ANOMALIA DE IONIZAÇÃO  
EQUATORIAL E DOS VENTOS TERMOSFÉRICOS  
MERIDIONAIS DURANTE PERÍODOS CALMOS E  
PERTURBADOS NA REGIÃO DE BAIXAS LATITUDES  
BRASILEIRA**

Paulo Alexandre Bronzato Nogueira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial,  
orientada pelos Drs. Mangalathayil Ali Abdu e Inez Staciarini Batista, aprovada  
em 07 de abril de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.13.18.22>>

INPE  
São José dos Campos  
2009

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO:**

### **Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

### **Membros:**

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

## **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-15774-TDI/1517

**ESTUDO DA ANOMALIA DE IONIZAÇÃO  
EQUATORIAL E DOS VENTOS TERMOSFÉRICOS  
MERIDIONAIS DURANTE PERÍODOS CALMOS E  
PERTURBADOS NA REGIÃO DE BAIXAS LATITUDES  
BRASILEIRA**

Paulo Alexandre Bronzato Nogueira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial,  
orientada pelos Drs. Mangalathayil Ali Abdu e Inez Staciarini Batista, aprovada  
em 07 de abril de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.13.18.22>>

INPE  
São José dos Campos  
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

N689e Nogueira, Paulo Alexandre Bronzato.  
Estudo da Anomalia de ionização equatorial e dos ventos termosféricos meridionais durante períodos calmos e perturbados na região de baixas latitudes brasileira / Paulo Alexandre Bronzato Nogueira. – São José dos Campos : INPE, 2009.  
146p. ; (INPE-15774-TDI/1517)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientadores : Drs. Mangalathayil Ali Abdu e Inez Staciarini Batista.

1. Ionosfera. 2. Anomalia equatorial. 3. Ventos termosféricos. 4. Deriva vertical. 5. Tempestades magnéticas. I.Título.

CDU 551.510.535

---

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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


Dr. Odim Mendes Júnior

  
Presidente / INPE / SJC Campos - SP


Dr. Mangalathayil Ali Abdu

  
Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

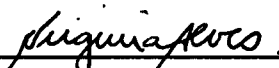
Dra. Inez Staciari Batista

  
Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Jonas Rodrigues de Souza

  
Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dra. Maria Virgínia Alves

  
Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Rui Tertuliano de Medeiros

  
Convidado(a) / UFRN / Natal - RN

Aluno (a): Paulo Alexandre Bronzato Nogueira

São José dos Campos, 07 de abril de 2009



*“Toda a sabedoria vem do Senhor Deus, ela sempre esteve com ele. Ela existe antes de todos os séculos.”*

*Eclesiástico, 1:1*





*A meus amados pais: Simão e Inês; às minhas princesas: Simone e Tatiana e para minha belíssima companheira: Vanessa. Que sem esses seria impossível a concretização deste sonho.*



## **AGRADECIMENTOS**

Do início ao fim da minha vida, agradeço e agradecerei sempre a Deus e a Nossa Senhora Aparecida, responsáveis por todas as conquistas em minha vida.

Um agradecimento especial a meus pais, grandes amigos, conselheiros e orientadores: Inês Bronzato e Simão Nogueira, o carinho, amor e apoio incondicional em todos os momentos da minha vida. Obrigado por tudo! Como disse Shakespeare: “Sábio é o pai que conhece o seu próprio filho.” Então, sem dúvidas, posso dizer que meus pais são sábios!

As minhas queridas irmãs Simone e Tatiana, a vocês desejo toda felicidade... Nosso amor e amizade são imensuráveis! Amo vocês!

A minha musa inspiradora Vanessa! Que nosso amor seja eterno!

Meus mais sinceros agradecimentos aos meus orientadores Dr. Mangalathayil Ali Abdu e Dra. Inez S. Batista, pela eficiente e constante orientação, incentivo, paciência, carinho e discussões em todas as fases deste trabalho.

À amiga Goreti, pelo carinho e a gentileza e todo o auxílio que sempre esteve presente.

Aos meus amigos Pedro, Márcio, Matheus, Henrique, Vânia, Rubens, Hernan, Wivaldo, Ênia, Francisco (Chico), Ângela, Laysa, Cédrique e China. Muito obrigado por nossas conversas, brincadeiras, troca de idéias, pelos cafês (muito café!) e choppadas (deliciosas...).

Aos professores Drs. Clézio, Polinaya, Eurico, Marcelo Saba, Fernanda Sabbas, Dutra, Jonas, Alisson, Odim, Inez e Kantor. Com os quais tive a satisfação de ter sido aluno.

Aos membros da banca examinadora, Drs. Jonas Rodrigues de Souza, Odim Mendes Júnior, Maria Virginia Alves e Rui Tertuliano de Medeiros pelas sugestões e críticas fornecidas ao aprimoramento deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela oportunidade de iniciar-me na carreira científica com os estudos na pesquisa de Geofísica Espacial.



## RESUMO

O objetivo desta dissertação é estudar os ventos termosféricos meridionais durante períodos geomagneticamente calmos e perturbados e seus efeitos no desenvolvimento da anomalia de ionização equatorial. Esse tema de pesquisa envolve o conhecimento teórico e experimental do sistema acoplado ionosfera/termosfera/magnetosfera. O estudo é baseado em dados ionosféricos coletados pelas digissondas operadas em São Luís, Fortaleza e Cachoeira Paulista, e pelos receptores de GPS instalados em São José dos Campos e São Luís. Os ventos neutros termosféricos alinhados ao meridiano magnético, durante o período noturno, são determinados a partir da comparação da altura da base da ionosfera, entre duas estações equatoriais, São Luís e Fortaleza. Para calcular a intensidade e desenvolvimento da anomalia equatorial, dois parâmetros foram desenvolvidos:  $\Delta f_oF2$  e  $\Delta VTEC$ . Durante a ocorrência das tempestades magnéticas, a ionosfera sofre perturbações em nível global. Os principais efeitos ionosféricos produzidos por tempestades investigados aqui, são os seguintes: resposta da camada F à penetração de campos elétricos zonais da região auroral para a região equatorial e o comportamento dos campos elétricos do dínamo perturbado e dos ventos meridionais. A metodologia empregada para o estudo dos efeitos das tempestades magnéticas na ionosfera equatorial consiste na comparação dos parâmetros ionosféricos dos dias perturbados com os dos dias calmos. Os parâmetros magnéticos como o índice auroral AE, componente do campo magnético interplanetário Bz e o índice Dst foram usados para analisar a tempestade. Os resultados mostram variações significativas na deriva vertical de plasma, nos ventos termosféricos e no desenvolvimento da anomalia equatorial durante as diferentes fases das tempestades.



# **A STUDY OF THE EQUATORIAL IONIZATION ANOMALY AND OF THE THERMOSPHERIC MERIDIONAL WINDS DURING QUIET AND DISTURBED PERIODS OVER BRAZILIAN LOW LATITUDES**

## **ABSTRACT**

The aim of this work is the study of meridional thermospheric winds, during geomagnetically quiet and disturbed periods and their effects on the development of the equatorial ionization anomaly. This research theme depends on the theoretical and experimental knowledge of the coupled ionosphere/thermosphere/magnetosphere system. This study is based on ionospheric data collected by digital ionosondes operating in São Luís, Fortaleza and Cachoeira Paulista and by *Global Positioning System* (GPS) receivers installed in São José dos Campos and São Luís. Here, the nighttime thermospheric neutral winds aligned to the magnetic meridian are derived from F-region height variations between two equatorial stations, São Luís and Fortaleza. In order to evaluate the strength and development of the equatorial anomaly, two parameters were determined:  $\Delta f_oF2$  and  $\Delta VTEC$ . During the magnetic storm, the ionosphere goes through disturbances on a global level. The main ionospheric effects produced by storms which are studied here, are: the response of the F-layer to prompt penetration zonal electric field from the auroral to the equatorial region, and the effects of disturbance dynamo electric fields and the meridional winds. The methodology employed to study the magnetic storm effects in the equatorial ionosphere consists on the comparison of the ionospheric parameters on disturbed and quiet days. The magnetic parameters such as the auroral index AE, the interplanetary magnetic field component Bz, and the Dst index, were used to analyze the storm. The results show significant variation in the plasma vertical drift, in the thermospheric winds and in the equatorial anomaly developments during different phases of the storms.





## SUMÁRIO

|   | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| LISTA DE FIGURAS .....  |             |
| LISTA DE TABELAS .....  |             |
| <b>1 INTRODUÇÃO .....</b>   | <b>23</b>   |
| <b>2 DINÂMICA DO SISTEMA TERMOFERA - IONOSFERA EQUATORIAL .....</b>   | <b>27</b>   |
| 2.1 Atmosfera Neutra .....  | 27          |
| 2.2 Camadas Ionizadas .....   | 29          |
| 2.3 Ionosfera.....  | 29          |
| 2.3.1 Formação da Ionosfera .....   | 31          |
| 2.3.2 Processos de Transporte .....   | 35          |
| 2.4 Ventos Neutros Termosféricos .....  | 37          |
| 2.5 Sistema Termosfera – Ionosfera Equatorial e de Baixas Latitudes .....   | 39          |
| 2.5.1 Teoria do Dínamo.....   | 40          |
| 2.5.2 Pico Pré-Inversão da Deriva Vertical do Plasma Ionosférico .....  | 40          |
| 2.5.3 Efeito Fonte e Anomalia de Ionização Equatorial.....  | 43          |
| 2.6 Efeitos das tempestades Magnéticas no EITS .....  | 46          |
| 2.6.1 Índices Magnéticos .....  | 48          |
| 2.6.2 Campos Elétricos de Penetração Direta.....  | 50          |
| 2.6.3 Penetração de Campos Elétricos na Ionosfera em Baixas latitudes.....  | 53          |
| 2.6.4 Campo Elétrico do Dínamo Perturbado .....   | 55          |
| <b>3 PRINCÍPIOS DE FUNCIONAMENTO DAS DIGISSONDAS E GPS .....</b>  | <b>59</b>   |
| 3.1 Digissonda .....  | 59          |
| 3.2 Princípios de funcionamento do GPS.....   | 61          |
| 3.2.1 Refração e Conteúdo Eletrônico Total .....  | 63          |
| <b>4 METODOLOGIA UTILIZADA PARA AFERIR OS VENTOS<br/>TERMOFÉRICOS E A INTENSIDADE DA ANOMALIA EQUATORIAL.....</b> | <b>69</b>   |
| 4.1 Cálculo da Velocidade dos Ventos Termosféricos Meridionais Magnéticos.....                                    | 69          |
| 4.2 Cálculo da intensidade da Anomalia Equatorial .....   | 76          |
| <b>5 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....</b>  | <b>79</b>   |
| 5.1 Deriva Vertical. ....   | 85          |
| 5.2 Vento Meridional.....   | 90          |
| 5.3 A Intensidade da Anomalia Equatorial.....   | 93          |
| 5.4 Efeitos da Atividade Magnética .....  | 101         |
| 5.4.1 Tempestade de 14-18 de Dezembro de 2006.....  | 101         |
| 5.4.2 Tempestade de 24-27 de Novembro de 2001 .....   | 107         |
| 5.4.3 Tempestade de 31 de Março a 04 de Abril de 2001 .....   | 113         |
| 5.4.4 Tempestade de 24-27 de Março de 2007.....   | 118         |
| 5.4.5 Tempestade de 18-22 de Junho de 2001 .....  | 122         |
| 5.4.6 Tempestade de 06-08 de Junho de 2006.....   | 127         |
| 5.5 Comparação dos ventos termosféricos .....   | 132         |
| <b>6 CONCLUSÕES E DISCUSSÕES .....</b>  | <b>135</b>  |
| <b>7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>   | <b>141</b>  |



## LISTA DE FIGURAS

|           |  |    |
|-----------|--|----|
| 2.1-      | Regiões da atmosfera terrestre. À esquerda perfis típicos de temperatura em função da altitude e à direita perfis típicos de concentração eletrônica função da altitude.   | 28 |
| 2.2-      | Perfil de densidade eletrônica mostrando as principais radiações ionizantes e seus principais íons.  | 33 |
| 2.3 –     | O painel do lado esquerdo ilustra a formação da camada ionizada, e o painel do lado direito retrata o perfil vertical da densidade eletrônica da ionosfera.  | 34 |
| 2.4 -     | Modelo de deriva vertical de plasma para região equatorial brasileira durante períodos de alta atividade solar.  | 41 |
| 2.5 –     | Modelo simplificado do mecanismo gerador do pico pré-inversão da região F, impulsionada por um vento neutro U.   | 42 |
| 2.6 -     | Formação da Anomalia Equatorial.   | 44 |
| 2.7 -     | Simulação do efeito fonte de plasma equatorial pelo SUPIM para três longitudes distintas: Jicamarca (Peru), Trivandrum (Índia), e Fortaleza (Brazil). A diferença da intensidade do fluxo de plasma entre os hemisférios é causada pelos ventos meridionais. | 45 |
| 2.8 –     | Índice Dst durante uma tempestade magnética.   | 47 |
| 2.9 –     | À esquerda: seqüência de eventos em que o CMI, quando este aponta para o Sul, conecta-se com o CMT. À direita: representação esquemática da conexão entre o dínamo do vento solar e o circuito ionosférico.  | 51 |
| 2.10 –    | Diagrama esquemático das correntes e campos elétricos existentes no sistema magnetosfera-ionosfera.  | 52 |
| 2.11 –    | Ilustração dos campos elétricos dentro da plasmapausa.   | 55 |
| 2.12 –    | Ilustração do mecanismo gerador do dínamo perturbado.  | 56 |
| 2.13 –    | Varição do índice de atividade auroral (AE) durante 08-10 de Agosto de 1972 (painel superior) e o comportamento da deriva vertical neste período pelo radar de Jicamarca.  | 57 |
| 3.1 –     | Representação dos satélites de GPS e a antena do receptor  | 63 |
| 3.2 -     | Refração da onda eletromagnética na ionosfera.   | 63 |
| 3.3 -     | Geometria da trajetória do rádio-sinal satélite-receptor, para sinais transionosféricos.   | 67 |
| 4.1 -     | Esquema das derivas verticais de plasma devido aos ventos neutros e campos elétricos.  | 70 |
| 4.2 –     | Varição noturna do vento termosférico U, suas componentes U1, U2 e U3 e altura real para a noite de 8-9 de dezembro de 2001.   | 75 |
| 5.1 –     | Altura real da camada F e as velocidades de deriva vertical real e aparente, para dezembro de 2001, alta atividade solar.  | 80 |
| 5.2 –     | Altura real da camada F e as velocidades de deriva vertical real e aparente, para dezembro de 2006, baixa atividade solar.   | 81 |
| 5.3 – (a) | Comparação dos parâmetros ionosféricos (altura real da camada F (azul) e deriva vertical (preto)) para diferentes condições de fluxo solar e suas variações sazonais para Fortaleza (continua).  | 89 |
| 5.3 – (b) | Velocidade de deriva vertical para São Luís (vermelho) e Fortaleza (preto) para diferentes condições de fluxo solar e suas variações sazonais (conclusão).   | 90 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>5.4</b> – Comparação dos ventos meridionais em função das diferenças sazonais para diferentes condições de fluxo solar. ....   | 92  |
| <b>5.5</b> - Variação temporal do índice $\Delta foF2$ para alta atividade solar.....   | 94  |
| <b>5.6</b> – Variação temporal do índice $\Delta VTEC$ para alta atividade solar.....   | 95  |
| <b>5.7</b> - Variação temporal do índice $\Delta foF2$ para baixa atividade solar.....  | 97  |
| <b>5.8</b> – Variação temporal do índice $\Delta VTEC$ para baixa atividade solar.....  | 97  |
| <b>5.9</b> – Difusão do plasma ionosférico ao longo das linhas de campo geomagnético.....   | 98  |
| <b>5.10</b> – Variação temporal do índice $\Delta foF2$ para diferentes condições de fluxo solar e suas variações sazonais.....   | 100 |
| <b>5.11</b> – Campo magnético interplanetário Bz e índices Dst e AE para a tempestade de 14-18 de Dezembro de 2006, e o parâmetro $\Delta foF2$ para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha). .... | 104 |
| <b>5.12</b> – Comparação dos efeitos da tempestade magnética do 14-18 de Dezembro de 2006 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.....  | 105 |
| <b>5.13</b> – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de dezembro de 2006.....  | 106 |
| <b>5.14</b> – Índices Dst, Bz e AE para a tempestade de 23-27 de Novembro de 2001, e o parâmetro $\Delta foF2$ para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha). ....                                  | 110 |
| <b>5.15</b> – Comparação dos efeitos da tempestade magnética do 23-26 de Novembro de 2001 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.....  | 111 |
| <b>5.16</b> – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de novembro de 2001. ....   | 112 |
| <b>5.17</b> – Índices Bz, Dst e AE para a tempestade de 31 de Março a 04 de Abril de 2001, e o parâmetro $\Delta foF2$ para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha). ....                          | 115 |
| <b>5.18</b> – Efeitos da tempestade magnética de 31/03/2001 à 04/04/2001 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.....   | 116 |
| <b>5.19</b> – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de março de 2001. ....  | 117 |
| <b>5.20</b> – Índices Bz, Dst e AE para a tempestade de 24 – 27 de Março de 2007, e o parâmetro $\Delta foF2$ para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha). ....                                   | 119 |
| <b>5.21</b> – Efeitos da tempestade magnética de 24-27/03/2007 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.....   | 120 |
| <b>5.22</b> - Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de março de 2007. ....  | 121 |
| <b>5.23</b> – Índices Bz, Dst e AE para a tempestade de 18 – 22 de Junho de 2001 e o parâmetro $\Delta foF2$ para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha). ....                                    | 124 |
| <b>5.24</b> – Efeitos da tempestade magnética de 18-21 de Junho de 2001 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.....  | 125 |
| <b>5.25</b> – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de junho de 2001. ....  | 126 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>5.26</b> – Índices Bz, Dst e AE para a tempestade de 06 – 08 de Junho de 2006 e o parâmetro $\Delta foF2$ para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha)..... | 129 |
| <b>5.27</b> – Efeitos da tempestade magnética de 06-08 de Junho de 2006 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.....  | 130 |
| <b>5.28</b> – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de junho de 2006. ....  | 131 |
| <b>5.29</b> – Comparação dos ventos obtidos com os modelados pelo HWM-93.....   | 133 |



## LISTA DE TABELAS

|   |    |
|---|----|
| 5.1- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar. .... | 82 |
| 5.2- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar. .... | 82 |
| 5.3- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar. .... | 83 |
| 5.4- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar. .... | 83 |
| 5.5- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar. .... | 84 |
| 5.6- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar. .... | 84 |





## 1 INTRODUÇÃO

Os efeitos das tempestades magnéticas na ionosfera terrestre constituem atualmente um dos temas de maior interesse da comunidade científica, essencialmente no recente campo de estudos denominado de clima espacial. O Clima Espacial diz respeito à área do conhecimento dos fenômenos solares e ocorrências físicas no ambiente espacial. De especial interesse, há as influências naturais sobre o planeta Terra às quais se adicionam presentemente as vulnerabilidades dos sistemas tecnológicos, instalações físicas e serviços que atendem as necessidades da sociedade atual, em decorrência do estado ou modificações desse ambiente. O conhecimento e a previsão de diferentes fenômenos que diretamente afetam as atividades humanas, tais como atividades solares, tempestades magnéticas e tempestades ionosféricas, têm grande importância.

O estudo dos efeitos ionosféricos das tempestades magnéticas sobre a ionosfera equatorial e de baixas latitudes magnética é de grande interesse para os grupos de pesquisa em Geofísica Espacial no Brasil, uma vez que quase todo o território brasileiro está confinado nessas regiões de latitudes magnéticas.

Com isso, este trabalho realiza um estudo referente aos efeitos dos ventos neutros termosféricos meridionais magnéticos e das tempestades magnéticas na ionosfera equatorial e de baixas latitudes, especificamente no desenvolvimento e nas assimetrias da Anomalia de Ionização Equatorial.

Para atingir esse objetivo foi desenvolvido um plano de trabalho que envolve a construção de índices indicadores da intensidade da Anomalia Equatorial. Os índices foram calculados a partir da diferença entre a densidade eletrônica das regiões de baixas latitudes (Cachoeira Paulista (-22,6°; 315°) /São José dos Campos (-23,18°; 314,12°)) e das regiões equatoriais (São Luís (-2,33°; 315,8°)). O primeiro índice, denominado  $\Delta foF2$ , é calculado a partir da frequência crítica da camada F2 ( $foF2$ ) medida por digissondas, e o segundo, denominado  $\Delta VTEC$ , calculado a partir do conteúdo eletrônico total (TEC) medido por receptores de GPS.

Por sua vez, os ventos termosféricos meridionais são calculados mediante a comparação da altura da base da ionosfera entre São Luís e Fortaleza (-3,92°; 321,58°), duas estações equatoriais. Os dados necessários para esta análise são provenientes das digissondas operadas nestes locais. Os cálculos dos ventos meridionais serão realizados através do uso da altura real da camada F a partir das 18 até 06 horas locais. Serão feitas comparações das alturas sobre São Luís e Fortaleza para calcular os ventos através da técnica elaborada no trabalho de Krishnamurthy et al. (1990).

Finalmente, os efeitos das tempestades magnéticas na crista da anomalia equatorial serão estudados mediante a escolha de tempestades magnéticas, utilizando os índices Dst, Kp e AE, assim como a componente Bz do campo magnético interplanetário. Determinadas as tempestades magnéticas que serão analisadas, calculam-se os índices indicadores da intensidade da Anomalia Equatorial, realizando desta vez, uma comparação com os dias calmos. Com essa análise inicial, pode-se concluir se houve uma intensificação ou inibição da anomalia equatorial, sendo então necessário analisar os efeitos dos ventos neutros e campos elétricos do dínamo perturbado, necessitando dessa forma estudar os ventos termosféricos meridionais nos dias perturbados.

Para concretizar esses objetivos, esta dissertação foi dividida da seguinte forma:

Para um melhor entendimento do sistema termosfera – ionosfera equatorial inicialmente introduziu-se alguns conceitos sobre a atmosfera neutra, as subdivisões da atmosfera, a formação da ionosfera, atingindo o estudo da eletrodinâmica da ionosfera equatorial em condições magneticamente calmas e perturbadas, seguido por uma descrição dos efeitos das tempestades magnéticas na região equatorial e de baixas latitudes.

A partir desta revisão bibliográfica inicial, detalhou-se a instrumentação, ou seja, os conceitos referentes às ionossondas/digissondas e ao GPS, descrevendo o seu funcionamento básico e suas aplicações em física da ionosfera (capítulo 3).

O quarto capítulo descreve detalhadamente como foi calculado o vento termosférico meridional utilizando a altura real da camada F e detalhamos, também, a metodologia para a construção dos parâmetros  $\Delta foF2$  e  $\Delta VTEC$ .

A interpretação dos resultados é apresentada no quinto capítulo, apresentando uma comparação dos efeitos em função da atividade solar e das tempestades magnéticas na deriva vertical do plasma ionosférico e nos ventos meridionais, e conseqüentemente, na intensidade da anomalia equatorial.

Finalmente, o capítulo 6 apresenta as principais conclusões obtidas neste estudo.



## 2 DINÂMICA DO SISTEMA TERMOSFERA - IONOSFERA EQUATORIAL

Para um melhor entendimento do sistema termosfera – ionosfera equatorial (EITS – da sigla em inglês “*Equatorial Ionosphere-Thermosphere System*”) se introduzirá, no presente trabalho, alguns conceitos sobre a atmosfera neutra, as subdivisões da atmosfera e a formação da ionosfera e o comportamento da ionosfera sobre condições magneticamente perturbada.

### 2.1 Atmosfera Neutra

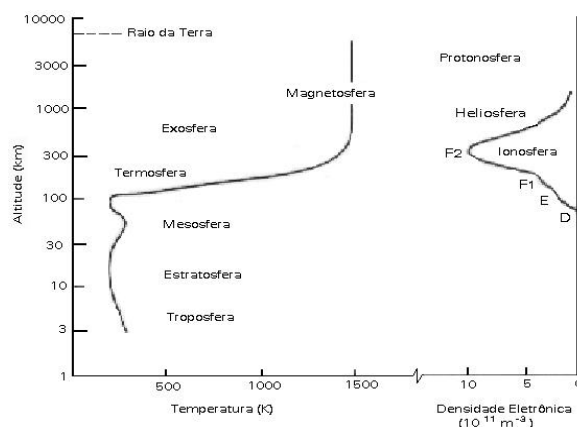
A atmosfera neutra desempenha um papel crucial para a formação e dinâmica da ionosfera. Devido ao fato da densidade dos gases neutros excederem a densidade do plasma ionosférico, há uma forte predominância das interações químicas e dinâmicas entre a atmosfera neutra e o plasma ionosférico, logo não se pode ignorar o papel desempenhado pelas partículas neutras.

A atmosfera neutra pode ser subdividida em função de sua temperatura como (Figura 2.1):

- **Troposfera:** Primeira camada da atmosfera terrestre, inicia-se na superfície terrestre estendendo-se até uma altitude média de 10 km. Sua temperatura decresce com a altura a uma taxa média de  $\sim 7\text{K/km}$  (KELLEY, 1989). A região limitante é denominada de tropopausa a partir de onde a temperatura passa por uma reversão. Suas principais características se referem aos estudos em meteorologia, pois a troposfera age como uma fonte de calor resultante da absorção da luz solar visível.
- **Estratosfera:** Segunda camada da atmosfera e seus limites inferiores e superiores são, respectivamente,  $\sim 10$  e 50 km; apresenta gradientes positivos de temperatura, principalmente devido à absorção da radiação solar na faixa do ultravioleta (UV), pelo ozônio estratosférico e pelo vapor de água. A

temperatura aumenta até  $\sim 270\text{K}$  onde ocorre outra reversão. Esta região é denominada de estratopausa.

- **Mesosfera:** Região situada acima da estratopausa, localizada entre  $\sim 50$  e  $90\text{km}$ , caracterizada por um decréscimo muito acentuado da temperatura, atingindo  $\sim 130\text{K}$  a  $190\text{K}$  por volta dos  $90\text{km}$ . É importante ressaltar que nesta região ocorre o fenômeno da aeroluminescência das emissões da hidroxila.
- **Termosfera:** É a região acima da mesopausa, onde o gradiente de temperatura é positivo. O comportamento da atmosfera muda drasticamente. O oxigênio atômico torna-se um constituinte importante e a temperatura atinge valores altos, geralmente entre  $1000 - 2000\text{K}$ . O equilíbrio térmico que permite as elevadas temperaturas pode ser explicado através da absorção pela termosfera das radiações ultravioletas solares e dos raios-X em altas altitudes, da absorção de partículas energéticas que entram na atmosfera, do aquecimento por efeito Joule, pelas correntes elétricas ionosféricas e também, pela ausência de um meio efetivo de dissipação de energia. Por ser dependente da absorção da radiação UV solar, o gradiente de temperatura varia com a hora local, sazonalmente, com a posição geográfica e com o nível de atividade solar.



**FIGURA 2.1-** Regiões da atmosfera terrestre. À esquerda perfis típicos de temperatura em função da altitude e à direita perfis típicos de concentração eletrônica função da altitude.

Fonte: Modificada de Rishbeth e Garriott (1969).

## 2.2 Camadas Ionizadas

A ionosfera pode ser definida como a parte da alta atmosfera onde a concentração de íons e elétrons é suficientemente alta para afetar a propagação das ondas de rádio. Seus limites verticais não são muito bem definidos, mas podem ser classificados entre 50 km – 1000 km de altitude. A ionosfera é subdividida em regiões devido às diferenças entre os constituintes químicos e suas radiações ionizantes. Estas regiões são conhecidas como D, E e F. Ressalte-se que a região F é subdividida em camadas  $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$ .

A heliosfera é caracterizada pela predominância dos íons de hélio, e a protonosfera é composta, principalmente, de íons de hidrogênio. Entretanto estas duas últimas camadas são extremamente rarefeitas e suas extensões verticais não são bem definidas (RISHBETH E GARRIOT, 1969).

Após esse breve resumo descreve-se com mais detalhes, na próxima seção, as definições da ionosfera.

## 2.3 Ionosfera

A ionosfera da Terra é constituída de um gás parcialmente ionizado que está compreendido ao redor da Terra e é definida também como a região limitante entre a atmosfera e o espaço. Os avanços em física de plasma muito auxiliaram na compreensão dos fenômenos físicos ionosféricos. Entretanto pelo fato de a densidade dos gases neutros ionosféricos serem superiores à densidade do plasma ionosférico, os estudos não podem descartar as partículas neutras, sobretudo por causa da existência de fenômenos secundários, derivados das colisões entre partículas ionizadas e neutras.

Conforme relatado acima, a ionosfera é caracterizada por ser a camada da atmosfera da Terra suficientemente ionizada para afetar a propagação das ondas de rádio. A própria descoberta desta camada ocorreu mediante as observações com ondas de rádios e no

reconhecimento de que somente uma camada refletora composta de íons e elétrons poderia explicar as características dos dados.

Os primeiros trabalhos relatavam as diferenças no perfil de densidade eletrônica na distribuição vertical da ionosfera, fato que resultou em uma subdivisão da ionosfera em regiões denominadas de D, E e F.

A identificação das regiões ionosféricas foi influenciada pelas assinaturas delas nos registros obtidos pelos ionogramas (registro fotográfico da região E e F da ionosfera produzidos por equipamentos de sondagens, os quais mostram a variação da altura virtual de reflexão das ondas de rádio em função da frequência do pulso), que tende a enfatizar as inflexões no perfil vertical da ionosfera. Como citado acima, a ionosfera é dividida em regiões diferenciadas: D, E, F (F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> e F<sub>3</sub>).

- **Região D:** Região situada entre 60 a 90km de altitude, apresentando alta complexibilidade nos seus processos fotoquímicos. Nesta altitude os processos de fotoionização ocorrem por dois meios distintos, a radiação solar e os raios cósmicos galáctico, fazendo com que esta camada apresente uma grande variedade de íons positivos e negativos. Os íons negativos, em sua grande maioria, são produzidos pela reação de junção eletrônica. Sua densidade eletrônica é relativamente baixa, quando comparada com as outras camadas ionosféricas, com um valor máximo na ordem de  $10^3$  elétrons/cm<sup>3</sup>. Entretanto essa densidade eletrônica é suficiente para afetar a propagação de ondas eletromagnéticas de baixa frequência.
- **Região E:** Região situada à altitude entre 90 - 140 km, sendo caracterizada pelo aumento da densidade eletrônica entre 90 a 110 km, atingindo em, aproximadamente, 110 km o seu pico de densidade, a partir de onde a densidade eletrônica começa a decair até a altitude de 140 km, onde se inicia a região F. Outra característica desta camada é a existência de íons metálicos, originados



por meteoros ( $\text{Fe}^+$ ,  $\text{Mg}^+$ ,  $\text{Ca}^+$  e  $\text{Si}^+$ ).

- **Região F:** Região situada entre 140 km e 1000 km de altitude. A região F pode subdividir-se em subcamadas distintas F1, F2 e F3. A camada F1 é definida mediante a aparição de um pequeno pico, ou inflexão em torno de 180 km (KIRCHHOFF, 1991), na curva de densidade eletrônica. É nessa região que ocorre a transição entre os processos de perda iônica quadrática e linear. O pico da camada F2 localiza-se, aproximadamente, entre 250-300 km, e a região F é a de maior densidade e produção eletrônica da ionosfera. A região é dominada por processos dinâmicos, havendo uma grande interação entre a ionosfera superior e os ventos termosféricos. O campo geomagnético também influencia, efetivamente, a distribuição de ionização local nesta região. Acima do pico o plasma se encontra em equilíbrio difusivo, ou seja, a concentração do plasma se distribui conforme sua própria escala de altura. O principal constituinte iônico até 500 km de altura é o  $\text{O}^+$ . Em latitudes próximas ao equador magnético existe ainda a possibilidade de formação da camada F3, a qual se forma no período da manhã (~10:30 LT - LT representa hora local, do inglês “*Local Time*”), quando a deriva vertical ( $\vec{E} \times \vec{B}$ ) eleva o pico de ionização do plasma, transportando a ionização para maiores altitudes. Se a magnitude e direção do vento termosférico meridional forem favoráveis, a nova camada se manterá por um período de tempo suficiente para que um novo pico de ionização se forme em baixas altitudes.

### 2.3.1 Formação da Ionosfera

Os principais constituintes da ionosfera surgem mediante a ionização da atmosfera neutra pela absorção da radiação solar na faixa do ultravioleta, cujos comprimentos de onda são inferiores à  $1026\text{Å}$ . Contudo, radiações de maiores comprimentos de onda podem também ser relevantes, principalmente para as camadas inferiores da ionosfera,

como por exemplo, a radiação Lyman- $\alpha$  ( $\lambda=1216 \text{ \AA}$ ) que é importante para a ionização do  $\text{NO}^+$  na região D (BANKS E KOCKARTS, 1973). Estas radiações ionizam O,  $\text{O}_2$  e  $\text{N}_2$ . Entretanto, estes íons iniciais não são necessariamente os principais íons da ionosfera, pois há também reações secundárias que ocorrem entre estes íons e os demais constituintes da atmosfera neutra (como exemplo, pode-se citar o  $\text{NO}^+$ , que é um importante íon da ionosfera, apesar de o NO ser apenas um constituinte minoritário da atmosfera neutra). Há também a ionização secundária, denominada de ionização por impacto, que se dá mediante o choque de partículas de alta energia com elementos da atmosfera neutra. Estas partículas de alta energia podem ser raios cósmicos que são relevantes, contudo, somente nas camadas inferiores.

As principais faixas de comprimento de onda do espectro solar que atuam como agentes ionizantes na atmosfera neutra são Lyman- $\alpha$  ( $\lambda=1216 \text{ \AA}$ ), Lyman- $\beta$  ( $\lambda=1025,7 \text{ \AA}$ ), raios-X ( $\lambda < 10 \text{ \AA}$ ), raios X ( $\lambda > 10 - 100 \text{ \AA}$ ) e EUV (extremo ultravioleta  $\lambda < 1000 \text{ \AA}$ ).

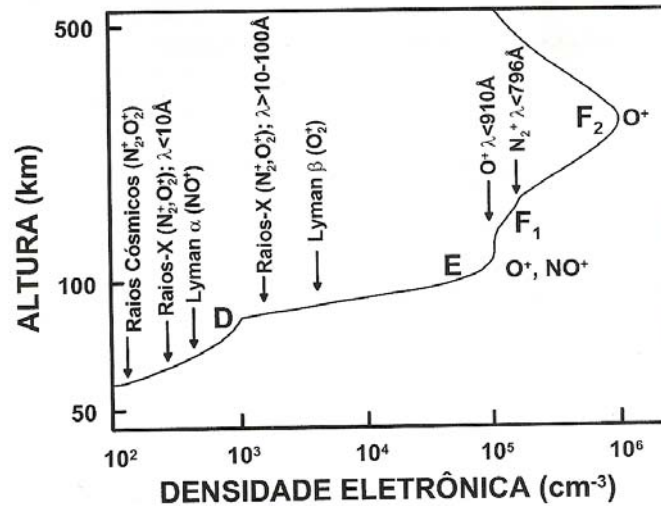
Em médias e baixas latitudes, região de interesse deste trabalho, a faixa do espectro eletromagnético da radiação oriunda do Sol é o extremo ultravioleta (EUV) e parte do espectro dos raios-X. Quando da incidência desta radiação, imediatamente são formados íons e elétrons que tendem a recombinar-se e reagir com outras espécies de gases, produzindo diversos íons.

A concentração da ionosfera não está somente relacionada com os processos de fotoionização, pois os íons e elétrons tendem a se recombinar e a reagir com outras espécies de gases, produzindo assim outros íons. A ionização também é transportada pelos ventos e campos elétricos. Desta forma, há um equilíbrio dinâmico onde a densidade eletrônica ( $n_e$ ) depende da taxa relativa entre produção e perda. Ou seja, a taxa de troca de densidade eletrônica é expressa pela equação da continuidade (HARGREAVES, 1992):

$$\frac{\partial n_e}{\partial t} = q - L - \vec{\nabla} \cdot (n_e \vec{V}), \quad (2.1)$$

na qual  $q$  é a taxa de produção,  $L$  é a taxa de perda e  $\vec{\nabla} \cdot (n_e \vec{V})$  expressa a produção e perda de elétrons pelo transporte, sendo  $V$  a velocidade de transporte do plasma.

A Figura 2.2 mostra as principais radiações ionizantes e os principais íons formados.



**FIGURA 2.2-** Perfil de densidade eletrônica mostrando as principais radiações ionizantes e seus principais íons.  
Fonte: Modificada de Banks e Kockarts (1973).

A seguir é descrito o processo de formação das regiões ionosféricas, no que se refere às radiações ionizantes.

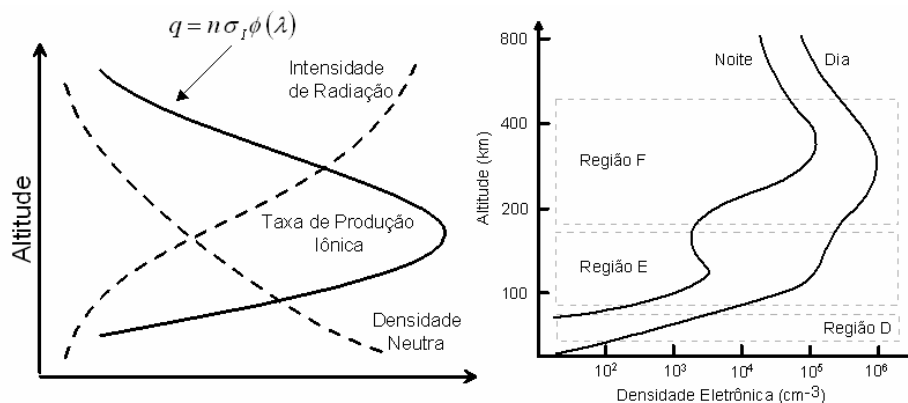
**Região D:** É formada pela absorção da radiação cuja seção transversal é menor que  $10^{-19} \text{ cm}^2$ , a qual inclui raios-X com  $\lambda < 10 \text{ \AA}$ , radiação ultravioleta com  $\lambda > 1750 \text{ \AA}$  e raios cósmicos que são importantes nesta região da baixa ionosfera. Através desta interação fotoiônica surgem os íons  $N_2^+$  e  $O_2^+$ . Outra radiação importante na região D é a Lyman- $\alpha$  ( $\lambda = 1216 \text{ \AA}$ ), responsável pela formação do íon  $NO^+$ .

**Região E:** É formada pela absorção da radiação cuja seção transversal é menor que  $5 \times 10^{-18} \text{ cm}^2$ . A principal faixa de radiação para sua formação é a radiação solar no intervalo entre  $100\text{-}310 \text{ \AA}$  e de  $\lambda > 800 \text{ \AA}$ . As radiações no espectro dos raios-X ( $\lambda > 10 - 100 \text{ \AA}$ ) provocam o surgimento dos íons  $N_2^+$  e  $O_2^+$ , a linha Lyman- $\beta$  em  $\lambda = 1025 \text{ \AA}$  e a

linha C(III) em  $\lambda=977\text{\AA}$  são importantes para a formação do íon  $O_2^+$ , e Lyman-contínuo ( $\lambda < 910\text{\AA}$ ) para o  $O^+$ .

**Região F:** É formada pela absorção da radiação com seção transversal maior que  $10^{-17}\text{ cm}^2$ . Na camada F a radiação atuante é a EUV (extremo ultravioleta) que, enquanto compreendida na faixa de comprimentos de onda entre  $\lambda < 910$  até  $796\text{\AA}$ , se mostra importante para a formação dos íons  $O^+$  e  $O_2^+$ , este em menor quantidade. A faixa de  $\lambda$  entre  $796 - 732\text{\AA}$ , por sua vez, é importante na formação dos íons  $N_2^+, O^+, O_2^+$  e  $H^+$ . Cumpre observar que nesta região o íon  $O^+$  é dominante. A radiação que compreende a faixa de  $\lambda < 732\text{\AA}$ , é importante na formação de  $N_2^+, O^+, O_2^+, H^+$  e  $He^+$  ( $\lambda \leq 504,3\text{\AA}$ ).

A figura 2.3 ilustra a base dos processos físicos da formação da ionosfera, assim como a sua variação diurna.



**FIGURA 2.3** – O painel do lado esquerdo ilustra a formação da camada ionizada, e o painel do lado direito retrata o perfil vertical da densidade eletrônica da ionosfera.

Fonte: Modificada de Baumjohann e Treumann (1997).

Pode-se notar que a densidade da atmosfera neutra decresce exponencialmente com a altitude, ao passo que a intensidade da radiação solar incidente cresce exponencialmente em função, também, da altitude. A taxa de produção é proporcional ao produto da

densidade atmosférica pela intensidade de radiação solar, o que ocasiona um máximo de produção iônica em uma altitude de equilíbrio entre esses dois parâmetros, como didaticamente mostrado na figura 2.3 (esquerdo). Assim, se denominarmos  $n$  para densidade da atmosfera neutra e  $\phi_{(\lambda)}$  para intensidade da radiação, a função de produção da ionosfera pode ser escrita através da seguinte equação:

$$q = n\sigma_I\phi_{(\lambda)}, \quad (2.2)$$

onde  $\sigma_I$  é definido como a seção transversal de absorção da radiação.

É relevante salientar que a densidade eletrônica da ionosfera é o resultado do equilíbrio entre a taxa de produção e das reações de produção e perda, assim como os processos de transporte, que causam importantes efeitos na alta ionosfera, como será discutido, oportunamente, na seção 2.3.2.

No painel da direita da Figura 2.3 é fácil notar que a densidade eletrônica noturna diminui significativamente, pois com a baixa incidência de radiação solar neste período, os efeitos de fotoionização desaparecem quase por completo, de tal forma que os processos de perda por recombinação passam a agir significativamente contribuindo para a diminuição da densidade eletrônica. A região F da ionosfera não desaparece em função dos processos de transporte, que conduzem a ionosfera para maiores altitudes, onde os coeficientes de recombinação são mais baixos.

### **2.3.2 Processos de Transporte**

Os perfis de concentração iônica na ionosfera são determinados pela relação entre os processos químicos e de transporte. Para a baixa ionosfera, regiões D e E, os gases neutros são suficientemente densos para retardar os movimentos do plasma associados com gradientes de pressão e efeitos gravitacionais, ou seja, os efeitos de difusão são desprezíveis. Assim, uma vez que a escala temporal para o transporte de plasma é muito maior do que para a produção e perda iônica, a concentração e composição iônica são

determinadas pelos efeitos locais de produção e perda. Nas regiões acima de 150-200 km, a escala temporal para o processo de transporte torna-se comparável com as de reações iônicas, tal que a distribuição da densidade iônica já não é controlada somente pelos efeitos locais (produção e perda), mas também por um sistema envolvendo difusão de íons das regiões de produção para as regiões de perda. Em condições gerais, a distribuição em altitude de cada espécie iônica é definida pela equação da continuidade:

$$\frac{\partial n_e}{\partial t} = q - L - \vec{\nabla} \cdot (n_e \vec{V}). \quad (2.3)$$

Os agentes capazes de controlar a dinâmica do plasma ionosférico, tais como transportar ou movimentar são:

- Ventos Neutros: São formados pela maré atmosférica e surgem mediante os gradientes de pressão causados por aquecimento solar, que produzem forças de arraste proporcionais à diferença entre a velocidade do vento  $U$  e a velocidade das partículas carregadas ( $v_i$ ) e as respectivas frequências de colisão.
- Campos Elétricos: São produzidos por ventos e são originados pelos dínamos da região E (durante o dia) e da região F (durante a noite). Íons e elétrons são movidos por este campo elétrico; a deriva eletromagnética resultante da interação  $\vec{E} \times \vec{B}$  transporta o plasma perpendicularmente ao campo magnético.
- Gradientes de Pressão e Efeitos Gravitacionais: O plasma ionosférico tende a ter uma difusão ao longo das linhas de campo geomagnético, devido aos efeitos gravitacionais e aos gradientes de pressão.

A equação do movimento para os íons e elétrons pode ser assim escrita (RISHBETH E GARRIOTT, 1969):

$$\frac{\partial \vec{V}_{e,i}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_{e,i}} \vec{\nabla} P + \vec{g} + \frac{q_{e,i}}{m_{e,i}} (\vec{E} + \vec{V}_{e,i} \times \vec{B}) + \frac{\vec{A}_{e,i}}{\rho_{e,i}}, \quad (2.4)$$

onde:

- os sub índices  $e,i$  são representativos de elétrons e íons, respectivamente
- $\vec{V}$  é a velocidade de transporte
- $P=nkT$  representa a pressão isotrópica
- $\vec{g}$  é a aceleração da gravidade
- $\vec{E}$  é o campo elétrico
- $\vec{B}$  representa o campo magnético
- $q$  é a carga elétrica
- $n$  é a concentração
- $k$  é a constante de Boltzaman
- $T$  é a temperatura
- $\rho$  é a densidade de massa
- $m$  é a massa da partícula
- $\vec{A}_j = \sum_k \vec{A}_{JK}$  é o termo de colisão que descreve os efeitos dinâmicos de atrito

entre gases com velocidades de transportes diferentes,

$$\frac{\vec{A}_{JK}}{\rho_J} = -\nu_{jk} (\vec{V}_J - \vec{V}_K), \text{ onde } \nu_{jk} \text{ é a frequência de colisão do elemento } j \text{ com o}$$

elemento  $k$ .

## 2.4 Ventos Neutros Termosféricos

O vento termosférico é caracterizado por ocorrer nas altitudes acima de 120 km, onde a radiação EUV solar é absorvida durante o dia, causando aquecimento e ionização desta região, provocando a expansão térmica da atmosfera iluminada em direção ao Sol. Esta expansão é conhecida como abaulamento atmosférico, que provoca gradientes de pressão de forma que as partículas atmosféricas tendem também a se deslocar deste centro de alta pressão em direção aos pólos, formando assim os ventos termosféricos.

Os ventos termosféricos circulam na região compreendida pela camada F da ionosfera, interagindo com as partículas ionizadas desta região através do arraste iônico, sendo esta interação mais efetiva durante o dia. No período noturno, em função da configuração dos ventos neutros que se direcionam ao equador, o transporte de partículas ionizadas é direcionado para altitudes maiores, auxiliando assim na preservação da ionosfera neste período.

Para se determinar o vento termosférico a partir da equação do movimento, são necessários modelos atmosféricos e ionosféricos, bem como condições de contorno compatíveis com o problema a ser resolvido. A partir de modelos de abaulamento atmosférico, é possível a dedução das variações diurnas bem como a previsão da direção do fluxo dos ventos termosféricos (RISHBETH, 1969). Contudo, limita-se aqui, à apresentação das equações bidimensionais do movimento aplicadas aos ventos, as quais possibilitam determinar as velocidades horizontais:

$$\frac{dU_x}{dt} - 2\Omega U_y \sin \varphi = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 U_x}{\partial h^2} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \nu_{ni}(U_x - V_{ix}), \quad (2.5)$$

$$\frac{dU_y}{dt} + 2\Omega U_x \sin \varphi = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 U_y}{\partial h^2} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - \nu_{ni}(U_y - V_{iy}), \quad (2.6)$$

onde  $V$  é a velocidade de deriva dos íons,  $U$  é a velocidade do vento neutro,  $\Omega$  é a velocidade angular da Terra,  $\rho$  é a densidade do gás neutro,  $p$  é a pressão do gás neutro,  $\nu_{ni}$  é o coeficiente de colisão neutro-íon,  $\mu$  é o coeficiente de viscosidade. Na equação do movimento, a força associada ao gradiente de pressão,  $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial(x,y)}$ , causa o

movimento de uma parcela do fluido de uma região de alta pressão para uma região de



baixa pressão. O termo devido à viscosidade,  $\frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 U_y}{\partial h^2}$ , atua de forma a remover os gradientes transversais de velocidade no fluido. A viscosidade torna-se muito importante na termosfera, devido ao aumento com a altitude do caminho livre médio das moléculas. O termo de arraste iônico,  $v_{ni}(U - V)$ , é o responsável pelo acoplamento da parte neutra da termosfera com a parte ionizada. Dependendo da direção relativa da velocidade dos íons, o acoplamento pode acelerar ou desacelerar o fluido. O termo de Coriolis,  $2\Omega \times U$ , representa a força por unidade de massa associada à rotação da atmosfera em relação a um referencial não-inercial. Esta força atua sempre de modo perpendicular à velocidade do fluido, havendo somente a mudança na direção da velocidade e, portanto, não há a realização de trabalho.

## 2.5 Sistema Termosfera – Ionosfera Equatorial e de Baixas Latitudes

O sistema termosfera-ionosfera equatorial possui características distintas quando comparado com outras latitudes do globo terrestre. Essas diferenças são oriundas da orientação quase horizontal das linhas do campo geomagnético na região equatorial, bem como pelo fato de ser esta a região que recebe as maiores quantidades da radiação solar incidente (ABDU, 2005). Os principais fenômenos que distinguem a ionosfera equatorial e de baixas latitudes são o sistema de correntes do eletrojato equatorial e suas instabilidades, a anomalia de ionização equatorial (EIA, sigla em inglês de “*Equatorial Ionization Anomaly*”) e as irregularidades do plasma na ionosfera noturna.

O mecanismo responsável pela geração de campos elétricos advém da interação dos ventos de maré com o campo geomagnético. A formação e a estruturação das camadas ionizadas, assim como a fenomenologia geral da ionosfera equatorial e de baixas latitudes, se devem, principalmente, aos processos químicos de produção e perda e ao transporte vertical de plasma. Esta região ionosférica apresenta os maiores valores de densidade de plasma do globo, e durante a noite, desenvolve instabilidades de plasma. Estas instabilidades podem ser iniciadas por ondas atmosféricas (ondas de gravidade, de maré e planetárias), que se originam em alturas mais baixas na atmosfera neutra, como

também por processos do acoplamento ionosfera-magnetosfera que se intensificam durante tempestades magnéticas.

### 2.5.1 Teoria do Dínamo

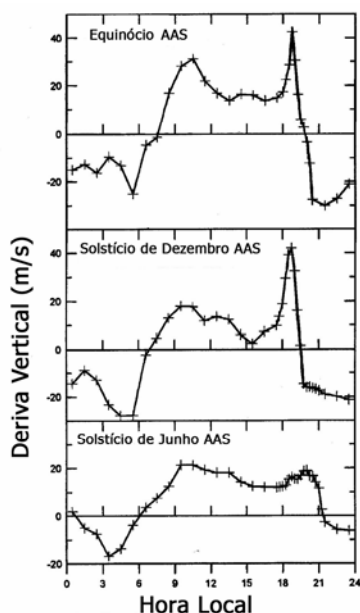
O campo magnético terrestre, observado na superfície da Terra, apresenta variações diárias regulares. A explicação para estas variações está na formação de uma corrente elétrica ionosférica devida aos ventos, ou seja, o aquecimento solar e a atração gravitacional da Lua produzem forças de marés na atmosfera, as quais causam movimentos dos constituintes neutros atmosféricos através das linhas do campo geomagnético que, por sua vez, produzem correntes elétricas em níveis onde a condutividade elétrica é relativamente alta (região E). Devido às variações horizontais e verticais de condutividade, as correntes não podem fluir livremente em todas as direções. Desta forma, são geradas cargas de polarização que modificam o fluxo de corrente. Os campos elétricos associados com estas cargas são transmitidos à região F através das linhas de campo geomagnético. A complexibilidade destes campos elétricos faz com que na região E equatorial se origine um forte sistema de corrente elétrica, denominado de eletrojato equatorial. Na região F, onde  $\nu \ll \omega$  (respectivamente frequência de colisão e girofrequência) tanto para elétrons como para íons, este campo elétrico dá origem às derivas eletromagnéticas. A velocidade de deriva do plasma é dada pela equação abaixo (RISHBETH E GARRIOT, 1969):

$$\vec{V}_E = \left( \frac{\vec{E} \times \vec{B}}{B^2} \right). \quad (2.7)$$

### 2.5.2 Pico Pré-Inversão da Deriva Vertical do Plasma Ionosférico

O comportamento da variação diurna das derivas zonais e verticais do plasma ionosférico foi estudado mediante dados de radares de espalhamento incoerente e

através de sondagem ionosférica pelas ionossondas/digissondas (para conhecer mais veja: FEJER et al., 1979; FEJER et al., 1991; FEJER et al., 1999; BATISTA et al., 1996; BERTONI et al., 2006). Um contexto interessante na morfologia das derivas verticais do plasma aparece nos horários do pôr-do-sol, conforme podemos verificar na figura 2.4.

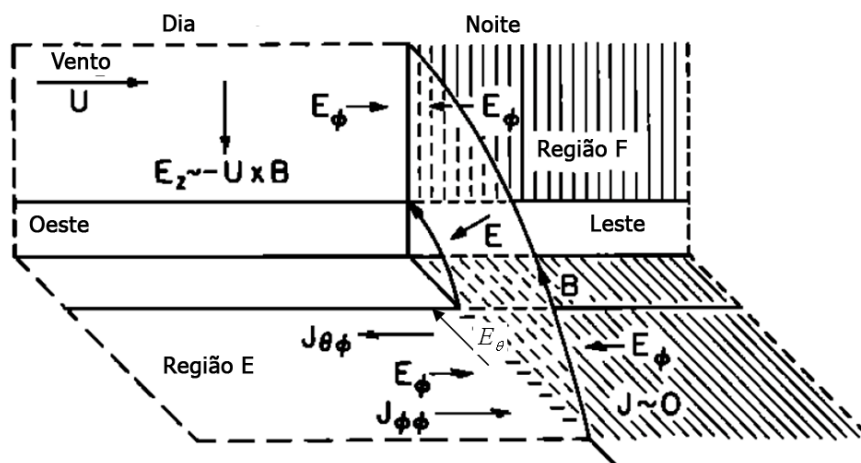


**FIGURA 2.4** - Modelo de deriva vertical de plasma para região equatorial brasileira durante períodos de alta atividade solar.  
 Fonte: Modificada de Batista et al. (1996).

A figura 2.4 mostra a variação diurna da deriva vertical do plasma ionosférico, para as três estações do ano, baseada em dados de medidas obtidas através da digissonda instalada em Fortaleza nos horários próximos ao pôr-do-sol e em medidas de satélite de Fejer et al. (1995) para os outros horários. Pode-se observar que durante o dia a deriva de plasma é positiva; mas, em virtude da inversão no sentido dos ventos neutros no período noturno, a deriva noturna passará a ser negativa, devido à ação do campo elétrico do dínamo. Entretanto é notável o pico que aparece na deriva vertical nos horários do pôr-do-sol, antes de sua inversão. Este pico é denominado de pico pré-inversão da deriva vertical, sendo este responsável por diversas peculiaridades da ionosfera equatorial e de baixas latitudes, pois apesar deste evento ser de breve duração,

o plasma da camada F é lançado para altas altitudes, local onde a recombinação é lenta e as colisões são raras. É relevante salientar que o pico pré-inversão ocorre em todas as épocas do ano, excetuando-se o solstício de junho do mínimo solar (KELLEY, 1989).

O mecanismo da formação do pico pré-inversão pode ser explicado com o auxílio da figura 2.5 que ilustra um modelo simplificado do princípio físico da formação do pico de deriva vertical.



**FIGURA 2.5** – Modelo simplificado do mecanismo gerador do pico pré-inversão da região F, impulsionada por um vento neutro  $U$ .  
Fonte: Modificada de Farley et al. (1986).

Segundo Farley et al. (1986) os ventos termosféricos que se direcionam através do terminadouro, geram um campo elétrico ( $E_z \cong -U \times B$ ) na região F. Este campo  $E_z$  é mapeado ao longo das linhas de campo geomagnético ( $B$ ) para a região E no sentido ao equador, com a representação em coordenadas polares de  $E_\theta$ , como mostrado na figura 2.5. Este campo elétrico mapeado gera uma corrente Hall zonal para oeste  $J_{\theta\phi}$ . Mas, como a densidade eletrônica da região E noturna tem uma súbita queda, a condutividade da região E torna-se desprezível. Portanto tem-se um acúmulo de cargas negativas perto do terminadouro, induzindo um campo elétrico ( $E_\phi$ ) zonal para leste para manter assim o equilíbrio eletrostático. Este campo cria uma corrente Pederson  $J_{\phi\phi}$  que anula  $J_{\theta\phi}$  num estado estacionário, e  $E_\phi$  é então mapeado para a região F, onde produz o súbito

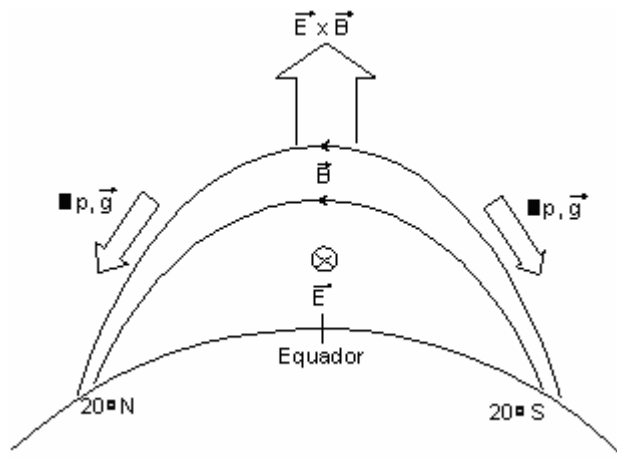
aumento de deriva vertical do plasma ( $\vec{E} \times \vec{B}$ ), denominado de pico pré-inversão. Uma das peculiaridades resultantes deste pico na deriva vertical ao entardecer, é que favorece a formação de instabilidades no plasma ionosférico, assim como também produz efeitos notáveis na dinâmica da atmosfera neutra (KELLEY, 1989).

### 2.5.3 Efeito Fonte e Anomalia de Ionização Equatorial

A anomalia de ionização equatorial, também conhecida como Anomalia de Appleton, é caracterizada por apresentar na região de  $\pm 15^\circ$  de latitude magnética picos de densidade eletrônica (região conhecida como baixas latitudes). Nestes picos obtêm-se os maiores valores globais de densidade eletrônica, embora o local onde se esperasse encontrar os maiores valores seria o equador geográfico, por se tratar do local de maior absorção da radiação solar incidente (ângulo zenital  $\chi = 0^\circ$ ).

Para entender o motivo pelo qual os maiores valores de densidade eletrônica estão em regiões de baixas latitudes ao invés de no equador, deve-se explicar a formação da Anomalia Equatorial e o Efeito Fonte de Plasma.

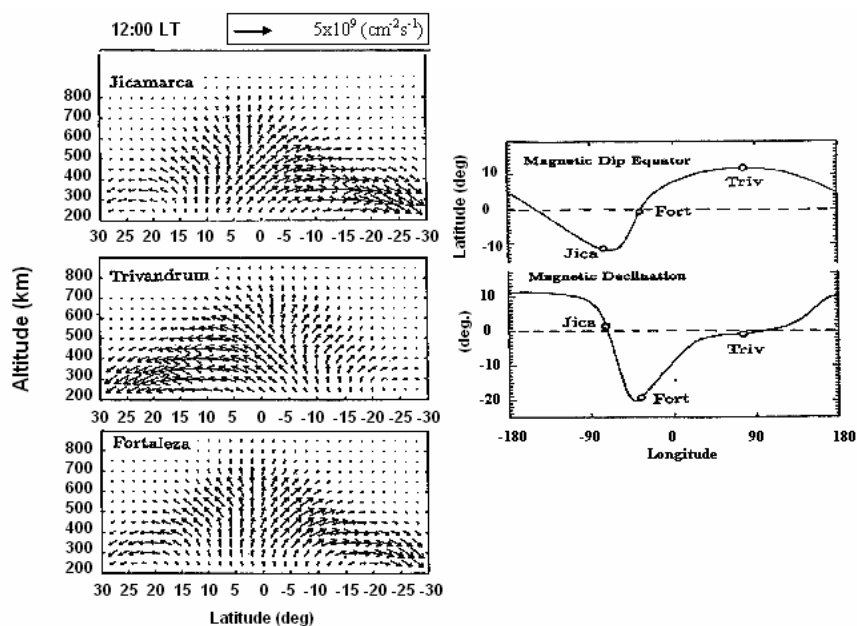
A ação dos ventos neutros, que são do tipo maré, surge devida aos gradientes de pressão causados por aquecimento solar. Este vento neutro, agindo na atmosfera ionizada, causa o arraste de íons, enquanto que os elétrons são obrigados a se movimentar ao longo das linhas de campo magnético, pois a sua frequência de colisão com as partículas neutras é muito menor que a girofrequência, gerando desta forma um campo elétrico zonal. Este campo elétrico gerado na região E é mapeado para a região F através das linhas de campo magnético. Na região equatorial a componente zonal do campo elétrico encontra-se perpendicular ao campo geomagnético, e a interação entre estes campos ( $\vec{E} \times \vec{B}$ ) causa uma força de deriva vertical de plasma, a qual desloca o plasma para altas altitudes, conforme mostra a figura 2.6.



**FIGURA 2.6** - Formação da Anomalia Equatorial.  
 FONTE: Modificada de Kelley (1989).

O plasma deslocado para as altas latitudes tende a voltar à sua posição original devido aos gradientes de pressão e aos efeitos gravitacionais. Porém este movimento de difusão só é eficiente ao longo das linhas de campo magnético, devido à dominância da girofrequência sobre a frequência de colisão. Portanto o fluxo de plasma ionosférico deixa de ser vertical, e flui ao longo das linhas de campo geomagnético, produzindo na região de  $\pm 15^\circ$  de latitude magnética picos de densidade eletrônica, sendo este processo denominado de Efeito Fonte de Plasma na região equatorial. Os picos de densidade em torno de  $\pm 15^\circ$  são denominadas de cristas da anomalia.

Os ventos termosféricos meridionais apresentam um efeito significativo no perfil latitudinal da EIA, podendo causar a intensificação de uma das cristas. Resultados de simulação, usando o Sheffield University Plasmasphere–Ionosphere Model (SUPIM) (BAILEY et al., 1993) mostram, na figura 2.7, o efeito fonte de plasma em torno do meio dia sob a ação combinada dos campos elétricos para leste e dos ventos meridionais, para três longitudes distintas no equador magnético (Trivandrum na Índia, Fortaleza no Brasil e Jicamarca no Peru) (BALAN et al., 1997).



**FIGURA 2.7** - Simulação do efeito fonte de plasma equatorial pelo SUPIM para três longitudes distintas: Jicamarca (Peru), Trivandrum (Índia), e Fortaleza (Brasil). A diferença da intensidade do fluxo de plasma entre os hemisférios é causada pelos ventos meridionais.  
 FONTE: Balan et al. (1997).

As três estações mencionadas na figura 2.7 estão situadas no equador magnético. Entretanto estão em posições distintas em relação ao equador geográfico. Devido a esta diferença nas suas coordenadas geográficas torna-se bastante perceptível a ação dos ventos meridionais nos meses do equinócio. Sobre Jicamarca ( $12^\circ\text{S}$ ) o vento meridional se direciona para o sul ao meio dia, fazendo com que o fluxo de plasma seja mais intenso para o sul (painel superior). Um efeito oposto é observado sobre Trivandrum ( $10^\circ\text{N}$ ), onde o vento é dirigido para norte, conseqüentemente causando um fluxo de plasma mais intenso para norte. Sobre Fortaleza ( $4^\circ\text{S}$ ), por estar muito próxima do equador geográfico, existe uma quase simetria do efeito fonte.

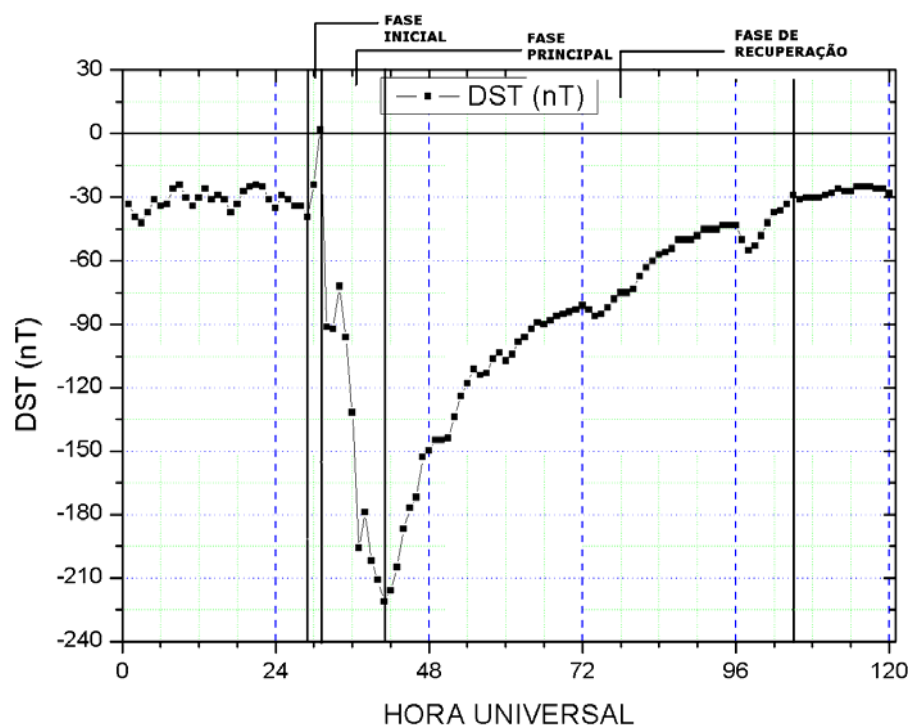
Os estudos da anomalia equatorial têm importantes aplicações práticas e científicas. Como exemplo vale citar que é na região da EIA que estão os maiores valores globais do conteúdo eletrônico total (TEC), influenciando na propagação de ondas de rádio (UHF) e contribuindo para o aumento de cintilações ionosféricas (veja, por exemplo, ABDU, 2001; SRIDHARAN et al., 1994; WHALEN, 2003).

## **2.6 Efeitos das tempestades Magnéticas no EITS**

Uma tempestade magnética é definida pela existência de um acentuado decréscimo no índice Dst, o qual, por sua vez, é proporcional à corrente de anel que circunda o globo terrestre. As tempestades magnéticas são subdivididas em três fases, como ilustrado na figura 2.8:

- **Início súbito:** Ocorre um pequeno aumento no campo magnético da Terra, associado à compressão da magnetosfera pelas ondas de choque de origem solar.
- **Fase Principal:** Diminuição do campo magnético devido à intensificação da corrente de anel, a qual gera um campo magnético oposto ao campo geomagnético.
- **Fase de Recuperação:** Retorno gradual do campo magnético ao seu estado inicial, ou seja, não perturbado.





**FIGURA 2.8** – Índice Dst durante uma tempestade magnética.

Uma tempestade magnética ocorre em decorrência da chegada de plasma de origem solar, em geral com alta densidade e pressão, e muitas vezes com alta velocidade ( $> 500$  km/s) o que causa um aumento brusco do campo magnético da Terra (Compressão Magnetosférica). O vento solar intensificado comprime as linhas de campo magnético da Terra no lado do dia, fazendo com que a magnetopausa possa passar de  $10 R_T$  (Raio Terrestre) para  $6 R_T$ .

As partículas energéticas provenientes do Sol passam pela Terra e depois voltam em direção à mesma pela parte noturna (na região de reconexão), impulsionadas por campos elétricos interplanetários e injetadas no campo geomagnético, formando o cinturão de radiação de Van Allen. Parte dessas partículas sofre precipitação em altas latitudes, intensificando a luminosidade auroral e parte orbita na magnetosfera, conforme acima citado, aumentando a corrente de anel.

Durante as tempestades magnéticas, tanto o campo geomagnético, quanto a ionosfera, podem sofrer drásticas mudanças. Portanto, torna-se necessário um acompanhamento constante do campo magnético terrestre, e isso se faz mediante o uso de magnetômetros. Os índices geomagnéticos Ap, Kp, Dst, AE, SymH, AsyH, SymD, e AsyD são utilizados para quantificar as variações no campo geomagnético.

No decorrer de uma tempestade magnética, uma grande quantidade de energia, oriunda do vento solar é depositada na magnetosfera e na ionosfera da Terra, produzindo assim, um aumento na precipitações de partículas, intensificando os campos elétricos ambientes e as correntes ionosféricas. Como consequência, há a intensificação da condutividade da ionosfera, do aquecimento Joule e do arraste iônico. O aquecimento Joule da atmosfera polar resulta em sua expansão, gerando assim gradientes de pressão que geram ventos neutros termosféricos se propagando para o equador. Esses ventos neutros termosféricos perturbados sob a influência da força de Coriolis, produzem campos elétricos de polarização em baixas latitudes, modificando assim, a eletrodinâmica do sistema termosfera-ionosfera equatorial (ABDU et al., 2006).

Existem dois processos responsáveis pelas perturbações no campo elétrico de baixas latitudes através da ação do dínamo durante períodos magneticamente perturbados: penetração direta de campos elétricos magnetosféricos e a ação dos ventos termosféricos perturbados que alteram a circulação global.

### **2.6.1 Índices Magnéticos**

São índices baseados na variação do campo magnético da Terra, medidas por magnetômetros. Esses índices foram criados a fim de definir a atividade magnética. Os três índices mais amplamente usados são AE, Dst e Kp. O AE e o Dst medem respectivamente, o nível de perturbação do eletrojato auroral e da corrente de anel. Estes índices são obtidos por registros magnéticos de regiões equatoriais e polares.

O índice Kp, por sua vez, é um índice planetário que está correlacionado ao nível de perturbação do vento solar. Kp fornece uma medida quantitativa do nível de perturbação planetária. A escala do Kp varia de 0 a 9 contendo designações + e – entre dois intervalos (por exemplo, 4-; 4; 4+). Quanto maior o valor do índice Kp mais intensa é classificada a tempestade, sendo ainda que a escala deste parâmetro é logarítmica (o índice Ap é o índice equivalente numa escala linear).

Embora o índice Kp seja capaz de descrever o estado geral da atividade magnética planetária, ele tem contribuição de pelo menos duas fontes principais, o eletrojato equatorial e a corrente de anel. Para estudar a atividade na zona auroral é importante maximizar a contribuição do eletrojato auroral, para isto foi desenvolvido o índice AE.

O índice AE é construído usando apenas a componente H da perturbação do campo. A componente H é obtida em cada observatório em intervalos de 2,5 minutos; os valores reduzidos são superpostos em formato de magnetograma. Neste diagrama, haverá curvas envolventes superiores e inferiores representando os valores máximos positivos e negativos de H. A amplitude da curva superior a qualquer instante é denotada por AU, e a amplitude inferior por AL. O AU fornece uma boa representação da máxima perturbação magnética gerada pelo eletrojato para leste. O AL representa a máxima perturbação do eletrojato para oeste. A combinação desses dois índices AU e AL dão uma medida direta da amplitude máxima total das correntes de eletrojato para leste e oeste. Portanto  $AE = AU - AL$ , onde AE representa a diferença em níveis entre os envoltórios a qualquer instante de tempo.

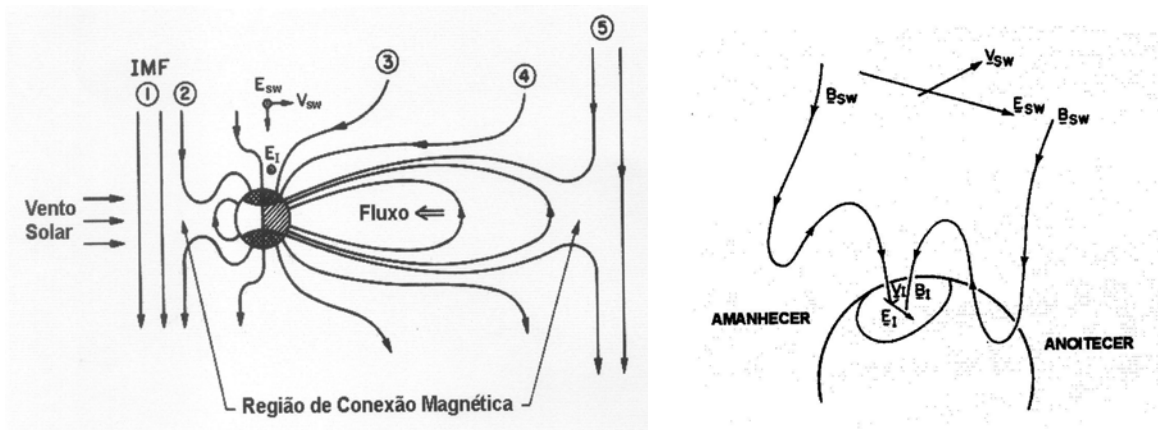
O índice Dst foi desenvolvido para dar apenas uma indicação da intensidade da corrente de anel. É obtido a partir da magnitude da componente horizontal normalizada do campo. Foi idealizado como uma medida da corrente de anel magnetosférica. Em sua composição não se utilizam estações equatoriais e de altas latitudes para minimizar os efeitos dos eletrojetos equatorial e auroral.

## 2.6.2 Campos Elétricos de Penetração Direta

Os campos elétricos originados pelo fluxo do vento solar através do campo magnético interplanetário (CMI) são dados por (KELLEY, 1989):

$$\vec{E}_{SW} = -\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{SW} \quad , \quad (2.1)$$

onde  $\vec{E}_{SW}$ ,  $\vec{V}_{SW}$  e  $\vec{B}_{SW}$  são, respectivamente, o campo elétrico interplanetário, a velocidade do plasma solar e o campo magnético interplanetário. O CMI, que gera um campo elétrico alvorada-crepúsculo na magnetosfera, quando dirigido para o sul favorece a penetração de campos elétricos, de energia do vento solar e de plasma na magnetosfera. Quando a componente norte-sul ( $B_z$ ) do campo magnético interplanetário aponta na direção sul, as linhas do campo magnético terrestre (CMT), oriundas das calotas polares, conectam-se às linhas do CMI na região equatorial sendo, em seguida, transportadas pelo vento solar para o lado noturno da Terra e reconectando-se na cauda da magnetosfera (Figura 2.9), produzindo linhas de campo abertas que se estendem ao longo da cauda magnetosférica. Através das linhas de campo magnético conectadas com o CMI, o campo elétrico interplanetário alvorada-crepúsculo mapeia-se diretamente para a calota polar ionosférica. Nesta região, o campo elétrico mapeado  $\vec{E}_I$  empurra o plasma ionosférico na direção oposta ao Sol com uma velocidade  $\vec{V}_I = \frac{\vec{E}_I \times \vec{B}_I}{B^2}$ , cuja direção e sentido é a mesma de  $\vec{V}_{SW}$ . No painel à direita da Figura (2.9) está sendo mostrada uma representação deste dínamo do vento solar (KELLEY, 1989).

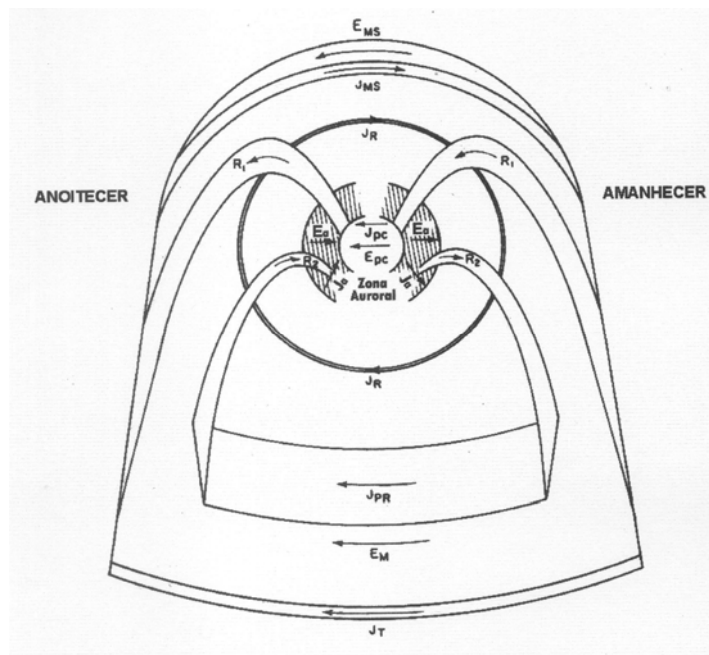


**FIGURA 2.9** – À esquerda: seqüência de eventos em que o CMI, quando este aponta para o Sul, conecta-se com o CMT. À direita: representação esquemática da conexão entre o dínamo do vento solar e o circuito ionosférico.  
 FONTE: Modificadas de Kelley (1989).

Conforme as partículas energéticas são transportadas para a magnetosfera noturna da Terra (convecção magnetosférica), elas também são submetidas às forças devido ao gradiente e curvatura do campo magnético. Para cargas de mesmo sinal, estas forças agem em acordo, com um efeito resultante de prótons derivando da meia-noite em direção ao anoitecer e elétrons da meia-noite na direção do amanhecer, originando a corrente de anel global. Esta corrente induz um campo magnético no sentido contrário ao campo magnético da Terra no lado interno à magnetosfera, ocasionando um decréscimo na intensidade do campo magnético terrestre sendo este o primeiro indicador de uma tempestade magnética (TSURUTANI E GONZALEZ, 1997).

Algumas dessas partículas deslocam-se ao longo das linhas do campo magnético e se precipitam na região da ionosfera auroral, afetando as correntes e os campos elétricos ionosféricos. Portanto, como consequência da interação vento solar-magnetosfera surge uma convecção de plasma do vento solar e de alguns íons positivos de origem magnetosférica, que dá origem a correntes elétricas intensas que fluem em direção às regiões aurorais, para fora dela, e em direção à cauda magnetosférica. A Figura (2.10) apresenta a configuração das correntes e campos elétricos na ionosfera e magnetosfera, onde  $\vec{J}_T$  é a corrente que atravessa a cauda magnética e se fecha na camada de

revestimento,  $\vec{J}_R$  é a corrente de anel que flui em torno da Terra entre 2 e 10 raios terrestres,  $\vec{J}_{PR}$  é a porção da corrente da cauda e da corrente de anel que se fecha através da ionosfera, e  $\vec{E}_{ms}$  é o campo elétrico magnetosférico. Os campos elétricos magnetosféricos mapeados para a ionosfera auroral ( $\vec{E}_a$ ) sofrem uma inversão no sentido. Desta forma, os campos elétricos da região auroral ionosférica ( $\vec{E}_a$ ) são dirigidos do amanhecer para o crepúsculo (sentido oposto ao campo elétrico na calota polar  $\vec{E}_{CP}$ ). Como resultado, o plasma ionosférico apresentará um fluxo em direção oposta ao Sol nas regiões de latitudes mais altas, devido à conexão entre as linhas abertas do campo magnético e do campo elétrico devido ao vento solar. E por outro lado, um fluxo na direção do Sol e através das zonas aurorais devido ao campo elétrico  $\vec{E}_a$ .



**FIGURA 2.10** – Diagrama esquemático das correntes e campos elétricos existentes no sistema magnetosfera-ionosfera.  
 FONTE: Modificada de Kelley (1989).

Outra fonte de campos elétricos magnetosféricos é a rotação da Terra na presença do campo geomagnético. A atmosfera é arrastada por este movimento, e a ionosfera atua

como um condutor de dínamo elétrico, sendo que a corrente total que circula neste dínamo terrestre é distribuída pelo plasma magnetosférico. Em baixas latitudes, a resposta do plasma ao campo elétrico do dínamo é co-rotacionar com a ionosfera. Em altas latitudes o dínamo ionosférico é ligado a volumes de plasma, os quais são muito grandes para co-girar e, portanto, o campo elétrico é mapeado através das linhas de campo magnético à magnetosfera.

### **2.6.3 Penetração de Campos Elétricos na Ionosfera em Baixas latitudes**

A resposta da ionosfera durante tempestades/subtempestades magnéticas é indicativo da eficiência dos processos de acoplamento que fundamentam a transferência de energia e massa através do choque do vento solar com a magnetosfera.

Durante tempestades intensas, drásticas modificações em escala global ocorrem na dinâmica, eletrodinâmica e química do sistema magnetosfera-ionosfera. As respostas da ionosfera tropical são resultantes da dinâmica da termosfera e de campos elétricos que se propagam da região polar para a zona equatorial.

Os campos elétricos polares e interplanetários penetram diretamente em latitudes aurorais, sendo então instantaneamente mapeados pelas linhas de campo magnético às latitudes equatoriais como um campo elétrico amanhecer-entardecer durante as fases de início e expansiva de uma subtempestade, até ser parcialmente balanceado, através do desenvolvimento da camada de blindagem na magnetosfera, com escala temporal de uma a diversas horas. Os campos elétricos de penetração direta têm polaridade para leste (oeste) no lado do dia (noite). Na fase de recuperação de uma subtempestade o campo elétrico, devido à camada de blindagem que permanece, penetra em latitudes equatoriais como um campo elétrico “overshielding” com polaridade oposta (ABDU et al., 2007).

Os efeitos observados na ionosfera de baixa latitude devido às súbitas inversões para norte do campo magnético interplanetário podem ser atribuídos ao mecanismo de

“overshielding” proposto por Kelley et al. (1979), como referenciado por Fejer et al. (1990).

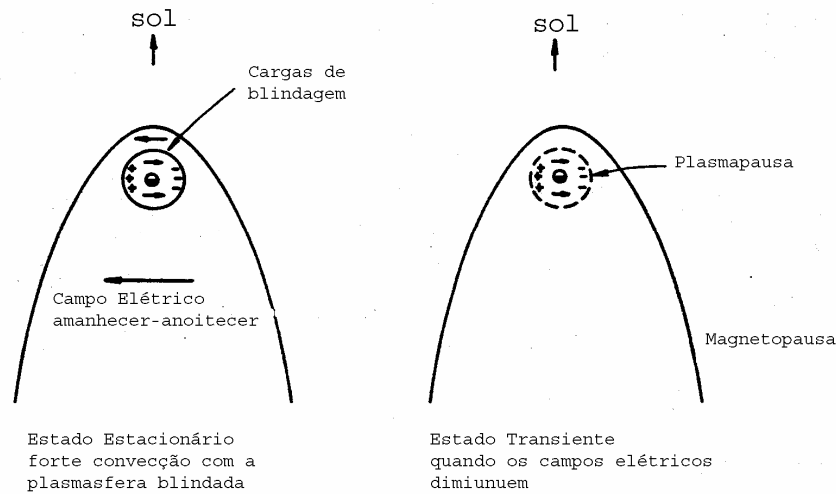
Em resumo, quando  $\vec{B}_z$  tem sua polaridade de sul para norte, isso causa um desequilíbrio temporário entre a densidade de carga relacionada à convecção, e a carga no limite interno da corrente de anel que, normalmente, blinda o efeito dos campos elétricos de altas latitudes para as médias e baixas latitudes. A representação à esquerda na Figura (2.11) demonstra o estado do campo elétrico constante na magnetosfera, onde cargas blindadas do campo elétrico magnetosférico na região da plasmopausa blindam o campo elétrico externo dentro da plasmasfera.

Se os campos magnetosféricos rapidamente aumentam ou diminuem, as cargas ficarão temporariamente fora de equilíbrio e com uma nova configuração, resultando na sua penetração para baixas latitudes.

Este desequilíbrio, representação à direita na Figura (2.11), produz uma perturbação no campo elétrico crepúsculo-almorecer na direção oeste durante o dia, e para leste durante a noite (oposta aos campos elétricos devido ao dínamo em períodos calmos). É justamente neste período que pode haver a penetração de campos elétricos na plasmasfera. Os campos elétricos transientes devido ao mecanismo de “overshielding” da magnetosfera interna produzem derivas de plasma na região F para baixo (na direção equatorial), durante o dia, e derivas de plasma para cima (em direção aos pólos), durante a noite (FEJER, 1991).

Durante o período em que ocorre aumento súbito na convecção, no instante de restabelecimento das cargas de blindagem, a penetração de campos elétricos pode ocorrer na plasmasfera. Significativas variações para sul no CMI aumentam o campo elétrico amanhecer-crepúsculo na magnetosfera interna, o que corresponde a um campo elétrico para leste no lado diurno e para oeste no lado noturno (“undershielding”), ou seja, com a mesma polaridade dos campos elétricos equatoriais durante os períodos calmos.



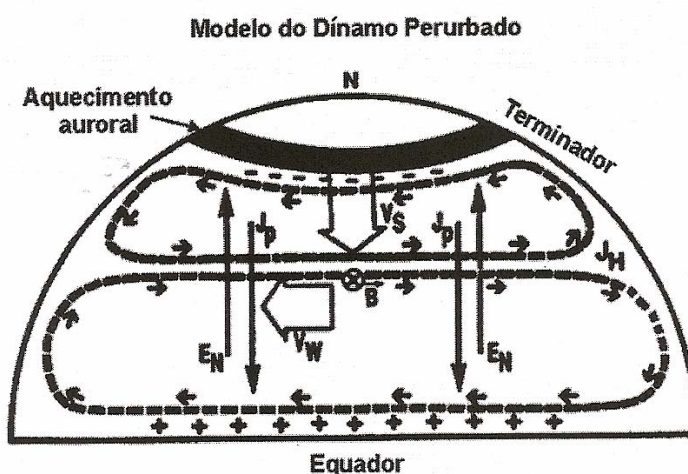


**FIGURA 2.11** – Ilustração dos campos elétricos dentro da plasmapausa.  
 FONTE: Modificada de Kelley (1989)

#### 2.6.4 Campo Elétrico do Dínamo Perturbado

A entrada de energia em altas latitudes aciona os ventos termosféricos perturbados em direção ao equador decorrente do aquecimento Joule e das interações colisionais. Devido à inércia das partículas neutras, algumas horas são requeridas para estabelecer o sistema de ventos perturbados (RICHMOND et al., 2003). A teoria da geração dos campos elétricos e ventos do dínamo perturbado foi primeiramente proposta por Blanc e Richmond (1980), com o objetivo de explicar esses fenômenos. A figura 2.12 ilustra o mecanismo do dínamo perturbado. Com o transporte do momento angular, os ventos perturbados, originados pelo aquecimento auroral, são dirigidos inicialmente para o equador ( $V_s$ ). Entretanto, em função do efeito de Coriolis sobre a Terra os ventos adquirem velocidade para oeste ( $V_w$ ). Os ventos perturbados para oeste sobre a região de médias latitudes produzem uma corrente Pederson ( $J_P$ ) para o equador que tende a carregar positivamente a ionosfera de baixas latitudes até que o fluxo de corrente seja cessado pelo campo elétrico resultante para os pólos ( $E_N$ ).

O efeito deste campo elétrico para os pólos, em médias latitudes, é a produção de uma deriva de plasma zonal para oeste e uma corrente Hall para leste ( $J_H$ ). A interrupção desta corrente Hall nos terminadouros resulta em dois *loops* de correntes e estabelece um campo elétrico crepúsculo-amanhecer. É relevante salientar que este campo elétrico tem polaridade oposta ao campo elétrico do dínamo em períodos calmos. Este campo elétrico crepúsculo-amanhecer estende-se para regiões equatoriais e de baixas latitudes através da ionosfera altamente condutora (ABDU et al., 2006).



**FIGURA 2.12** – Ilustração do mecanismo gerador do dínamo perturbado.  
 FONTE: Modificada de Mazaudier e Venkateswaran (1990)

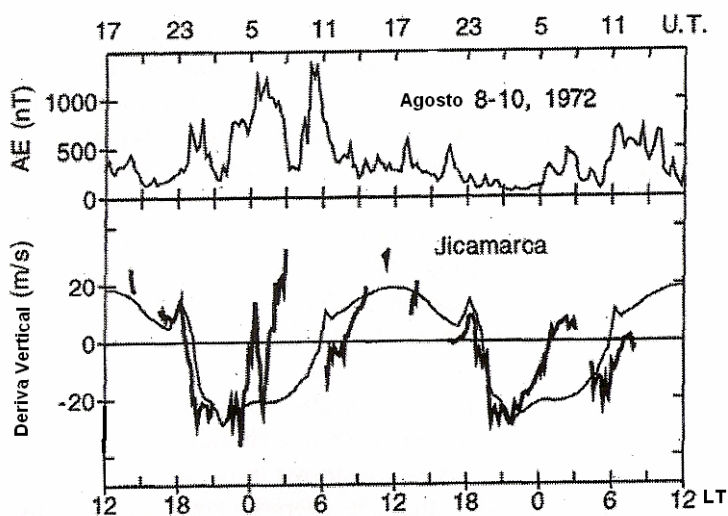
Para exemplificar e diferenciar as assinaturas dos campos elétricos de penetração direta e do dínamo perturbado, apresentar-se-á, com o auxílio da figura 2.13, um estudo de caso apresentado em Fejer et al. (1983) e discutido em Abdu et al. (2006).

O padrão proeminente dos dois campos elétricos pode ser facilmente distinguido na variação da velocidade de deriva vertical do plasma ionosférico medido pelo radar de Jicamarca durante um evento de tempestade de 08-10 de Agosto de 1972, conforme apresentado na figura 2.13.

Os campos elétricos de penetração em altas latitudes podem ser identificados através das rápidas variações no índice AE. Estes mesmos campos elétricos produzem rápidas flutuações na deriva vertical na região equatorial (a polaridade para cima ou para baixo

corresponde a um campo elétrico de penetração para leste ou oeste respectivamente, dependendo se o índice AE indica uma intensificação ou enfraquecimento da tempestade).

Por outro lado, na noite de 09-10 de agosto, a partir de ~22LT, uma lenta variação da deriva vertical é observada, que é incompatível com as variações do índice AE, onde nenhuma atividade é observada. Isso indica que o aumento da deriva vertical não é gerado por campos elétricos de penetração, e sim por campo elétrico do dínamo perturbado que, neste caso, é um campo elétrico dirigido para leste no horário noturno desta observação. É possível também observar a ação de ambos os campos elétricos, ou seja, o de penetração e o de dínamo perturbado, como se nota no dia 09 de agosto entre 07-10 LT. (ABDU et al., 2006). O campo elétrico do dínamo perturbado (DD “*Disturbance Dynamo*”) é dirigido para oeste durante o dia e para leste durante a noite.



**FIGURA 2.13** – Variação do índice de atividade auroral (AE) durante 08-10 de agosto de 1972 (painel superior) e o comportamento da deriva vertical neste período pelo radar de Jicamarca.  
Fonte: Modificada de Fejer et al. (1983).



### 3 PRINCÍPIOS DE FUNCIONAMENTO DAS DIGISSONDAS E GPS

#### 3.1 Digissonda

Existem diversos caminhos para a investigação da física da ionosfera usando técnicas de rádio. Descreveremos a técnica mais amplamente usada, qual seja, a ionossonda.

Baseado nos experimentos de Breit e Tuve (1926), que provaram a existência de uma camada atmosférica ionizada através da recepção dos ecos ionosféricos com pulsos eletromagnéticos de alta frequência, as primeiras ionossondas foram desenvolvidas, ainda como instrumentos simples que mediam o tempo de recepção dos ecos dos pulsos modulados dos sinais HF (*High Frequency*).

As ionossondas são instrumentos capazes de medir o perfil de densidade eletrônica da ionosfera, enquanto que as digissondas são ionossondas no formato digital e são dotadas de maiores capacidades diagnósticas da ionosfera devido ao maior desenvolvimento tecnológico.

A ionossonda é essencialmente um radar que cobre uma frequência variável entre 0,5 a 30 MHz. O equipamento é utilizado para medir diretamente o tempo  $t$ , no qual o pulso de ondas de rádio leva para atingir a ionosfera e retornar, como uma função da frequência. Este tempo pode ser utilizado para calcular a altura virtual ( $h'$ ), da ionosfera (DAVIES, 1965), através da expressão.

$$h' = \frac{1}{2} ct, \quad (3.1)$$

onde  $c$  é a velocidade da onda eletromagnética no vácuo.

A antena de transmissão envia pulsos eletromagnéticos, na forma de ondas de rádio, verticalmente, que se propagam na ionosfera e são refletidas após atingirem uma altura em que as condições de reflexão em um plasma sob a ação de um campo magnético

sejam satisfeitas. Os ecos refletidos são recebidos por um conjunto de antenas de recepção.

Descreve-se, agora, o princípio de funcionamento das ionossondas devido aos fenômenos de refração e reflexão de ondas de rádio na ionosfera. Desprezando-se as colisões entre elétrons e partículas neutras e o campo geomagnético, o índice de refração do plasma ionosférico pode ser obtido da seguinte forma:

$$\mu^2 = 1 - X = 1 - \left( \frac{f_N}{f} \right)^2, \quad (3.2)$$

$$f_N^2 = \frac{n_e e^2}{4\pi^2 \varepsilon_0 m},$$

onde,  $n_e$  representa a densidade eletrônica,  $e$  é a carga do elétron,  $\varepsilon_0$  é a permissividade elétrica no vácuo,  $m$  é a massa do elétron,  $f_N$  denota a frequência do plasma,  $f$  representa a frequência da onda, e  $X$  denota a razão entre o quadrado da frequência natural do plasma e a frequência da onda de rádio incidente na ionosfera (para ondas ordinárias). Na atmosfera neutra, onde  $n_e$  é nula, o índice de refração é igual à unidade ( $\mu = 1$ ), conseqüentemente,  $X = 0$ . Contudo, a partir da origem das camadas ionizadas, onde  $n_e \neq 0$  devido à presença de elétrons livres,  $X > 0$ , o índice de refração tende a se tornar menor com o aumento da densidade eletrônica. Como a frequência de plasma aumenta com altura, no ponto onde a frequência da onda se igualar à frequência do plasma ( $f_N^2 = f^2$ ), o índice de refração será igual a zero, provocando desta forma a reflexão da onda de rádio incidente. Nesta situação é possível estabelecer uma relação entre a frequência da onda incidente (ou frequência do plasma) com a densidade eletrônica da ionosfera, conforme a equação abaixo:

$$f_N^2 = f^2, \quad (3.3)$$

Substituindo os valores das constantes físicas, tem-se:

$$f = (80,5n_e)^{1/2}, \quad (3.4)$$

onde, a densidade eletrônica e a frequência da onda estão com unidades do sistema internacional, ou seja,  $n_e$  em elétrons/m<sup>3</sup> e  $f$  em Hz. Ou escrevendo a densidade eletrônica em função da frequência em uma unidade mais usual, temos:

$$n_e = (1,24 \cdot 10^4) f^2, \quad (3.5)$$

onde,  $n_e$  está em elétrons/cm<sup>3</sup> e  $f$  em MHz.

Portanto a densidade eletrônica da ionosfera pode ser inferida a partir da frequência da onda transmitida ( $f$ ), na altura onde ocorreu a reflexão, pela simples aplicação da equação 3.5.

### **3.2 Princípios de funcionamento do GPS**

O GPS, abreviação de sistema de posicionamento global (ou do inglês “*Global Positioning System*”) é um sistema de posicionamento ou navegação por satélite com cobertura global pelo qual um usuário pode determinar sua posição e tempo em qualquer ponto da superfície terrestre. Este instrumento foi criado pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos da América, com objetivo de ser o principal sistema de navegação de suas forças armadas. A população passou a ter acesso aos dados e vantagens deste satélite tão logo a tecnologia foi se desenvolvendo. As utilidades dos dados de satélites de GPS são inimagináveis e se aplicam em navegações, posicionamentos geodésicos, agriculturas, controle de frotas e até mesmo ao monitoramento ionosférico, dentre outros (MONICO, 2000). Apesar de originalmente ter sido desenvolvido para posicionamento na superfície, o GPS também tem sido utilizado no posicionamento de satélites de baixa órbita.

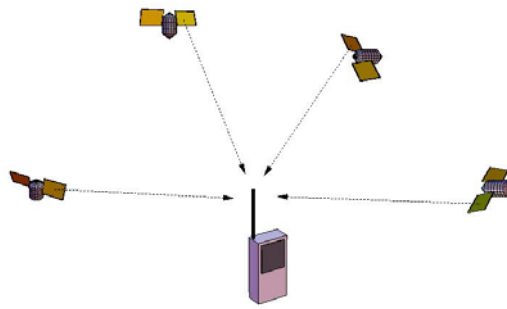
Os primeiros satélites foram lançados em fevereiro de 1978, denominados de satélites do Bloco I; contudo foram desativados em 2001. Até a data atual a empresa Rockwell lança satélites de GPS; o último lançamento foi o do GPS O IIR-19M (SVN48/PRN07)

que foi lançado em 15 de março de 2008, às 06h10min UT de Cabo Canaveral, Flórida (USNO, 2008), e constitui a quarta geração de satélites. Cada satélite circunda a Terra duas vezes por dia a uma altitude de 20200 km e a uma velocidade de 11265 km/h. Os satélites têm a bordo relógios atômicos e constantemente difundem o tempo preciso de acordo com o seu próprio relógio, junto com a informação adicional que conta com os elementos orbitais de movimento, tal como determinado por um conjunto de estações de observação terrestres. Para maiores detalhes dos satélites de GPS veja SEEBER, 1993; HOFFMANN-WELLENHOF et al., 1994; PARKINSON E SPILKER JR., 1996 e MONICO 2000.

Para este trabalho serão descritos os princípios básicos do seu funcionamento, as observáveis GPS, suas características e erros e uma descrição mais detalhada da aplicação dos GPS em Ciências Espaciais e Atmosféricas.

A concepção do sistema GPS permite que o usuário, em qualquer localização da superfície terrestre, tenha, no mínimo, quatro satélites para serem rastreados. Com estes satélites torna-se possível o posicionamento em tempo real. A figura 3.1 ilustra o princípio básico de navegação pelo GPS, o qual consiste na medida de distâncias entre usuários e quatro satélites, pois sabendo as coordenadas dos satélites num sistema de referência apropriado, torna-se possível calcular as coordenadas da antena do usuário no mesmo sistema de referência dos satélites. Geometricamente seria possível determinar o posicionamento da antena do usuário com apenas três medidas de distância, desde que não pertencentes ao mesmo plano, gerando assim, três equações e três incógnitas. Contudo a quarta medida é necessária em razão do não sincronismo do relógio dos satélites e o do usuário, adicionando desta forma, mais uma incógnita ao problema.



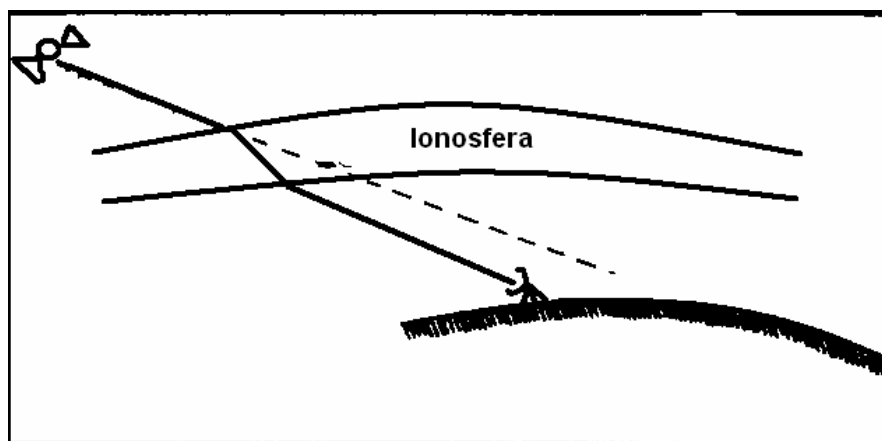


**FIGURA 3.1** – Representação dos satélites de GPS e a antena do receptor

### 3.2.1 Refração e Conteúdo Eletrônico Total

Refração é a mudança na direção de uma onda devido a uma mudança em sua velocidade. Isto é comumente observado quando uma onda passa de um meio físico a outro. A refração da luz é um dos exemplos mais facilmente observado, mas qualquer tipo de onda pode ser refratada quando esta interage com dois diferentes meios.

Ou seja, a refração é definida como a capacidade de uma onda eletromagnética propagar por diferentes meios, com diferentes índices de refração, alterando seu comprimento de onda e sua velocidade de propagação, desviando sua trajetória por um ângulo  $\alpha$ . A onda eletromagnética ao incidir na ionosfera, sofre refração, tendo modificações em sua velocidade, acarretando também um erro no sinal de GPS. A figura 3.2 ilustra esta situação.



**FIGURA 3.2** - Refração da onda eletromagnética na ionosfera.

A velocidade da onda eletromagnética incidente num meio de índice de refração  $\mu$  tem sua velocidade modificada pela seguinte relação:

$$\mu = \frac{c}{v}, \quad (3.6)$$

onde  $c$  é a velocidade da luz no vácuo e  $v$  é a velocidade da onda eletromagnética no meio em questão.

A velocidade de propagação de ondas em um meio material depende diretamente do índice de refração  $\mu$ , portanto a onda eletromagnética ao passar pelo meio ionosférico sofre uma alteração em sua trajetória e na sua velocidade. A onda eletromagnética propaga-se no espaço com comprimento de onda  $\lambda$  e frequência  $f$ , com velocidade de fase dada por:

$$v_f = \frac{w}{k}, \quad v_f = \lambda f, \quad (3.7)$$

onde  $w$  é a velocidade angular e  $k$  o número de onda.

Para um grupo de ondas com frequências pouco diferentes, a velocidade é definida como velocidade de grupo:

$$v_g = \frac{dw}{dk}, \quad v_g = -\frac{df}{d\lambda} \lambda^2. \quad (3.8)$$

Mediante uma manipulação entre as equações (3.7) e (3.8) é fácil obter a relação entre as velocidades de grupo e de fase:

$$v_g = v_f - \lambda \frac{dv_f}{d\lambda}. \quad (3.9)$$

Através da definição acima, serão estabelecidas as relações matemáticas existentes do estudo da refração ionosférica.

Para deduzirmos as equações de TEC e VTEC (conteúdo eletrônico total e conteúdo eletrônico total vertical, respectivamente), utilizaremos, por conveniência,  $f$  para representar a frequência da onda eletromagnética e  $f_n$  para representar a frequência do plasma ionosférico.

A relação existente entre estas frequências é dada mediante a equação abaixo, onde  $\mu_f$  é o índice de refração de fase e  $\mu_g$  o índice de refração de grupo.

$$\mu_f = \sqrt{1 - \frac{f_n^2}{f^2}} \quad (3.10)$$

Podemos utilizar a aproximação abaixo, quando  $f \gg f_n$ .

$$\sqrt{1 - \frac{f_n^2}{f^2}} \cong 1 - \frac{f_n^2}{2f^2} \quad (3.11)$$

e obter

$$\mu_f = 1 - \frac{f_n^2}{2f^2} \quad (3.12)$$

De maneira análoga, para o índice de refração de grupo, temos:

$$\mu_g = 1 + \frac{f_n^2}{2f^2} \quad (3.13)$$

O termo  $f_n^2$ , é dado por  $n_e e^2 / 4 \pi \varepsilon_0 m$

onde:

$n_e$  é a densidade eletrônica (elétrons/m<sup>3</sup>)

$\varepsilon_0$  é a permissividade elétrica no vácuo

$$f_n^2 = K n_e \quad (3.14)$$

onde K é uma constante dada por:

$$K = \frac{e^2}{4\pi^2 \varepsilon_0 m} = 80,6 \quad (3.15)$$

Substituindo a equação 3.15 nas equações 3.12 e 3.13, obtemos  $\mu_f$  e  $\mu_g$  como:

$$\mu_f = 1 - \frac{40,3n_e}{f^2}, \quad (3.16)$$

e

$$\mu_g = 1 + \frac{40,3n_e}{f^2}. \quad (3.17)$$

Desta forma é fácil observar que,  $\mu_g > \mu_f$  e, conseqüentemente sabendo que  $n = \frac{c}{v}$

concluimos que a velocidade de grupo é menor que a velocidade de fase ( $v_g < v_f$ ).

Com isso pode-se interpretar que ocorre um atraso no grupo de ondas em relação à fase do sinal. O primeiro está relacionando às medidas de pseudodistância de código e o segundo, às medidas de pseudodistância de fase.

Considerando a trajetória de uma onda eletromagnética que se propaga desde o satélite até o receptor, a diferença entre a distância medida  $s$ , afetada pela ionosfera, e a distância geométrica  $s_0$  é dada pela refração ionosférica  $\Delta_{iono}$ ,

$$\Delta_{iono} = \int n ds - \int ds_0, \quad (3.18)$$

onde  $n = 1$  para  $s_0$ . Considerando que, para altas frequências, a trajetória do sinal pode ser aproximada pela distância geométrica ( $ds \cong ds_0$ ), e substituindo 3.16 e 3.17 na equação 3.18, obtemos as refrações ionosféricas de fase e de grupo.

$$\Delta_f^{IONO} = - \int \frac{40,3n_e}{f^2} ds_0, \quad (3.19)$$

e

$$\Delta_g^{IONO} = \int \frac{40,3n_e}{f^2} ds_0. \quad (3.20)$$

O Conteúdo Eletrônico Total (*Total Electron Content TEC*), é a medida da quantidade de elétrons livres ao longo do caminho das ondas eletromagnéticas entre cada satélite e o receptor, dado por:

$$TEC = \int_{receptor}^{satelite} n_e \cdot ds, \quad (3.21)$$

onde  $n_e$  é a densidade eletrônica. Assim, reescrevendo as equações 3.19 e 3.20, resulta

$$\Delta_f^{IONO} = -\frac{40,3}{f^2} TEC \quad , \quad (3.22)$$

$$\Delta_g^{IONO} = \frac{40,3}{f^2} TEC \quad , \quad (3.23)$$

onde o TEC é dado em número de elétrons por metro quadrado ao longo do caminho percorrido.

Introduzindo o conceito do conteúdo eletrônico total vertical VTEC, normalmente utilizado pelos modelos, obtemos para as equações 3.22 e 3.23, as seguintes relações:

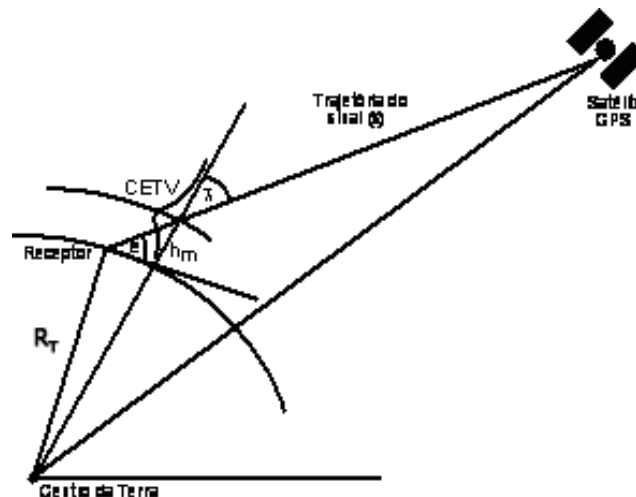
$$\Delta_f^{IONO} = -\frac{1}{\cos \chi} \frac{40,3}{f^2} VTEC \quad , \quad (3.24)$$

$$\Delta_g^{IONO} = \frac{1}{\cos \chi} \frac{40,3}{f^2} VTEC \quad , \quad (3.25)$$

onde

$$\cos \chi = \left\{ 1 - \left( \frac{R_T}{R_T + h_m} \cos E \right)^2 \right\}^{1/2} \quad , \quad (3.26)$$

e  $\chi$  é o ângulo zenital no ponto sub-ionosférico,  $R_T$  é o raio da Terra,  $E$  é o ângulo de elevação do satélite e  $h_m$  é a altura média do pico da ionosfera, conforme ilustrado na Figura 3.3.



**FIGURA 3.3** - Geometria da trajetória do rádio-sinal satélite-receptor, para sinais transionosféricos.



## 4 METODOLOGIA UTILIZADA PARA AFERIR OS VENTOS TERMOSFÉRICOS E A INTENSIDADE DA ANOMALIA EQUATORIAL

### 4.1 Cálculo da Velocidade dos Ventos Termosféricos Meridionais Magnéticos

É relevante salientar que três fatores contribuem para o desenvolvimento das derivas verticais do plasma ionosférico, são eles:

- Campos elétricos zonais;
- Ventos termosféricos meridionais;
- Fenômenos de difusão do plasma.

Para uma estação localizada no equador magnético, a configuração quase horizontal das linhas de campo geomagnético impede que os ventos meridionais causem deriva vertical de plasma, de forma que a deriva é puramente devida a  $\vec{E} \times \vec{B}$ . Entretanto, para uma estação fora do equador magnético, a componente do vento termosférico meridional também contribui para a deriva vertical (RISHBETH et al., 1978; TITHERIDGE, 1995).

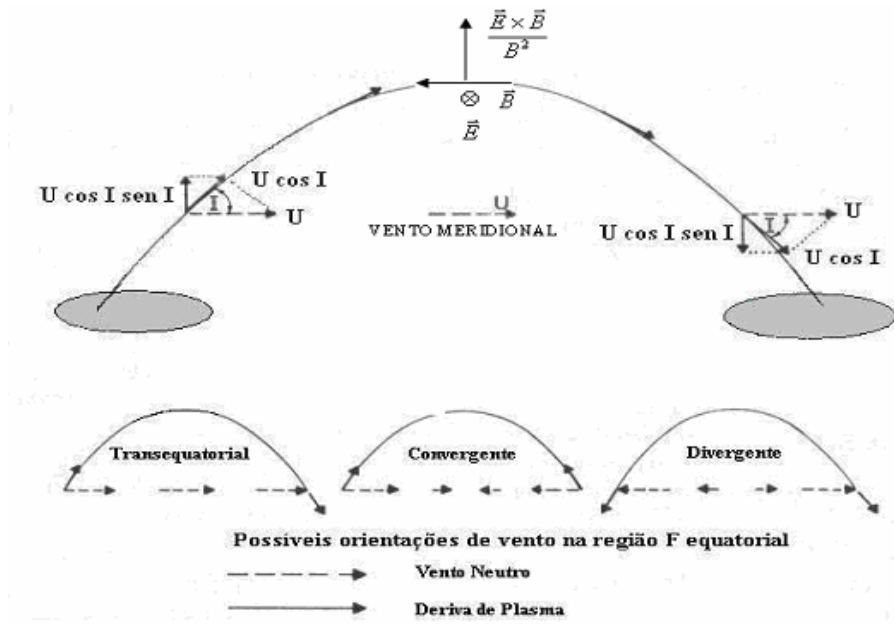
Embora a componente meridional do vento termosférico no equador magnético ( $I \sim 0^\circ$ ) não cause deriva vertical, esta componente desempenha um papel fundamental no transporte de íons entre os hemisférios (RISHBETH, 1981).

A deriva vertical de plasma pode ser escrita como:

$$V = V_D \cos(I) \pm U \cos(I) \sin(I) - w_D \sin^2(I), \quad (4.1)$$

onde  $U$  representa o vento meridional (positivo para norte),  $w_D$  é a deriva vertical de plasma devida aos efeitos de difusão,  $V_D$  a deriva vertical de plasma devida ao campo elétrico zonal e  $I$  representa a inclinação magnética.

Esta equação pode ser interpretada mediante o auxílio da figura 4.1.



**FIGURA 4.1** - Esquema das derivas verticais de plasma devido aos ventos neutros e campos elétricos  
 FONTE: Modificada de Rishbeth (1977).

Como o objetivo é o cálculo dos ventos meridionais ( $U$ ), basta realizarmos uma simples manipulação matemática na equação 4.1, obtendo:

$$U = \frac{2(V_D \cos(I) - V)}{\sin(2I)} - w_D \operatorname{tg}(I). \quad (4.2)$$

Agora, basta conhecermos as velocidades de deriva, a deriva de plasma devida à difusão e a inclinação magnética ( $V_D, V, w_D, I$ ), que podemos facilmente obter a velocidade do vento neutro meridional. Ressalta-se que para nossa investigação consideraremos a estação de São Luís (-2,33°; 315,8°) (com  $I = -2,1^\circ$  para 2002 e  $I = -3,85^\circ$  para 2007, ambos para uma altitude de 200 km) como uma região equatorial. Assim, pode-se



considerar que a deriva de plasma seja puramente devida aos campos elétricos ( $V_D$ ). Para Fortaleza ( $-3,92^\circ$ ;  $321,58^\circ$ ) (com  $I = -11,62^\circ$  para 2002 e  $I = -13,35^\circ$  para 2007, ambos para uma altitude de 200 km) deve-se considerar o valor de ( $V$ ), ou seja, a deriva vertical que inclui os campos elétricos e os efeitos dos ventos meridionais. Os valores da inclinação magnética foram obtidos do modelo do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) (BGS, 2008).

O termo da extrema direita da equação 4.1 é a componente na vertical do termo de difusão das partículas e pode ser obtido a partir de:

$$w_D = -D_a \left[ \frac{1}{n_e} \frac{\partial n_e}{\partial z} + \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} + \frac{1}{H_p} \right], \quad (4.3)$$

onde

$$T_p = T_e + T_i, \quad H_p = \frac{kT_p}{m_i g} \quad \text{e} \quad D_a = \frac{kT_p}{m_i \nu_i}.$$

Considerando a atmosfera isotérmica e  $\frac{1}{n_e} \frac{\partial n_e}{\partial z} \ll \frac{1}{H_p}$  temos:

$$w_D = \frac{g}{\nu_i}. \quad (4.4)$$

A equação 4.4 é a mesma utilizada por Krishnamurthy et al. (1990), e dada por Rishbeth et al. (1978), onde  $g$  é a aceleração da gravidade, que será considerada constante e igual a  $9,8 \text{ m/s}^2$  e  $\nu_i$  é a frequência de colisão íon-neutro que pode ser calculada mediante as diversas equações encontradas na literatura. (DAVIES et al., 1997; SCHUNK E NAGY, 1980; BANKS E KOCKARTS, 1973; CHAPMAN, 1956). Para este estudo será utilizada a equação de Davies et al. (1997), que é dada por:

$$\nu_i = 4,34 \cdot 10^{-16} N_{[N_2]} + 4,28 \cdot 10^{-16} N_{[O_2]} + 2,44 \cdot 10^{-16} N_{[O]}, \quad (4.5)$$

onde as densidades dos gases neutros que aparecem na equação 4.5 são obtidas pelo modelo MSISE-1990 (HEDIN et al., 1991).

Para calcularmos os valores de  $V_D$  e  $V$  usaremos dados obtidos de digissondas, através da equação:

$$V = \frac{d(h_F)}{dt}, \quad (4.6)$$

onde  $V$  representa a velocidade de deriva vertical, e  $h_F$  a altura real da camada F para uma frequência específica.

Bittencourt e Abdu (1981) demonstraram a necessidade de se considerar os efeitos de recombinação no cálculo da deriva vertical noturna, pois apenas os processos de produção da região F podem ser negligenciados nestes horários, podendo haver contribuição devida aos processos de recombinação, de tal forma que  $d(h_F)/dt$  represente a deriva vertical aparente, ou seja, a soma da deriva vertical real com os processos de recombinação. A deriva vertical aparente é caracterizada quando a fotoionização é negligenciada, de forma que a recombinação iônica produz um movimento aparente da camada ionizada para maiores altitudes.

Sendo assim, para obter somente a deriva vertical real, faz-se necessário calcular o termo de perda por recombinação que é dado por  $\beta H$  (SUBBARAO E KRISHNAMURTHY, 1983), onde  $\beta$  é o coeficiente de recombinação e  $H$  é a altura de escala da ionização.

Desta forma, tem-se que a velocidade de deriva pode ser calculada como:

$$\begin{aligned} V_D &= V_E - \beta_E H_E \\ V &= V_F - \beta_F H_F \end{aligned} \quad (4.7)$$

onde os sub índices  $E$  e  $F$  se referem à região equatorial e fora do equador, respectivamente,  $V_D$  é a velocidade de deriva aparente devida somente a campos elétricos,  $V_E$  é a deriva vertical real para uma estação localizada no Equador Magnético

(São Luís),  $V$  é a velocidade de deriva vertical aparente para a região de Fortaleza e  $V_F$  é a deriva vertical real para uma estação fora do Equador Magnético (Fortaleza).

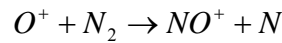
Com uma simples manipulação matemática entre as equações 4.7 e 4.2, obtemos a equação final para o cálculo do vento termosférico meridional.

$$U = \frac{2(V_E \cos(I) - V_F)}{\text{sen}(2I)} - \frac{2(\beta_E H_E \cos(I) - \beta_F H_F)}{\text{sen}(2I)} - w_D \text{tg}(I). \quad (4.8)$$

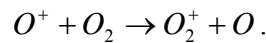
Para o caso de uma atmosfera em que os constituintes  $O_2$  e  $N_2$  são igualmente importantes nos processos de perda, a taxa de perda é obtida por:

$$\beta = k_1 [N_2] + k_2 [O_2], \quad (4.9)$$

onde  $k_1$  é a taxa de reação para:



e  $k_2$  é a taxa da reação para:



Os coeficientes  $k_1$  e  $k_2$  das reações podem ser obtidos na literatura a partir de diversos autores, tais como Anderson e Rusch (1980), St. Maurice e Torr (1978), Mc Farland et al. (1973), Chen et al. (1978), Torr e Torr (1979) e Rishbeth e Edwards (1989).

Utilizaremos os valores descritos por Anderson e Rusch (1980), conforme utilizado por Krishnamurthy et al. (1990), dados por:

$$\begin{aligned}
k_1 &= 7.10^{-13} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1} \\
k_2 &= 2.10^{-11} \cdot (T_n / 300)^{-1/2} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1} .
\end{aligned}
\tag{4.10}$$

Os termos  $[N_2]$ ,  $[O_2]$  e  $T_n$ , das equações 4.9 e 4.10 representam respectivamente a densidade do  $N_2$  e  $O_2$ , e a temperatura neutra na escala Kelvin, e os três valores podem ser obtidos usando o modelo atmosférico MSISE-90 (HEDIN, 1991).

Os valores da altura de escala foram obtidos utilizando a mesma metodologia de Krishnamurthy et al. (1990), mediante o uso da expressão:

$$H = n_e \left( \frac{dn_e}{dh} \right)^{-1} ,
\tag{4.11}$$

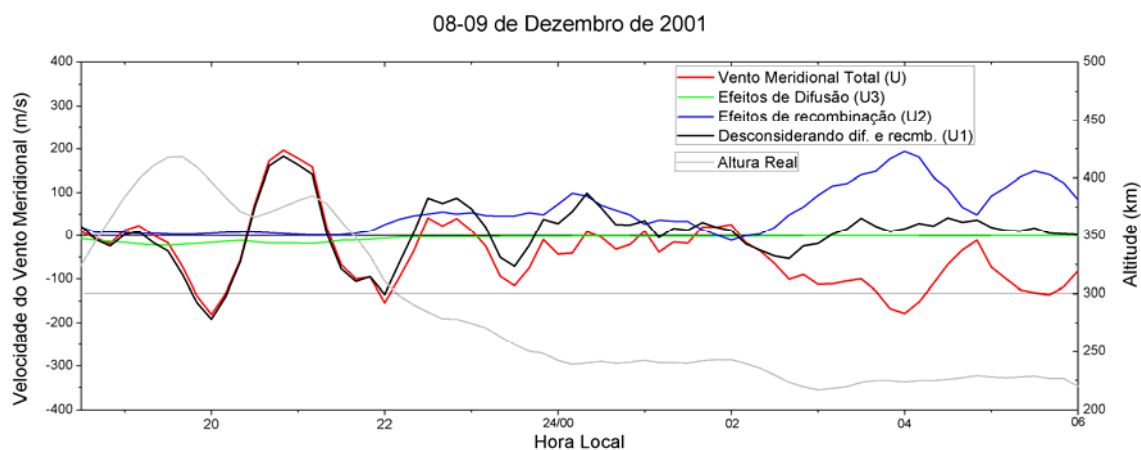
onde  $n_e$  é a densidade eletrônica e  $h$  é a altura real; o termo  $\frac{dn_e}{dh}$  é obtido a partir do perfil de densidade eletrônica obtido por digissondas, considerando a altura real de reflexão para as frequências 3,0 MHz e 4,0 MHz.

Resumindo, os três termos da equação 4.8 devem ser calculados. As velocidades de deriva ( $V_E$  e  $V_F$ ) e a altura de escala ( $H_E$  e  $H_F$ ) são obtidas dos ionogramas e os demais parâmetros, ou seja, os coeficientes de recombinação ( $\beta_E$  e  $\beta_F$ ) e o termo de difusão ( $w_D$ ) são obtidos usando modelos atmosféricos apropriados. O segundo e o terceiro termos podem ser considerados como termos de correção devidos à perda química e à difusão, respectivamente, para o vento meridional obtido pelos dados de ionogramas a partir do primeiro termo.

Para calcular o primeiro termo da equação 4.8 foram utilizados ionogramas das estações de São Luís e Fortaleza. Os meses trabalhados foram junho (2001 e 2006), março (2001 e 2007) e dezembro (2001 e 2006), para períodos geomagneticamente calmos a fim de

determinar as características do vento em condições calmas. O estudo das características dos ventos durante as condições perturbadas também foi elaborado para os meses de dezembro, março e junho (para os mesmos anos acima citado), onde foi possível verificar as diferenças em função do nível da atividade magnética. Os cálculos do vento meridional foram realizados através de uso de altura real da camada F a partir das 18 até 06 horas locais.

Com o intuito de ilustrar o método descrito, apresenta-se na figura 4.2 o vento termosférico ( $U$ ), calculado pela metodologia descrita neste capítulo, e suas componentes  $U_1$ ,  $U_2$  e  $U_3$ , onde  $U$  é a intensidade do vento termosférico meridional (vermelho),  $U_1$  é definido como a componente do vento termosférico meridional sem considerar os efeitos de recombinação e difusão (correspondente ao primeiro termo da equação 4.8) (preto),  $U_2$  é a componente do vento meridional devido aos efeitos de recombinação (azul),  $U_3$  o termos responsável pelos efeitos de difusão (verde) e a curva em cinza e referente a altura real da camada F na frequência de 3,5MHz, para a noite de 8-9 de dezembro de 2001 (é relevante salientar que foi aplicada uma suavização de média corrida em 5 pontos nos valores).



**FIGURA 4.2** – Variação noturna do vento termosférico  $U$ , suas componentes  $U_1$ ,  $U_2$  e  $U_3$  e altura real para a noite de 8-9 de dezembro de 2001.

Pode-se observar que as diferenças entre  $U$  e  $U_1$  são relativamente pequenas entre 18 LT e 22:30 LT. Quando a camada abaixa, a contribuição devida ao termo de difusão é pequena e a contribuição do termo de perda química torna-se significativa. Isso ocorre

nos horários após as 22:30 LT, após o abaixamento da camada, como pode-se observar no perfil cinza da figura 4.2.

Bittencourt e Abdu (1981) mostraram que o efeito da perda química na deriva vertical noturna é menor quando a altura da camada é maior que 300 km, o que está de acordo com os resultados no gráfico acima.

A interpretação dos resultados dos ventos termosféricos será apresentada *a posteriori*, no capítulo 5.

## **4.2 Cálculo da intensidade da Anomalia Equatorial**

A frequência crítica da camada F2 ( $f_oF2$ ) e o conteúdo eletrônico total (TEC) medido por digissondas e receptores de GPS, respectivamente, em latitudes equatoriais e de baixas latitudes são analisados para investigar o controle da atividade solar na intensidade da anomalia equatorial (EIA), para os meses de solstícios de verão (dezembro) e equinócios (março-abril). Os conjuntos de dados analisados cobrem um período de alta atividade solar (2001-2002) e um período de baixa atividade solar (2006-2007), permitindo assim examinar as diferenças ocasionadas por diferentes intensidades de fluxo solar.

A intensidade diária da anomalia equatorial é determinada simplesmente em função do parâmetro  $\Delta f_oF2$  e  $\Delta VTEC$ , que são obtidos com base na diferença entre os valores de  $f_oF2$  de Cachoeira Paulista (-22,6°; 315°E), (com  $I = -33,24^\circ$  para 2002 e  $I = -34,67^\circ$  para 2007) e São Luís (-2,33°; 315,8 °E), (com  $I = -2,1^\circ$  para 2002 e  $I = -3,85^\circ$  para 2007, ambos para uma altitude de 200 km), assim como na diferença de TEC entre São José dos Campos (-23,18°; 314,12°) e São Luís, segundo a expressão:

$$\Delta VTEC = (VTEC_{sjc} - VTEC_{sl}),$$

$$\Delta foF2 = (foF2_{cp} - foF2_{sl}).$$
(4.12)

Uma preocupação extra no que diz respeito aos cálculos do VTEC é o ângulo de elevação do satélite, pois quanto menor o ângulo de elevação maior será o caminho de integração do conteúdo eletrônico total. Um satélite com ângulo de elevação menor que 45° pode estar cobrindo uma faixa latitudinal diferente da faixa de interesse do estudo. Para isso calcularam-se os valores de VTEC para diferentes faixas de ângulos de elevação, ou seja, de 10° - 20°; 20° - 45° e finalmente, a mais confiável 45° - 90°.

Os dias calmos foram selecionados através do índice Kp, com base em três critérios para cada dia.

- 1) A soma dos oito valores de Kp.
- 2) A soma dos quadrados dos oito valores de Kp.
- 3) O máximo dos oito valores de Kp.

Um número de ordem relativo à atividade é atribuído a cada dia do mês, em função da média diária dos três números obtidos pelo critério acima. O menor valor define o dia mais calmo e o maior valor define o dia mais perturbado. Deve-se notar que este critério de seleção nos dá somente uma indicação relativa da característica do dia selecionado com respeito aos outros dias do mesmo mês. O site *World Data Center for Geomagnetism, Kyoto* (<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/>) fornece os dias mais calmos do mês segundo esse critério. Após a seleção dos dias geomagneticamente calmos, verificou-se se existiam dados simultâneos nas duas estações, em ambos os instrumentos (digissonda e GPS) para estes dias.





## 5 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

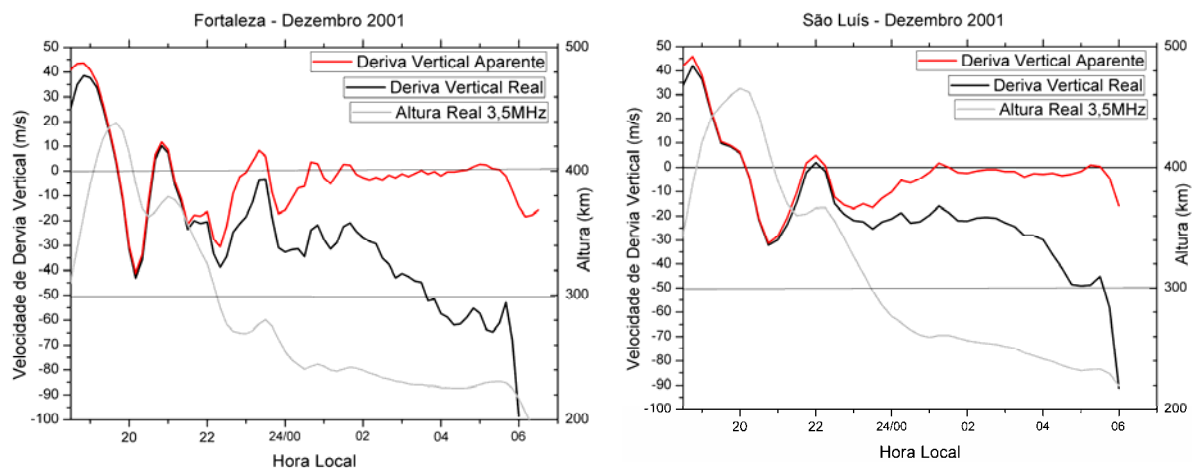
Neste capítulo apresentaremos os resultados obtidos nesta dissertação. Inicialmente, será apresentada uma comparação entre a deriva vertical real e a aparente, seguindo-se então por uma análise sazonal e em função do nível de atividade solar da velocidade de deriva vertical do plasma ionosférico e dos ventos meridionais.

Em seguida apresentar-se-á a comparação entre os índices  $\Delta foF2$  e  $\Delta VTEC$  como uma metodologia para aferir o nível da Anomalia de Ionização Equatorial, e depois, a variação sazonal e em função do nível da atividade solar da Anomalia Equatorial, que é realizada mediante a utilização do parâmetro indicador  $\Delta foF2$ .

Finalmente, será realizado um estudo dos efeitos das tempestades magnéticas na ionosfera equatorial e de baixas latitudes.

Conforme discutido no capítulo 4, os ventos meridionais foram calculados com base no trabalho de Krishnamurthy et al. (1990), meio pelo qual se obteve o vento meridional magnético no período noturno, perto do equador magnético, diretamente através de dados de altura real da camada F para duas estações situadas próximas ao equador magnético, sejam elas São Luís (-2,33°; 315,8°) e Fortaleza (-3,92°; 321,58°). A velocidade de deriva vertical foi calculada em função da variação temporal da camada F noturna e foram retirados os efeitos de recombinação do resultado obtido.

Pela figura 5.1 podem-se observar as diferenças existentes na velocidade de deriva vertical real (linha preta) e aparente (vermelha), sendo que essas diferenças tornam-se mais evidenciadas após as 22 LT (Fortaleza) e 23:30 LT (São Luís). Observando-se o valor de altura referente a estes horários no gráfico (curva cinza) da figura 5.1, é possível observar que a altura neste horário torna-se inferior a 300 km e, portanto, o processo de perda por recombinação torna-se eficiente, em concordância com os resultados de Bittencourt e Abdu (1981).



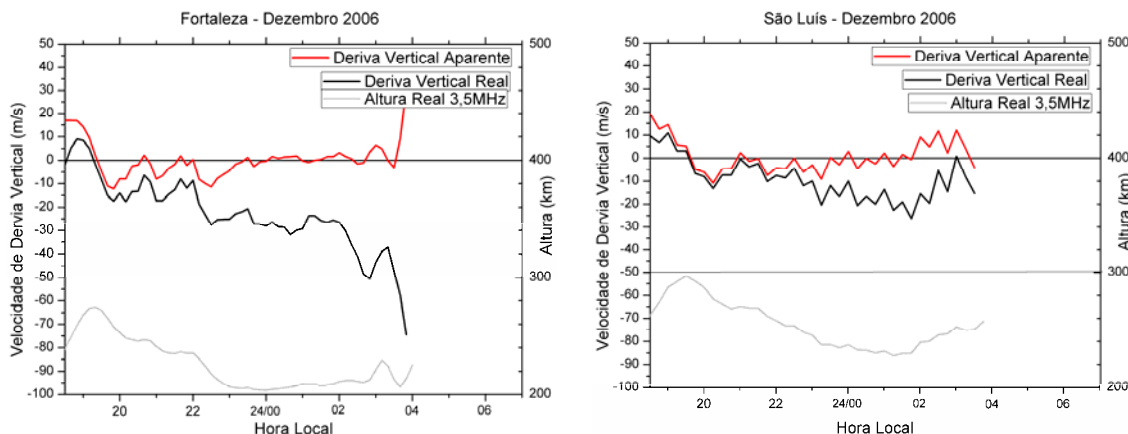
**FIGURA 5.1** – Altura real da camada F e as velocidades de deriva vertical real e aparente, para dezembro de 2001, alta atividade solar.

Os gráficos referentes à altura real mostram que nos horários do pôr-do-sol (19-20 LT) a altura real eleva-se para altas altitudes seguidas por uma súbita queda em altitude após esse horário, conforme esperado para latitudes equatoriais.

Nos gráficos referentes à deriva vertical do plasma ionosférico torna-se possível observar, claramente, o pico pré-inversão da deriva de plasma (detalhado na seção 2.5.2), caracterizado por um súbito aumento da velocidade de deriva nos horários do pôr-do-sol, com a posterior inversão para valores negativos nos horários noturnos, conforme esperado.

É importante salientar que às 21 LT, aproximadamente, surge um pico secundário na velocidade de deriva. O espalhamento em altura nos dados de ionogramas resulta em um erro na precisão da altura da camada F. Ao analisar os dados de dezembro observou-se a presença de espalhamento em altura nos horários de 20-23 LT. Com isso, o pico secundário que ocorre em ~21 LT em Fortaleza e ~22 LT em São Luís, coincide com o horário de ocorrência de espalhamento, impedindo que possamos efetuar qualquer conclusão referente a este pico, visto que estes dados podem conter erros na leitura da altura, o que resulta em erros no cálculo da deriva vertical.

É possível notar nessa seqüência de gráficos que a altura da camada F é mais baixa na estação de Fortaleza do que na estação de São Luís, em decorrência de um vento meridional no sentido de sul que carrega a ionização para baixo, como será discutido e ilustrado na seção 5.2.



**FIGURA 5.2** – Altura real da camada F e as velocidades de deriva vertical real e aparente, para dezembro de 2006, baixa atividade solar.

Os resultados para dezembro de 2006, durante baixa atividade solar (Figura 5.2), diferentemente dos resultados obtidos nos períodos de alta atividade solar (Figura 5.1), demonstram que as diferenças entre as velocidades de deriva real (curva preta) e aparente (curva vermelha), se encontram com valores similares apenas nos horários de pico pré-inversão (19-22 LT), sendo este, praticamente inibido. Pode-se observar que as alturas se encontram abaixo dos 300 km, em todos os horários, durante o período de BAS analisado (curva cinza).

A seguir são relatadas as diferenças sazonais e em função do nível de atividade solar dos parâmetros velocidade de deriva vertical, altura real da camada F e dos ventos termosféricos meridionais sob condições geomagneticamente calmas. Para tanto, serão apresentados os valores referentes ao fluxo solar e o somatório de Kp para os dias analisados dos meses de dezembro de 2001 e 2006, junho de 2001 e 2006 e março de 2001 e 2007.

Nas tabelas 5.1 e 5.2 são listados os valores referentes ao fluxo solar e ao somatório de Kp dos dias utilizados para a determinação dos ventos neutros termosféricos no período de dezembro de 2001 (alta atividade solar) e dezembro de 2006 (baixa atividade solar), respectivamente.

TABELA 5.1- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar.

| Noites calmas em<br>Dezembro/ 2001 | F10.7         | $\Sigma Kp$                      |
|------------------------------------|---------------|----------------------------------|
| 07-08                              | 219,3 – 213,9 | 13 – 12 <sup>+</sup>             |
| 08-09                              | 213,9 – 217,5 | 12 <sup>+</sup> – 5              |
| 09-10                              | 217,5 – 212,3 | 5 – 7 <sup>-</sup>               |
| 10-11                              | 212,3 – 213,9 | 7 <sup>-</sup> – 8 <sup>+</sup>  |
| 19-20                              | 201,6 – 214,0 | 16 <sup>+</sup> – 9 <sup>+</sup> |
| 22-23                              | 234,9 – 246,3 | 16 – 14                          |

TABELA 5.2- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar.

| Noites calmas em<br>Dezembro/ 2006 | F10.7       | $\Sigma Kp$                     |
|------------------------------------|-------------|---------------------------------|
| 2-3                                | 84,8 – 84,6 | 4 – 7 <sup>-</sup>              |
| 3-4                                | 84,6 – 93,6 | 7 <sup>-</sup> – 1 <sup>-</sup> |
| 4-5                                | 93,6 – 99,4 | 1 <sup>-</sup> – 6 <sup>+</sup> |
| 27-28                              | 70,9 – 73,8 | 4 – 4 <sup>+</sup>              |
| 28-29                              | 73,8 – 75,8 | 4 <sup>+</sup> – 4 <sup>+</sup> |
| 29-30                              | 75,8 – 77,4 | 4 <sup>+</sup> – 4 <sup>+</sup> |

Nas tabelas 5.3 e 5.4 são listados os valores referentes ao fluxo solar e ao somatório de Kp para a determinação dos ventos neutros termosféricos para o mês de março de 2001 (alta atividade solar) e março de 2007 (baixa atividade solar), respectivamente. Vale ressaltar que, apesar da variação dos valores de F10.7 em março de 2001 (25-26 com comparação as demais noites), as variações no vento resultante não são significativas, ou seja, após compararmos a noite 25-26 com a média das outras noites observou-se que a utilização deste dia não destoa a média.

TABELA 5.3- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar.

| Noites calmas em<br>Março/ 2001 | F10.7         | $\Sigma Kp$                       |
|---------------------------------|---------------|-----------------------------------|
| 01-02                           | 129,0 – 127,4 | 12 <sup>-</sup> – 16 <sup>+</sup> |
| 08-09                           | 164,8 – 159,2 | 13 <sup>-</sup> – 13 <sup>-</sup> |
| 09-10                           | 159,2 – 158,0 | 13 <sup>-</sup> – 11              |
| 10-11                           | 158,0 – 155,8 | 11 – 7 <sup>+</sup>               |
| 15-16                           | 134,7 – 138,5 | 4 <sup>-</sup> – 4 <sup>-</sup>   |
| 16-17                           | 138,5 – 132,9 | 4 <sup>-</sup> – 8 <sup>+</sup>   |
| 25-26                           | 215,7 – 262,6 | 12 – 7                            |

TABELA 5.4- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar.

| Noites calmas em<br>Março/ 2007 | F10.7       | $\Sigma Kp$                     |
|---------------------------------|-------------|---------------------------------|
| 03-04                           | 72 – 71,3   | 3 <sup>-</sup> – 7              |
| 09-10                           | 70,6 – 70,2 | 4 <sup>-</sup> – 9 <sup>+</sup> |
| 18-19                           | 69,8 – 69,5 | 6 <sup>+</sup> - 4 <sup>-</sup> |
| 19-20                           | 69,5 – 72   | 4 <sup>-</sup> – 1 <sup>+</sup> |
| 20-21                           | 72 – 72,3   | 1 <sup>+</sup> – 2              |
| 21-22                           | 72,3 – 72   | 2 – 6 <sup>-</sup>              |
| 29-30                           | 73,6 – 73,9 | 5 <sup>-</sup> - 9              |
| 30-31                           | 73,9 – 73,1 | 9 – 7 <sup>-</sup>              |

Nas tabelas 5.5 e 5.6 são listados os valores referentes ao fluxo solar e ao somatório de Kp para a determinação dos ventos neutros termosféricos para o mês de junho de 2001 (alta atividade solar) e junho de 2006 (baixa atividade solar), respectivamente.

TABELA 5.5- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar.

| Noites calmas em<br>Junho/2001 | F10.7         | $\Sigma Kp$                       |
|--------------------------------|---------------|-----------------------------------|
| 03-04                          | 149,5 – 158,3 | 13 <sup>+</sup> – 15 <sup>-</sup> |
| 15-16                          | 203,2 – 214,3 | 13 <sup>-</sup> – 10              |
| 22-23                          | 210,3 – 213,0 | 10 – 10                           |
| 23-24                          | 213,0 – 201,3 | 10 – 15 <sup>+</sup>              |
| 24-25                          | 201,3 – 188,4 | 15 <sup>+</sup> – 12              |
| 27-28                          | 152,8 – 144,9 | 9 <sup>+</sup> – 3 <sup>-</sup>   |
| 28-29                          | 144,9 – 144,6 | 3 <sup>-</sup> - 5 <sup>+</sup>   |

TABELA 5.6- Valores dos Índices de Atividade Magnética e Fluxo Solar.

| Noites calmas em<br>Junho/2006 | F10.7       | $\Sigma Kp$                      |
|--------------------------------|-------------|----------------------------------|
| 04-05                          | 77,8 – 80,2 | 3 – 5 <sup>-</sup>               |
| 12-13                          | 76,5 – 79,5 | 6 <sup>+</sup> – 4 <sup>+</sup>  |
| 19-20                          | 75,7 – 75,3 | 4 <sup>+</sup> – 6 <sup>-</sup>  |
| 20-21                          | 75,3 – 75,1 | 6 <sup>-</sup> – 4 <sup>-</sup>  |
| 21-22                          | 77,4 – 74,4 | 4 <sup>-</sup> – 10 <sup>+</sup> |
| 22-23                          | 74,4 – 74,1 | 10 <sup>+</sup> – 3 <sup>+</sup> |
| 23-24                          | 74,1 – 76,1 | 3 <sup>+</sup> - 5               |
| 24-25                          | 76,1 – 76,5 | 5 – 8                            |
| 25-26                          | 76,5 – 79,0 | 8 – 2 <sup>+</sup>               |

Apresentaremos em seguida, os parâmetros deduzidos, deriva vertical, vento meridional e o índice da anomalia equatorial, para diferentes condições de fluxo solar e estação do ano.

## 5.1 Deriva Vertical

Na figura 5.3 apresentam-se os resultados da deriva vertical e da altura real da camada F, referentes aos períodos acima citado. Vale ressaltar que a relação entre a hora universal e local é dada, aproximadamente, por:

$$SL : UT \cong LT + 3$$

$$FZ : UT \cong LT + 2,5.$$

Na figura 5.3 (a) apresentam-se os resultados da deriva vertical e da altura real da camada F para Fortaleza. No lado esquerdo da figura são apresentados os resultados para alta atividade solar e, no lado direito, os resultados para baixa atividade solar. Na parte superior da figura são mostrados os resultados para o solstício de verão (dezembro de 2001 e 2006). Na parte intermediária encontram-se os resultados para o equinócio de outono (março de 2001 e março de 2007) e na parte inferior estão os resultados para o solstício de inverno (junho de 2001 e junho de 2006).

Primeiramente discutir-se-ão as diferenças observadas em função do nível de atividade solar. Para tal intento, dever-se-á considerar o ano de 2001 como de alta atividade solar e os anos de 2006/2007 como de baixa atividade solar.

É relevante salientar que, em ambas as condições de atividade solar, observam-se os mesmos padrões físicos, ressalvadas, contudo, algumas distinções. Cumpre, pois, tecer algumas considerações acerca destas dessemelhanças.

Nos gráficos superiores da figura 5.3 (a), referentes à altura real da camada F e à deriva vertical do plasma ionosférico para o mês de dezembro, nota-se que, em ambas as condições de atividade solar há um súbito aumento da altura real nos horários do pôr-do-sol (~19:30 LT), que ocorre devido ao desenvolvimento do dínamo da região F. Contudo há uma grande diferença na intensidade deste aumento, sendo que em

Fortaleza, durante AAS (Alta Atividade Solar), a altura real atinge seu valor máximo em aproximadamente 425km em ~19:30 LT, enquanto que em BAS (Baixa Atividade Solar) este pico é bem inferior, cerca de 275km por volta das ~19:30 LT.

Esse aumento súbito da camada em latitudes equatoriais, por volta das 20 LT, causa o ressurgimento do efeito fonte de plasma, fazendo com que a ionização seja removida das estações equatoriais (São Luís e Fortaleza) e transportada para maiores latitudes. A deriva vertical do plasma ionosférico em ambas as condições de atividade solar, apresenta um pico em torno das 19 LT (atingindo ~40m/s em AAS e 10m/s em BAS), seguido por uma queda acentuada.

Nos resultados referentes ao mês de março observa-se também um aumento acentuado da altura real da camada F até ~20 LT, atingindo 375km em AAS e 260km em BAS. O pico pré-inversão da deriva vertical é observado, principalmente para o período de 2001, em ~19 LT (atingindo ~30m/s em 2001 e ~7m/s em 2007).

Para o mês de junho, vale ressaltar, as elevadas barras de desvio padrão no gráfico de 2001, assim como a escassez de dados após as 24 LT no gráfico de 2006. Além disso, pode-se observar que o pico pré-inversão para junho de 2006 é completamente inibido, e em 2001 tem-se o pico pré-inversão ocorrendo em aproximadamente 20:45 LT.

Conforme explicado por Fejer et al. (1991) e Batista et al. (1996), durante o dia há uma deriva vertical de plasma positiva, mas, em virtude da inversão no sentido dos ventos neutros no período noturno, a deriva noturna passará a ser negativa, devido à ação do campo elétrico da teoria do dínamo. Este comportamento pode ser facilmente observado nos resultados, que mostram que a deriva eletromagnética iniciou-se positiva, todavia, com a inversão noturna dos ventos termosféricos zonais no período noturno, a deriva vertical passa a ser negativa.

É notável que a intensidade da deriva vertical no período de AAS é bem mais elevada que nos períodos de BAS, o que acarretará uma intensificação da Anomalia Equatorial



por volta das 21 LT no período de AAS bem superior ao de BAS, devido ao pico pré-inversão na deriva vertical, fato este que será discutido na seção 5.3.

O considerável aumento na intensidade da deriva vertical noturna do plasma ionosférico em função do fluxo solar se dá em virtude do correspondente aumento do vento zonal equatorial, assim como a razão entre as médias das condutividades Pederson integradas ao longo do fluxo do tubo magnético nas regiões E e F (FEJER et al., 1991).

Em relação às diferenças sazonais observadas nos gráficos da figura 5.3, nota-se que a deriva vertical e a altura da camada F, no horário do pôr-do-sol, são maiores no solstício de verão (dezembro) do que quando comparado com os outros meses, diferentemente do que foi observado por Fejer et al. (1991) com os dados de radares para Jicamarca, onde os meses de equinócio mostram maiores amplitudes. Isso pode ser ocasionado em função da grande declinação magnética em Fortaleza (ABDU et al., 1981 e BATISTA et al., 1986).

Estas diferenças no desenvolvimento do pico pré-inversão são atribuídas às diferenças entre os ângulos de declinação magnética entre as duas localidades (Jicamarca e Fortaleza), o que faz com que horário do pôr-do-sol nas duas regiões E conjugadas tenha uma dependência sazonal distinta em cada localidade, acarretando diferentes taxas de aumento do campo elétrico de polarização da região F (BATISTA, 1986).

Observa-se ainda que o pico pré-inversão, no mês de Junho de 2001, apresenta um atraso de aproximadamente uma hora em relação aos meses de março e dezembro de 2001. Observa-se também que o pico pré-inversão é praticamente inibido durante os meses de março e dezembro do período de BAS e completamente inibido em junho de 2006.

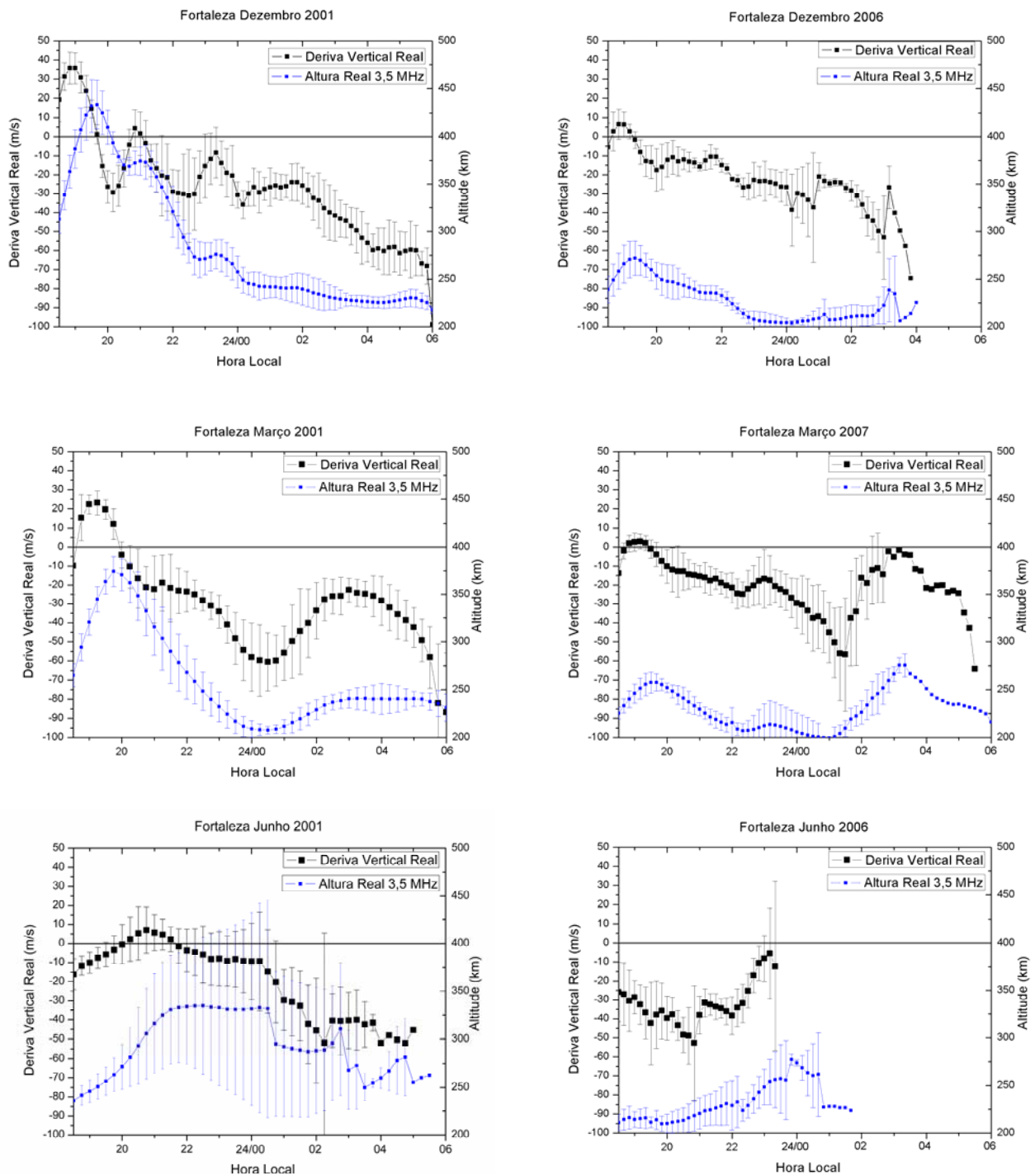
A figura 5.3 (b) mostra a comparação entre a deriva vertical em São Luís, uma estação equatorial, e a deriva vertical em Fortaleza, um pouco afastada do equador magnético.

Analisando, primeiramente, o período de alta atividade solar pode-se se observar que a deriva vertical em Fortaleza, no horário do pico pré-inversão, é mais intensa do que a observada na estação de São Luís para os meses de Dezembro e Março.

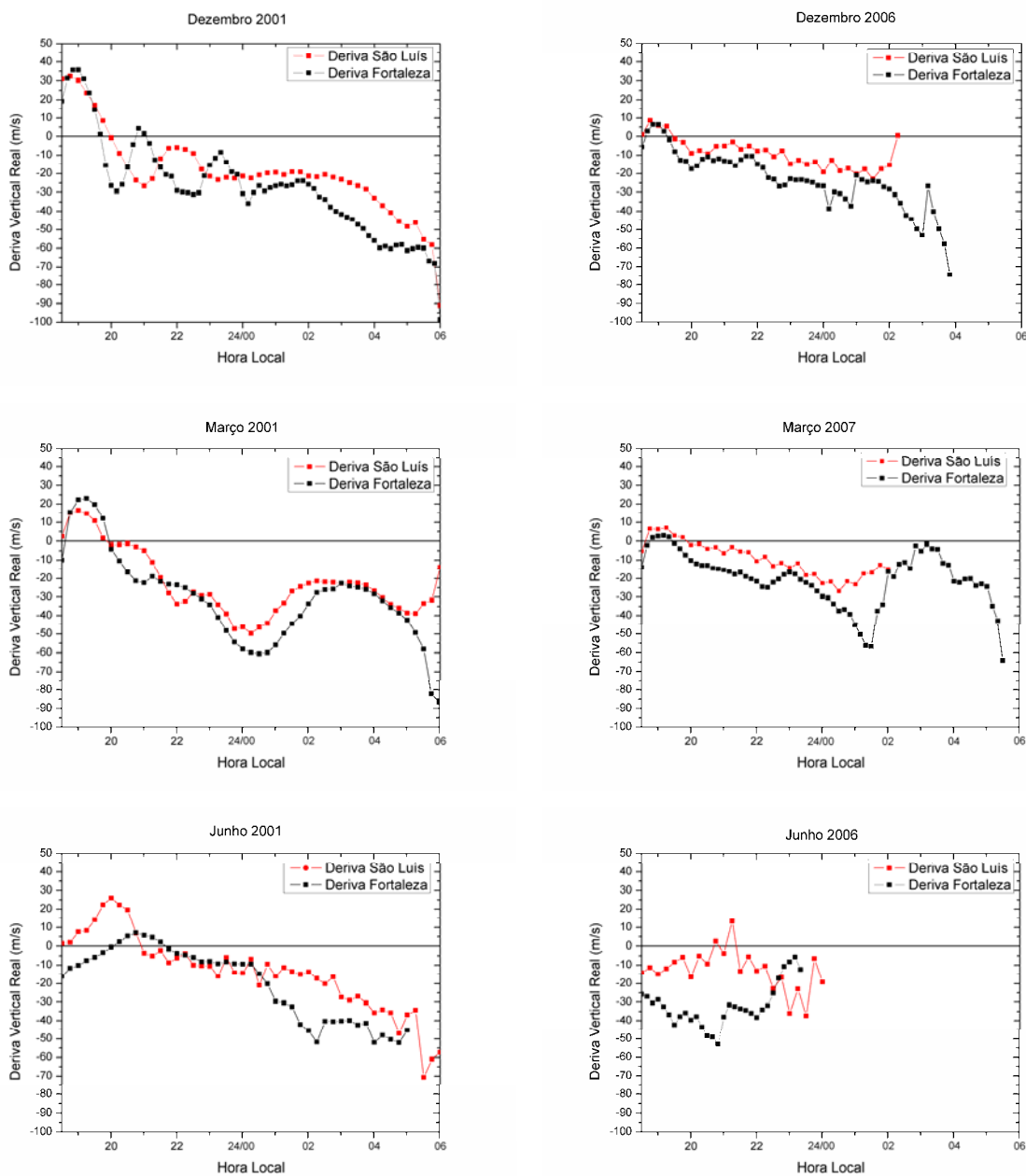
Contudo é interessante ressaltar que, para o mês de Dezembro, a deriva inverte-se para baixo mais cedo na estação de Fortaleza (~19:45 LT). E para o mês de Março, a deriva inverte-se no mesmo horário, tanto em Fortaleza quanto em São Luís (~20 LT).

Para o período de baixa atividade solar, pode-se observar que a deriva vertical é mais intensa na estação de São Luís, no horário do entardecer.

É relevante salientar que um vento meridional dirigido para o sul, no setor noturno, ocasionaria uma deriva vertical mais para baixo na estação de Fortaleza. Pode-se observar que a deriva vertical após as 20 LT é relativamente mais para baixo em Fortaleza do que em São Luís, logo se espera encontrar ventos meridionais magnéticos dirigidos para o sul. Enquanto a deriva vertical em São Luís for mais para baixo do que em Fortaleza, espera-se encontrar ventos para norte. Os resultados de ventos serão discutidos na próxima seção.



**FIGURA 5.3** – (a) Comparação dos parâmetros ionosféricos (altura real da camada F (azul) e deriva vertical (preto)) para diferentes condições de fluxo solar e suas variações sazonais para Fortaleza (continua).



**FIGURA 5.3** – (b) Velocidade de deriva vertical para São Luís (vermelho) e Fortaleza (preto) para diferentes condições de fluxo solar e suas variações sazonais (conclusão).

## 5.2 Vento Meridional

Nesta oportunidade, avaliar-se-ão as variações dos ventos neutros meridionais magnéticos em função da sazonalidade e do nível de atividade solar.

A figura 5.4 é referente aos ventos meridionais, inferidos pela metodologia descrita no capítulo 4. Os gráficos superiores da figura 5.4 referem-se aos meses de dezembro do ano de 2001 e 2006 (lado esquerdo e direito respectivamente). Os gráficos intermediários da figura 5.4 referem-se aos meses de março do ano de 2001 e 2007 e finalmente os gráficos inferiores referem-se aos meses de junho do ano de 2001 e 2006. É relevante salientar que os ventos meridionais  $U$  são positivos quando estão direcionados para norte.

A comparação dos ventos meridionais durante os dois níveis de atividade solar permite concluir que durante BAS os ventos são predominantemente para sul, diferentemente do observado durante AAS. Pode-se, outrossim, notar que em dezembro, entre 18-19 LT, 20-21 LT, os ventos meridionais tendem a se inverter para norte em ambas as condições de atividade solar, porém somente durante AAS os ventos atingem valores positivos (para norte). Entre 22–23 LT há novamente uma inversão dos ventos para norte, observada em AAS.

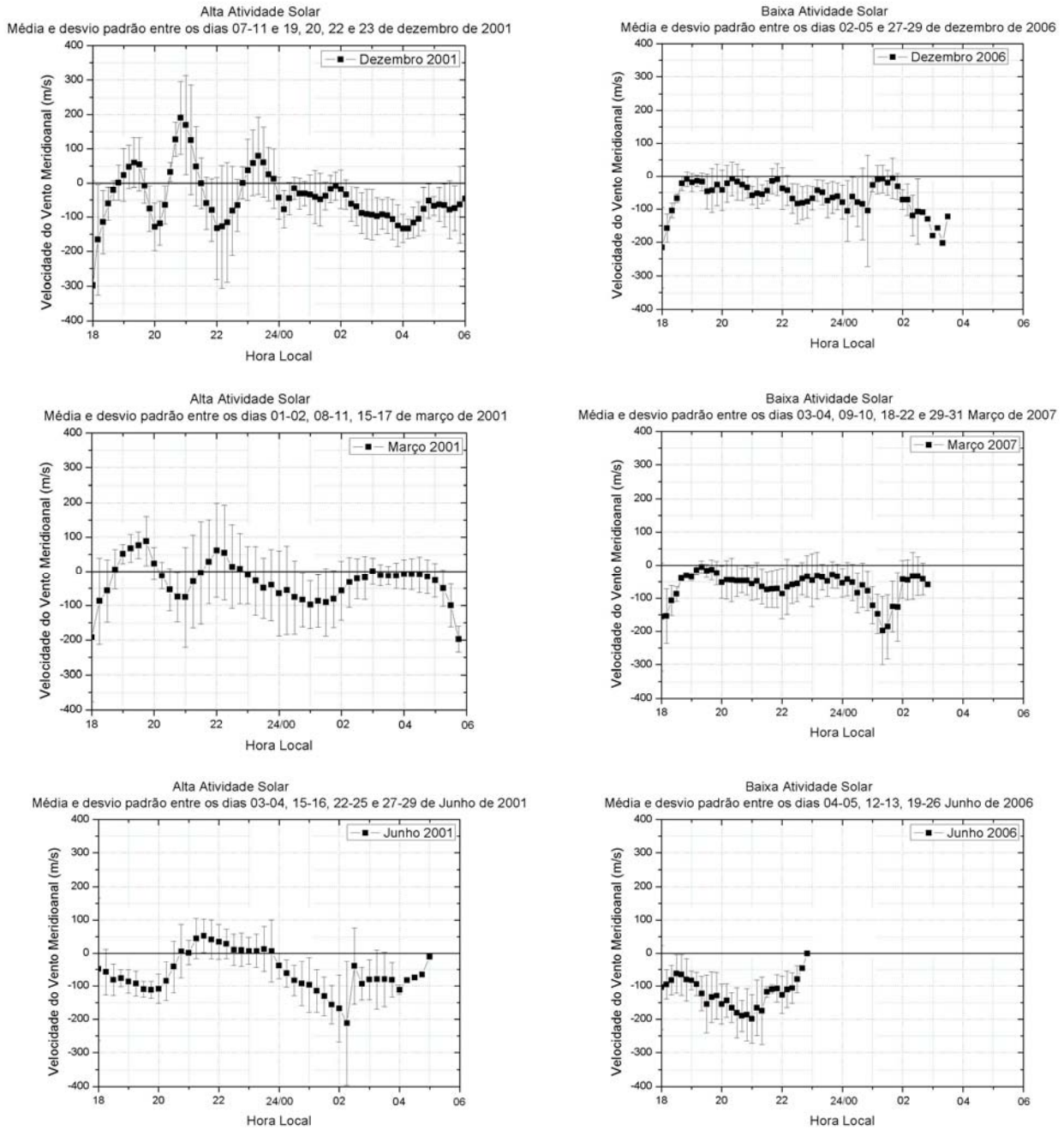
No mês de março, pode-se observar que os ventos, assim como em dezembro, são predominantemente para Sul. Contudo entre 18:45–20 LT e 21:45 – 22:30 LT, para o ano de 2001, tem-se ventos dirigidos para o norte.

No mês de junho, por sua vez, observa-se que entre 21 – 24 LT, para AAS, os ventos são para norte, e no restante da noite para sul.

Há de se destacar que se os ventos meridionais sendo direcionado para o sul (pólo), seu efeito será abaixar a região F noturna, conseqüentemente, contribuindo para a diminuição da região F nessas localidades, visto que em mais baixas altitudes o efeito de recombinação será mais efetivo.

Entretanto, se os ventos meridionais persistirem para sul por várias horas e com intensidade significativa, haverá como conseqüência a intensificação da crista sul da

anomalia, visto que, desta forma o vento geraria o arraste de plasma para as baixas latitudes.



**FIGURA 5.4** – Comparação dos ventos meridionais em função das diferenças sazonais para diferentes condições de fluxo solar.

### 5.3 A Intensidade da Anomalia Equatorial

A intensidade e desenvolvimento da EIA foram calculados com dados de receptores de GPS instalados em São José dos Campos e São Luís e com dados de Digissondas, instaladas em Cachoeira Paulista e São Luís, com base nos parâmetros  $\Delta VTEC$  e  $\Delta foF2$ . As figuras 5.5 a 5.8 apresentam as médias e os respectivos desvios padrões destes parâmetros para dezembro de alta e baixa atividade solar, ambos para condições geomagneticamente calmas.

A Figura 5.5 mostra o índice  $\Delta foF2$  ( $foF2_{cp} - foF2_{sl}$ ) para condições de alta atividade solar. O gráfico foi elaborado com a média e o desvio padrão para os dias 07, 08, 09, 10, 11, 20 e 26 de dezembro de 2001.

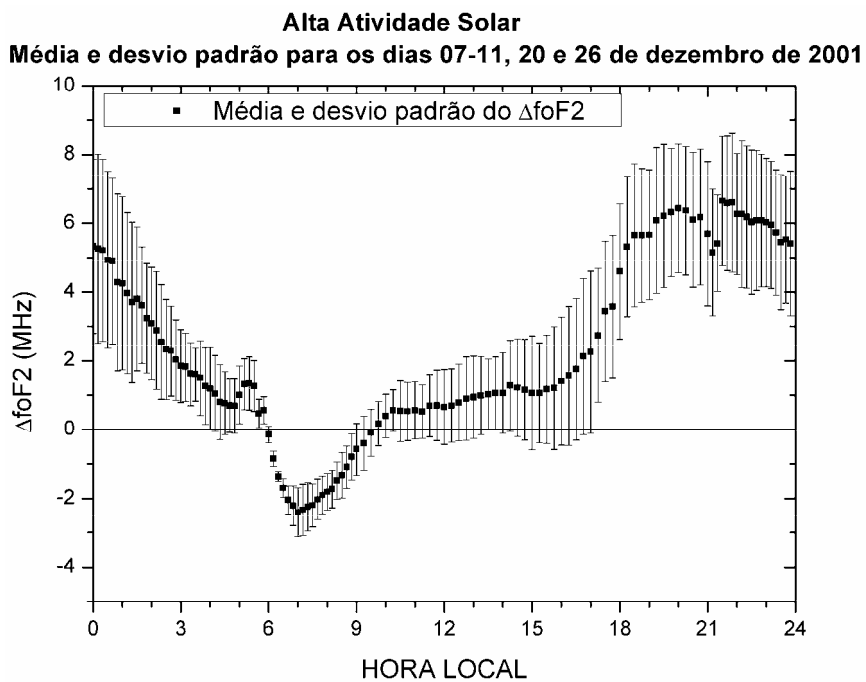
A Figura 5.6, por sua vez, representa o índice  $\Delta VTEC$  ( $VTEC_{sjc} - VTEC_{sl}$ ), somente para satélites com ângulo de elevação variando entre  $45^\circ - 90^\circ$ , para condições de alta atividade solar. O gráfico foi elaborado com a média e o desvio padrão para os dias 01, 07, 08, 22 e 23 de dezembro de 2001.

No índice  $\Delta foF2$ , assim como no índice  $\Delta VTEC$ , é fácil observar a presença de um máximo de desenvolvimento da Anomalia por volta das 20-21 horas (LT), o que se deve ao efeito fonte que é intensificado após o pôr-do-sol pelo campo elétrico de pré-inversão (*evening prereversal enhancement*), gerado pelo dínamo da camada F. Tal efeito causa aumento de TEC e da densidade eletrônica do pico da região F em regiões de baixas latitudes em torno de 19-22 horas (LT).

É relevante salientar que é possível observar com o índice  $\Delta VTEC$  que o decaimento da intensidade da anomalia ocorre a partir das 21-22 LT, desaparecendo entre 03 – 06 LT, enquanto que com o índice  $\Delta foF2$  o decaimento do desenvolvimento da EIA ocorre por volta 22 LT, desaparecendo por volta das 06 LT.

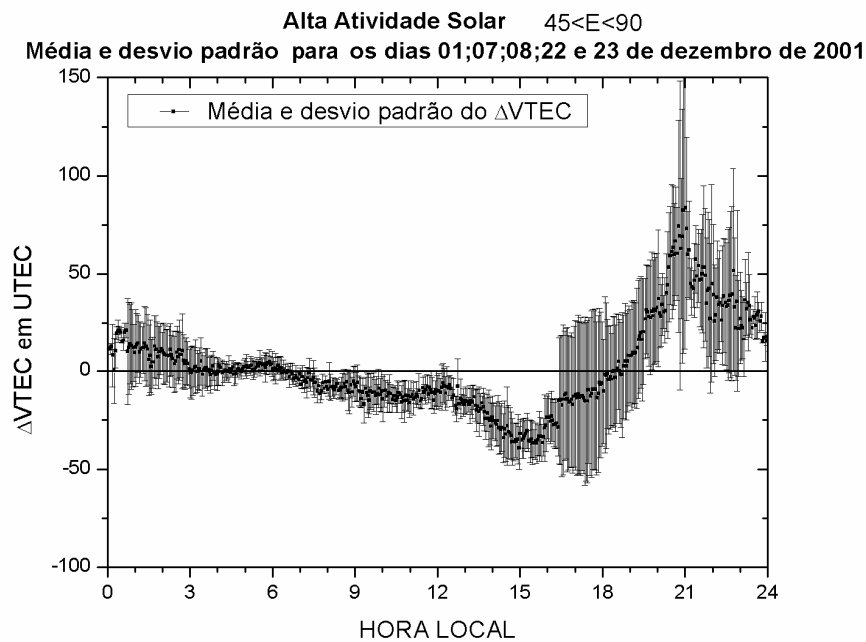
Ressalta-se que uma diferença significativa nestes parâmetros é que a EIA torna-se inexistente, com o menor valor dos índices, em horários distintos. Com os dados de digissonda, este mínimo aparece entre 07-08 LT, enquanto que com os dados obtidos pelos receptores dos GPS este mínimo é observado entre 14-16 LT. Neste horário de mínimo do índice  $\Delta VTEC$  (14-16 LT), os dados obtidos com o índice  $\Delta foF2$  sugerem a anomalia já formada, desenvolvida e ativa.

A EIA ressurge a partir das 10-11 LT, quando observamos com o índice  $\Delta foF2$ , diferentemente de quando observamos o ressurgimento da anomalia com o índice  $\Delta VTEC$ , onde este fenômeno somente é visto a partir das 17-18 LT.



**FIGURA 5.5** - Variação temporal do índice  $\Delta foF2$  para alta atividade solar.





**FIGURA 5.6** – Variação temporal do índice  $\Delta VTEC$  para alta atividade solar.

A Figura 5.7 mostra o índice  $\Delta foF2$  ( $foF2_{cp} - foF2_{sl}$ ) para condições de baixa atividade solar. O gráfico foi elaborado com a média e o desvio padrão para os dias 02, 03, 04, 05, 26, 27, 28, 29 e 30 de dezembro de 2006.

O gráfico da Figura 5.8 representa o índice  $\Delta VTEC$  ( $VTEC_{sjc} - VTEC_{sl}$ ), somente para satélites com ângulo de elevação variando entre  $45^\circ - 90^\circ$ , para condições de baixa atividade solar. O gráfico foi elaborado com a média e o desvio padrão para os dias 02, 03, 04, 05, 27 e 28 de dezembro de 2006.

Ao comparar estes dois índices de desenvolvimento da Anomalia Equatorial em baixa atividade solar podem-se observar diversas divergências.

Primeiramente, não se pode observar através do índice  $\Delta VTEC$  a existência da Anomalia Equatorial. É possível até observar a anomalia com uma tendência de se desenvolver entre 07 - 16 LT, com máximo entre 14 - 16 LT.

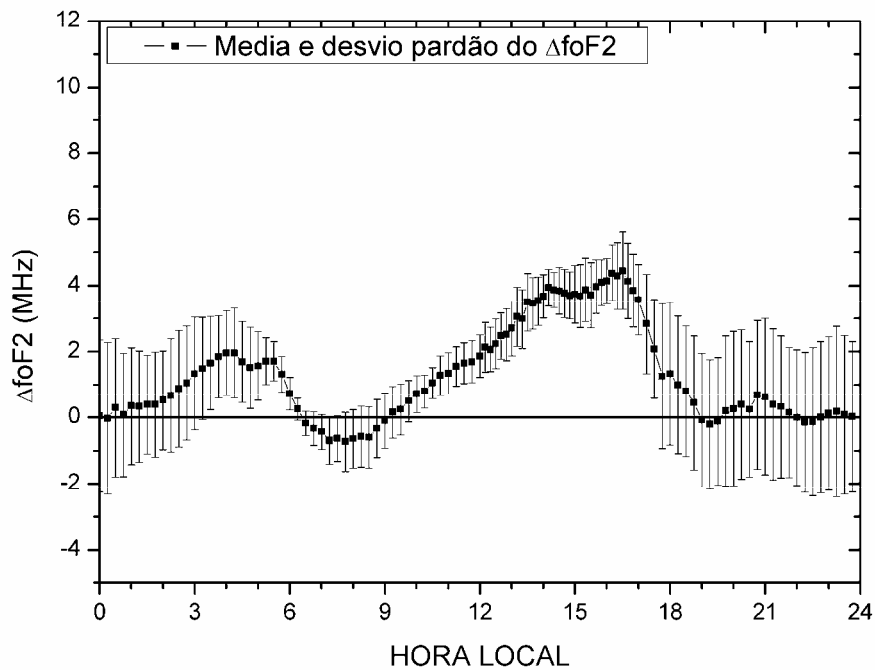
Por sua vez o índice  $\Delta foF2$  mostra claramente a formação da EIA. Como se sabe a anomalia atinge um máximo nas horas da tarde e tem um decaimento um pouco mais cedo (17 LT) durante o mínimo solar, podendo, também, durante os períodos de baixa atividade solar ocorrer a inibição do pico pré-inversão.

Estas discrepâncias/diferenças entre os índices  $\Delta VTEC$  e  $\Delta foF2$  podem ser devidas à diferença do perfil de densidade acima da região do pico, pois o parâmetro  $foF2$ , obtido pela digisonda é representativo da densidade eletrônica do pico da camada F. O VTEC, por sua vez, é resultante de uma integração da densidade eletrônica ao longo de toda a trajetória do sinal. Embora, a princípio, a principal contribuição ao VTEC advinha da região do pico de densidade eletrônica, a parte superior da ionosfera pode também contribuir significativamente para este parâmetro e, nesses casos, a correlação entre  $foF2$  e VTEC não será boa.

Deve-se lembrar que o tempo de difusão para o efeito fonte de plasma, que conduz a ionização/plasma para latitudes afastadas do equador (baixas latitudes), depende do tempo de transporte pelo processo de difusão ao longo das linhas do campo magnético. Este tempo de difusão, por sua vez, depende do comprimento das linhas de campo magnético, as quais são mais alongadas nas altitudes maiores.

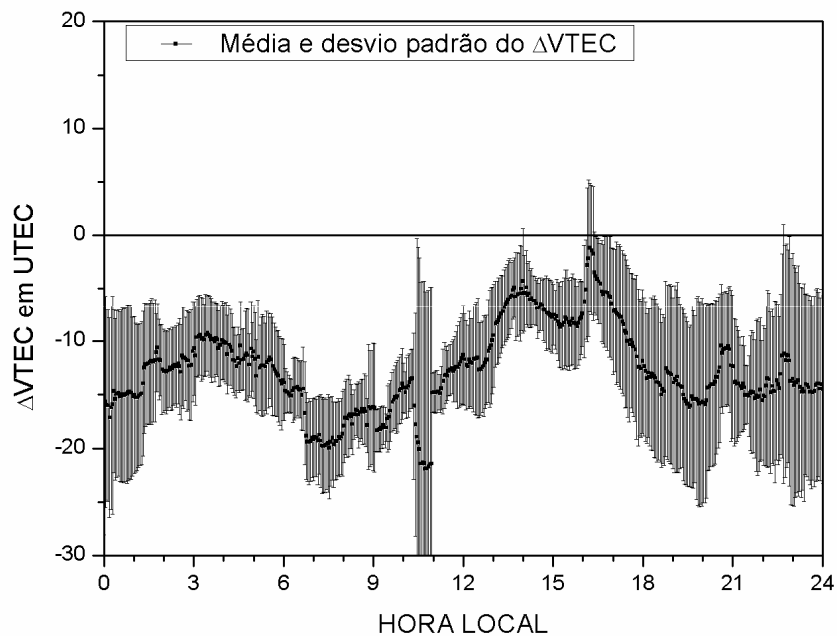
Em suma, o tempo de transporte do plasma para baixas latitudes aumenta consideravelmente com a altitude. O mecanismo acima explicado pode ser observado na figura 5.9, a qual ilustra o transporte do plasma ao longo das linhas de campo em função da altitude e da latitude magnética.

**Baixa Atividade Solar**  
**Média e desvio padrão para os dias 02-05; 26-30 de dezembro de 2006**

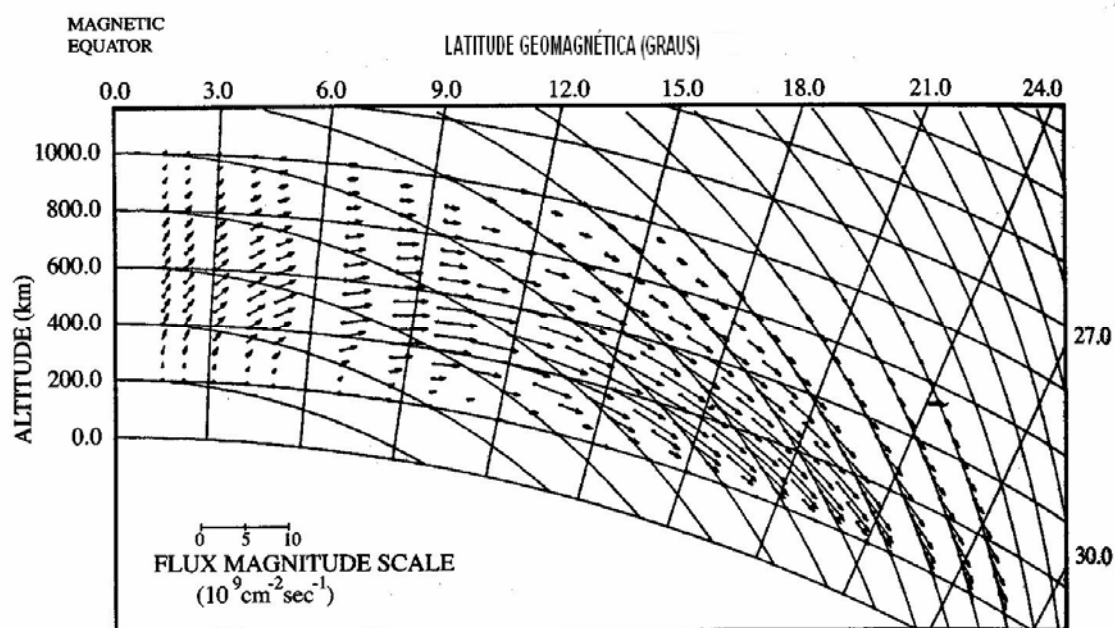


**FIGURA 5.7 -** Variação temporal do índice  $\Delta foF2$  para baixa atividade solar.

**Baixa Atividade Solar 45<E<90**  
**Média e desvio padrão para os dias 02 - 05; 27 e 28 de dezembro de 2006**



**FIGURA 5.8 –** Variação temporal do índice  $\Delta VTEC$  para baixa atividade solar.



**FIGURA 5.9**– Difusão do plasma ionosférico ao longo das linhas de campo geomagético.  
 FONTE : Hanson e Moffett (1966)

Em função destas divergências descritas, optou-se em dar seqüência ao desenvolvimento deste trabalho utilizando o parâmetro  $\Delta foF2$ . Com isso, a figura 5.10 mostra a variação da anomalia de ionização equatorial em função do nível de atividade solar, e também sua variação sazonal.

Os gráficos superiores da figura 5.10 são referentes ao período de dezembro de 2001 (lado esquerdo) e de 2006 (lado direito) e os gráficos intermediários são relacionados ao período de equinócio de outono, sendo o lado esquerdo referente a março de 2001 e o direito, a março de 2007. Finalmente, na parte inferior, tem-se os gráficos referentes ao solstício de inverno, sendo do lado esquerdo para junho de 2001 e lado direito, junho de 2006.

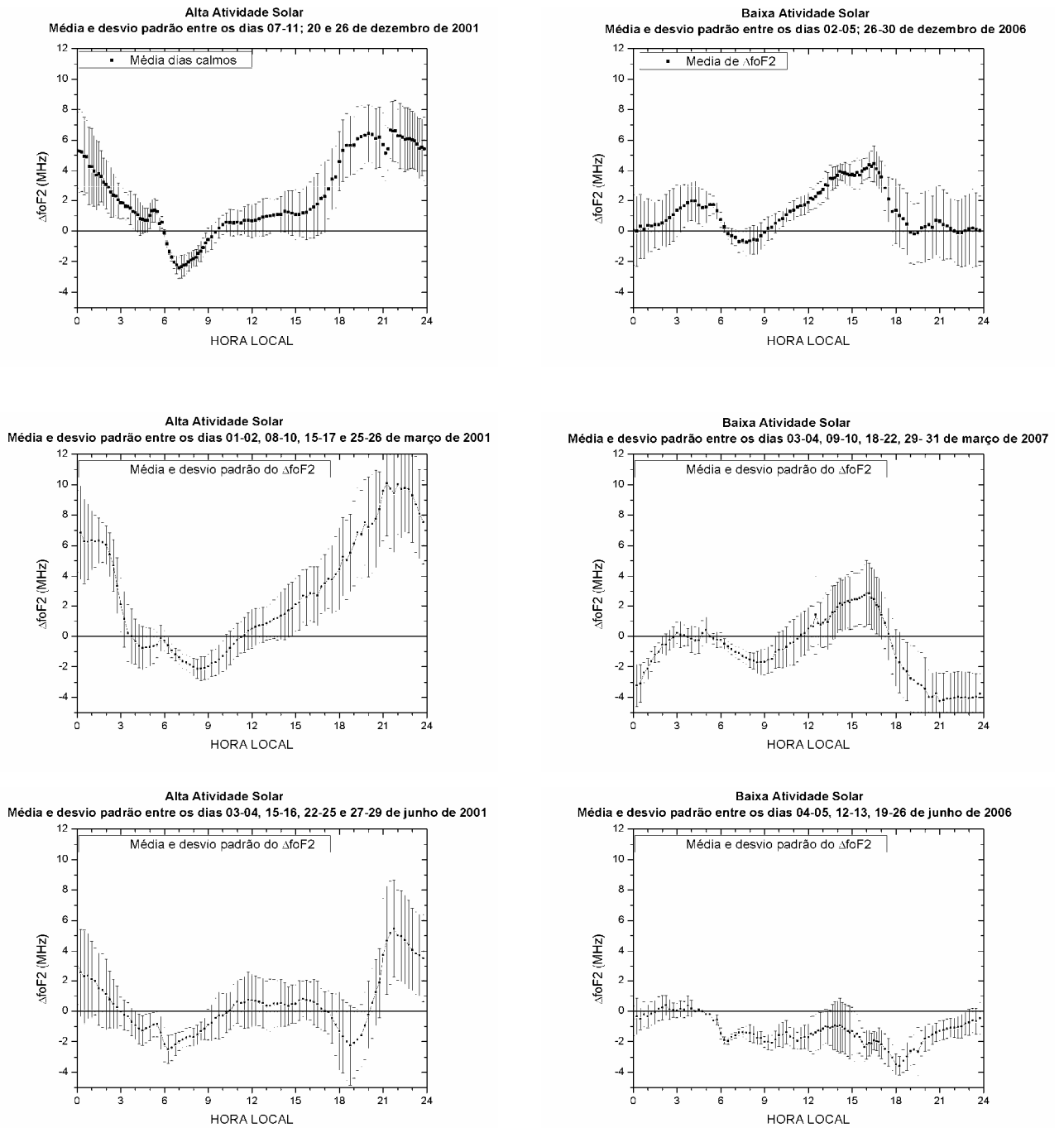
É notável, para todas as estações, que durante o período de AAS há uma intensificação da EIA nos horários em aproximadamente 22 LT, ao passo que esta intensificação não é observada nos períodos de BAS. A referida intensificação está associada aos efeitos do nível de atividade solar na deriva vertical do plasma nas horas do pôr-do-sol, onde o

pico pré-inversão ou é inibido ou atinge baixos valores durante BAS, conseqüentemente, a difusão do plasma ao longo das linhas de campo magnético, após o pôr-do-sol, também é minimizada para os tubos magnéticos que passam na região F de São José dos Campos.

Durante o período de BAS, pode-se observar que a intensificação máxima da EIA ocorre em, aproximadamente, 16 LT, para os meses de dezembro e março. No mês de junho de 2006 observa-se a anomalia inibida.

A anomalia equatorial para o período de AAS é máximo no mês de março, i.e., durante os meses de equinócio, seguido pelo mês de dezembro. Já para o período de BAS, temos, no mês de dezembro, um máximo desenvolvimento da anomalia equatorial, seguido pelo mês de março.

A máxima intensificação da EIA em dezembro, BAS, é explicada em função do máximo desenvolvimento da deriva vertical nesta estação sazonal. Durante o período de AAS, apesar da deriva vertical ser mais intensa no mês de dezembro, pode-se observar que a intensidade da anomalia equatorial é mais significativa no mês de março. A explicação para este comportamento anômalo pode ser encontrada em função dos ventos meridionais, sendo estes mais intensos e por um maior intervalo de tempo, por exemplo, para sul (norte), arrastam o plasma e intensificam a crista sul (norte) da anomalia.



**FIGURA 5.10** – Variação temporal do índice  $\Delta foF2$  para diferentes condições de fluxo solar e suas variações sazonais.

## 5.4 Efeitos da Atividade Magnética

Neste tópico, serão analisados os efeitos das tempestades magnéticas na intensidade da anomalia equatorial para condições de alta e baixa atividade solar. Os efeitos de tempestades magnéticas sobre a anomalia equatorial foram analisados usando dados de  $f_oF2$  de duas digissondas, uma em São Luís (2,57°S, 44,21°W) na região equatorial, e a outra em Cachoeira Paulista (22,57°S, 45,07°W) sob a crista da anomalia equatorial. As tempestades analisadas ocorreram em 14-18 de dezembro de 2006, 24 – 27 de março de 2007, 06-08 de junho de 2006 (período de baixa atividade solar), e em 23-27 de novembro de 2001, 31 de março a 04 de abril de 2001 e 18 – 22 de junho de 2001 (período de alta atividade solar).

### 5.4.1 Tempestade de 14-18 de Dezembro de 2006

O gráfico da figura 5.11 mostra a variação temporal do campo magnético interplanetário  $B_z$ , dos índices geomagnéticos Dst e AE, onde se pode observar que se trata de uma tempestade intensa, de acordo com a classificação de Gonzalez et al. (1994), atingindo Dst = -146nT no dia 15/12/2006. A figura 5.11 mostra, também, a variação do índice  $\Delta f_oF2$  durante o evento de tempestade.

Por sua vez, os gráficos da figura 5.12 referem-se à análise diária dos efeitos da tempestade magnética no desenvolvimento da Anomalia Equatorial, mediante o parâmetro  $\Delta f_oF2$ , porém, nesta oportunidade de forma ampliada. A figura 5.13, mostra a deriva vertical e os ventos termosféricos durante o período perturbado (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha).

Analisando-se o gráfico da atividade magnética através do índice AE (figura 5.11), pode se observar que a partir das 11 LT, do dia 14 de dezembro de 2006, há rápidas variações neste índice até aproximadamente 19 LT do dia 15/12/2006. Observam-se também,

mediante os índices Bz e Dst, que este intervalo (11 LT de 14/12 até 19 LT de 15/12) compreende a fase inicial, a principal e uma parcela da fase de recuperação da tempestade magnética. Como consequência, observa-se também que nos gráficos referentes a deriva vertical (figura 5.13) da noite de 14-15 de dezembro há flutuações neste parâmetro.

Note-se que em ~22 LT da noite de 14/12 é perceptível uma queda na atividade aferida pelo índice AE, coincidente com o Bz para sul, coexistindo também uma queda da deriva vertical do plasma neste horário e, em ~23 LT da mesma noite, observa-se uma elevação do índice AE, e o Bz ainda para sul, acompanhado também por uma subida da deriva vertical. Entende-se então que há penetração de campos elétricos, visto que a componente norte-sul do campo magnético interplanetário (Bz) está para sul, favorecendo assim as penetrações e que, estes campos elétricos de penetração desestabilizaram a atividade auroral (aferida pelo índice AE). Logo, com as flutuações da deriva vertical tem-se a evidência de penetração de campos elétricos magnetosférico na ionosfera equatorial e de baixas latitudes (para oeste e leste respectivamente).

É interessante analisar também o índice  $\Delta foF2$  (figura 5.12) para os dias 14 e 15 de dezembro de 2006, através do qual se torna perceptível que após uma queda acentuada a partir das 17 LT (dia 14/12), há entre 20-03 LT flutuações do índice  $\Delta foF2$  que estão associadas às variações observadas no índice AE, assim como ao índice Bz para sul, demonstrando também a penetração de campo elétrico.

Para o dia 15/12/06 observa-se que a partir das 12 LT o índice  $\Delta foF2$  está menos intenso do que quando comparado com o dia calmo, associado com a recuperação do índice AE, podendo tal fato estar associado aos campos elétricos do dínamo perturbado, que daria origem a um campo elétrico para oeste.

O nível de atividade magnética a partir das 19 LT do dia 15/12/06 torna-se mais baixo. Percebe-se também, que a deriva vertical entre 19-23 LT da noite de 15/12/2006 está se comportando similarmente ao observado com os dias calmos. Contudo, às 23 LT de

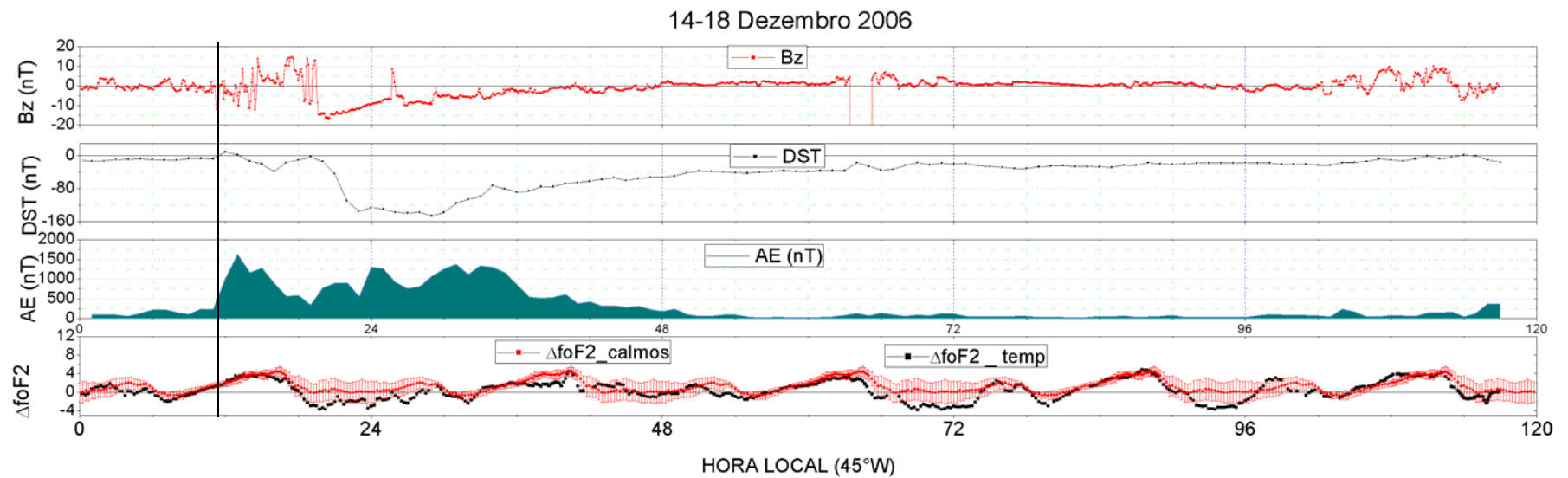


15/12/2006, tem-se uma queda na deriva, evidenciando um campo elétrico para oeste. E às 23:45 LT tem-se uma inversão no perfil da deriva vertical, tornando-se para cima (associado com um campo elétrico para leste), em virtude da atividade magnética não ser significativa a partir deste horário, pode-se associar este campo elétrico ao dínamo perturbado (DD).

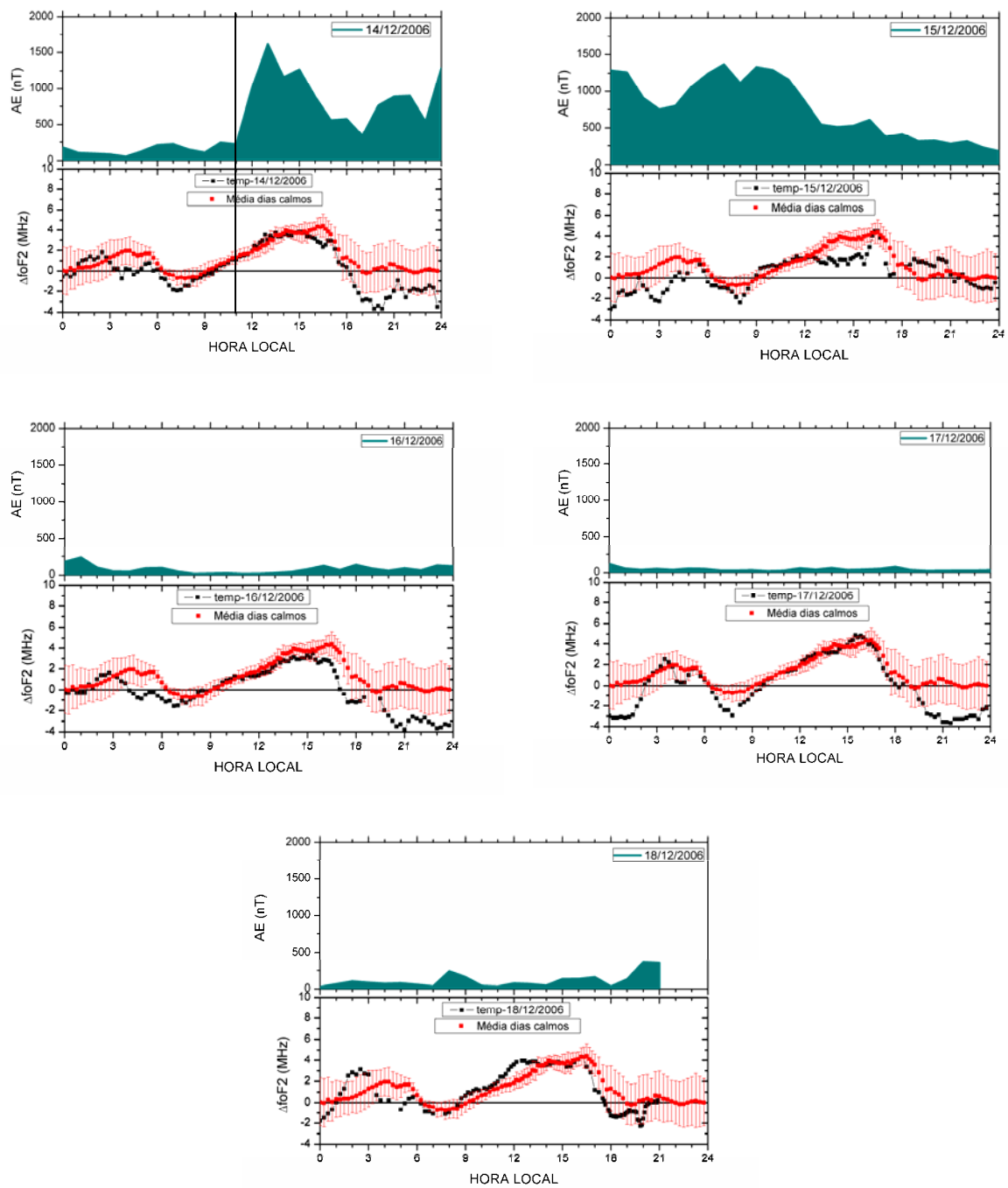
Para discutir os dias 16, 17 e 18 é relevante observar que não há atividade magnética significativa, ou seja, as variações na deriva vertical ou no índice  $\Delta foF2$  não podem ser associadas ao campo elétrico de penetração.

Durante a noite de 16 para 17/12/2006, podemos notar que o pico pré-inversão da deriva vertical foi inibido e que, a partir das 19:30 LT, a deriva vertical encontra-se com maiores valores do que quando comparada com os dias calmos, o que pode ser explicado em função do campo elétrico do dínamo perturbado (para leste a noite). Um enfraquecimento da anomalia durante 16-02 LT é observado e, a partir deste horário (02 LT de 17/12), inicia-se uma recuperação da anomalia equatorial (observado pela subida do índice  $\Delta foF2$ ). No dia 18/12/06 não são observados efeitos de campos elétricos.

É possível observar que os ventos do dínamo perturbado na noite de 16-17/12/2006 são predominantemente para norte. Durante a noite de 14-15 de dezembro há uma inversão no sentido dos ventos no horário entre 20-02 LT. Na noite posterior, 15-16, há uma boa concordância entre os ventos calculados para dias calmos e perturbados; na noite de 16-17 novamente há uma inversão no sentido dos ventos.



**FIGURA 5.11** – Campo magnético interplanetário  $B_z$  e índices  $Dst$  e  $AE$  para a tempestade de 14-18 de Dezembro de 2006, e o parâmetro  $\Delta foF2$  para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha).



**FIGURA 5.12** – Comparação dos efeitos da tempestade magnética do 14-18 de Dezembro de 2006 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.

Tempestade de 14-18 Dezembro 2006

Fortaleza

■ Deriva Real Perturbada  
— Deriva Real Calma

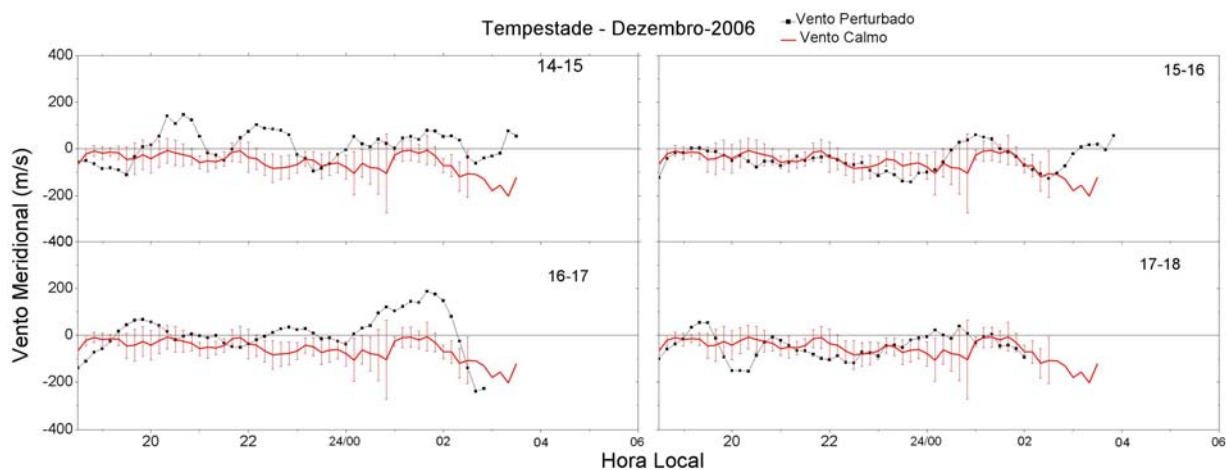
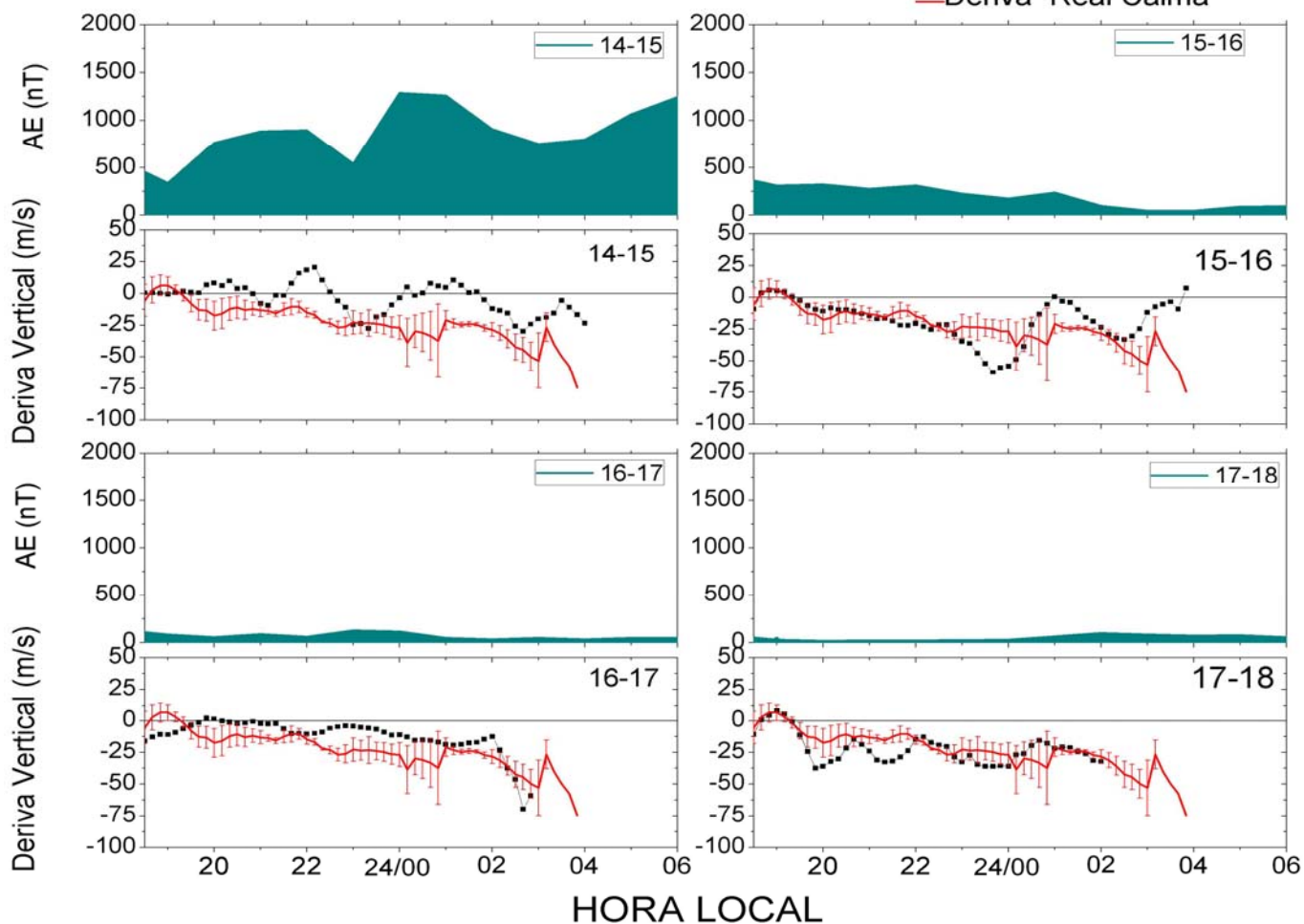


FIGURA 5.13 – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de dezembro de 2006.

#### 5.4.2 Tempestade de 24-27 de Novembro de 2001

O gráfico da figura 5.14 mostra a variação temporal dos índices geomagnéticos Dst, AE e do campo magnético interplanetário Bz para uma tempestade intensa, de acordo com a classificação de Gonzalez et al. (1994), atingindo -221nT no dia 24/11/2001. A figura 5.14 mostra, também, a variação do índice  $\Delta foF2$  durante o evento de tempestade. Os gráficos da figura 5.15 referem-se à análise diária dos efeitos da tempestade magnética no desenvolvimento da Anomalia Equatorial, os quais estão, nesta oportunidade, ampliados. A figura 5.16 refere-se à deriva vertical e aos ventos termosféricos durante este período perturbado.

A tempestade ocorrida durante 24-27 de novembro de 2001 (Figura 5.14), teve início súbito às 05h56min (UT) do dia 24, e fase principal entre ~04 – 14 LT. Analisando o gráfico da atividade magnética através do índice AE (Figura 5.14), observa-se que apesar da tempestade ter início em aproximadamente 03 LT do dia 24/11/2001, o dia 23 já apresentava atividade magnética significativa.

Tal atividade do dia 23/11, perceptível com a intensificação do índice AE em ~18 LT, permite concluir que houve penetração de campo elétrico que intensificou a deriva vertical (figura 5.16), ocasionando um pico pré-inversão mais intenso do que quando comparado com os dias calmos, gerando, em consequência, uma intensificação da anomalia equatorial em ~20 LT como pode ser observado com o parâmetro  $\Delta foF2$  na figura 5.15.

Apesar do início súbito da tempestade ter ocorrido somente às 03 LT do dia 24/11/01, a deriva vertical da camada F (figura 5.16) já vinha apresentando flutuações durante toda a noite, provavelmente como consequência das perturbações em altas latitudes, conforme mostra o índice AE. Analisando os resultados do índice  $\Delta foF2$ , é possível observar várias flutuações na amplitude do parâmetro  $\Delta foF2$  em concordância com as variações no índice AE.

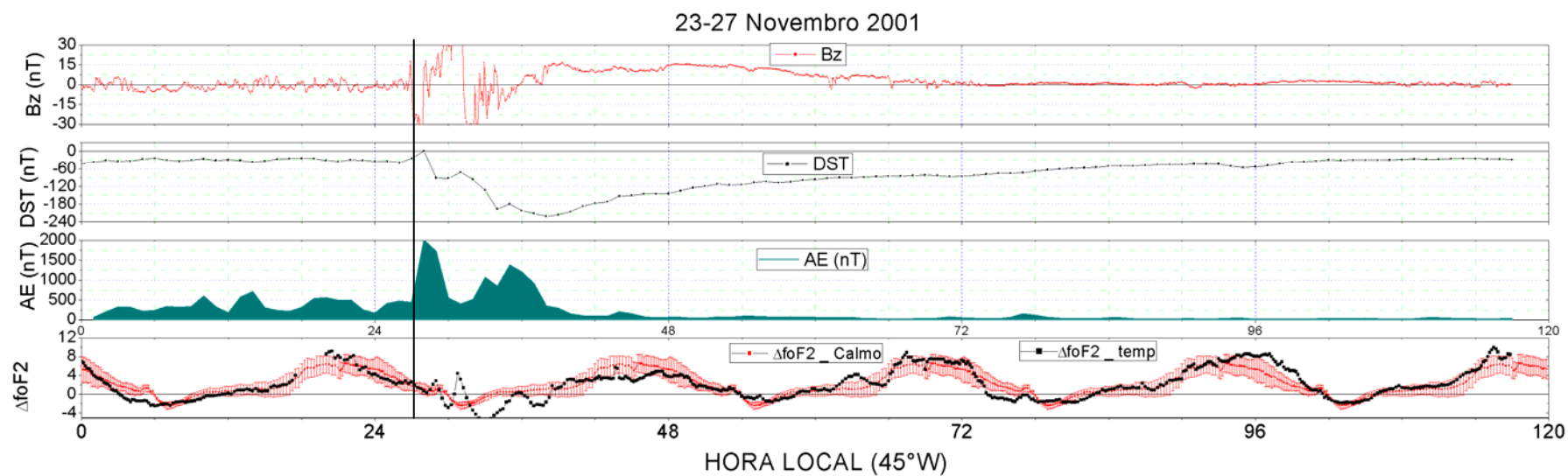
No intervalo de 04-12 LT, do dia 24/11/2001, tem-se uma seqüência de flutuações na amplitude do índice  $\Delta foF2$ , onde às 05, 07 e 12 LT ocorrem pontos de máximo e às 06 e 09 LT ocorrem pontos de mínimos. É relevante salientar ainda, que o intervalo de 04-12 LT do dia 24/11/2001 é o horário correspondente à fase principal da tempestade, e é também o horário de maior ocorrência de flutuações dos índices AE e Bz (tendo o Bz incursões entre norte e sul). Logo podemos associar as flutuações no índice  $\Delta foF2$  com penetrações de campos elétricos. É perceptível também que a variação no índice  $\Delta foF2$  sofre um atraso em relação a variação no índice AE, isto ocorre devido ao tempo de resposta da anomalia equatorial.

Na noite de 24-25 de novembro, há uma ação combinada entre os campos elétricos do dínamo perturbado e de penetração; observe que a partir de  $\sim 17$  LT do dia 24 a atividade magnética já se encontra praticamente estabilizada (figura 5.14), ainda assim, é possível notar que o pico pré-inverso da deriva vertical é inibido (figura 5.16), devido a um campo elétrico para oeste (diurno). Como neste horário o índice AE encontra-se calmo podemos associar esse fenômeno ao DD, muito embora em  $\sim 20$  LT, após uma intensificação do índice AE, observa-se uma subida da deriva vertical, sendo que esta pode estar associada a um campo elétrico para leste do DD e também um campo elétrico para leste de penetração.

Entretanto, separar esses dois campos elétricos e discuti-los não é uma tarefa simples e, portanto, não a faremos neste momento. Mas podemos notar que no anoitecer do dia 24 a anomalia esteve mais enfraquecida (em função da inibição do pico pré-inversão) mas que em  $\sim 20$  LT há um pico no índice  $\Delta foF2$ , pico este coincidente, também, com o pico observado no índice AE.

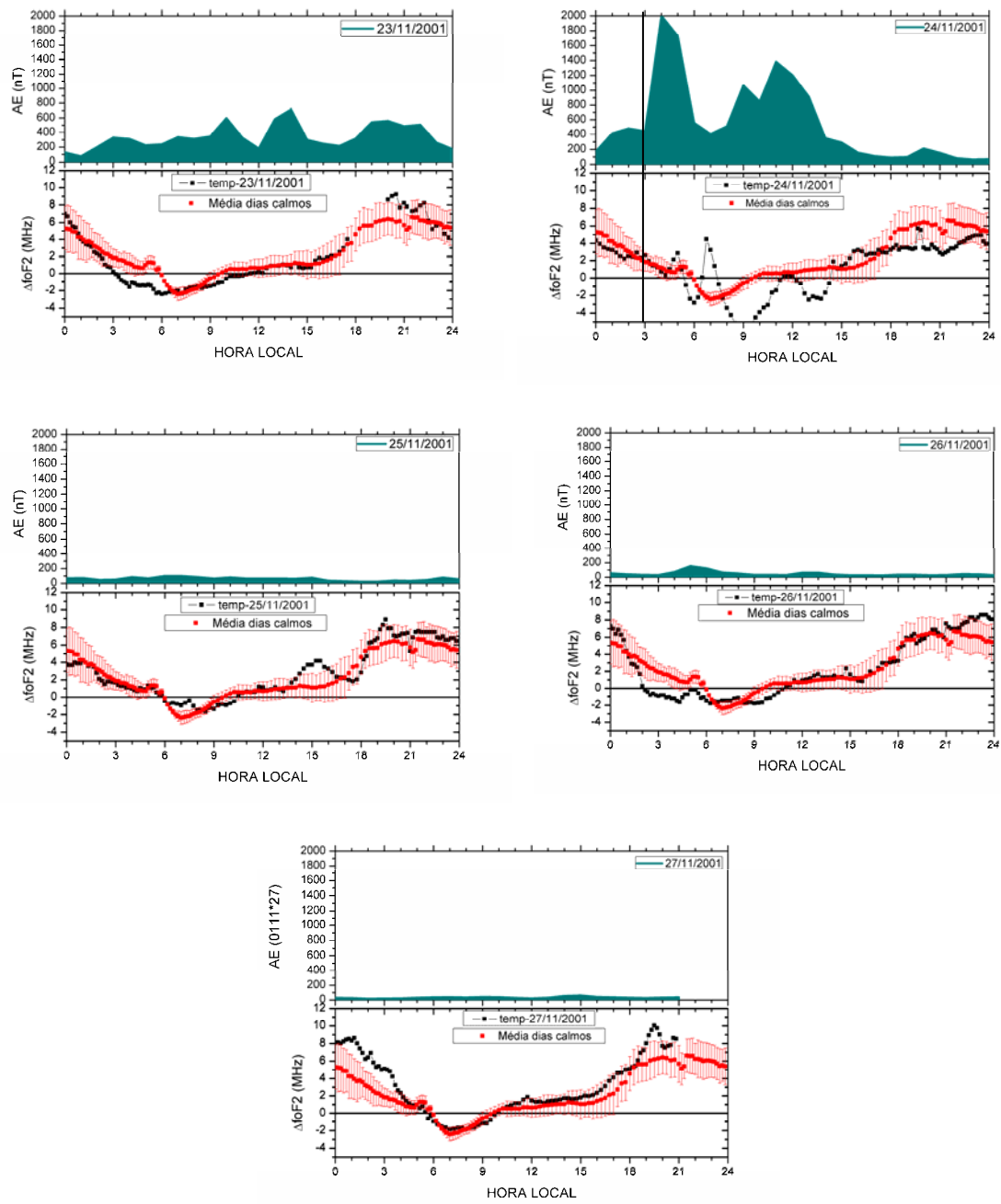
Nas figuras dos dias 25-27/11/2001, observa-se uma intensificação da Anomalia Equatorial no horário noturno. Como não há variações no índice AE, podemos associar essa intensificação a um campo elétrico para leste no setor noturno, sendo este associado ao dínamo perturbado.

Os ventos termosféricos meridionais perturbados dirigem-se para norte entre 03-04 LT da noite de 23-24 de novembro de 2001, com uma acentuada queda para sul a partir das 04 LT. Na noite seguinte, 24 para 25 de novembro, notam-se o vento perturbado soprando para sul entre 19-21 LT, sendo que entre 21-01 LT o vento perturbado está praticamente nulo. Por sua vez, a noite de 25 para 26, os ventos perturbados estão se comportando de forma similar ao observado com os dias calmos.

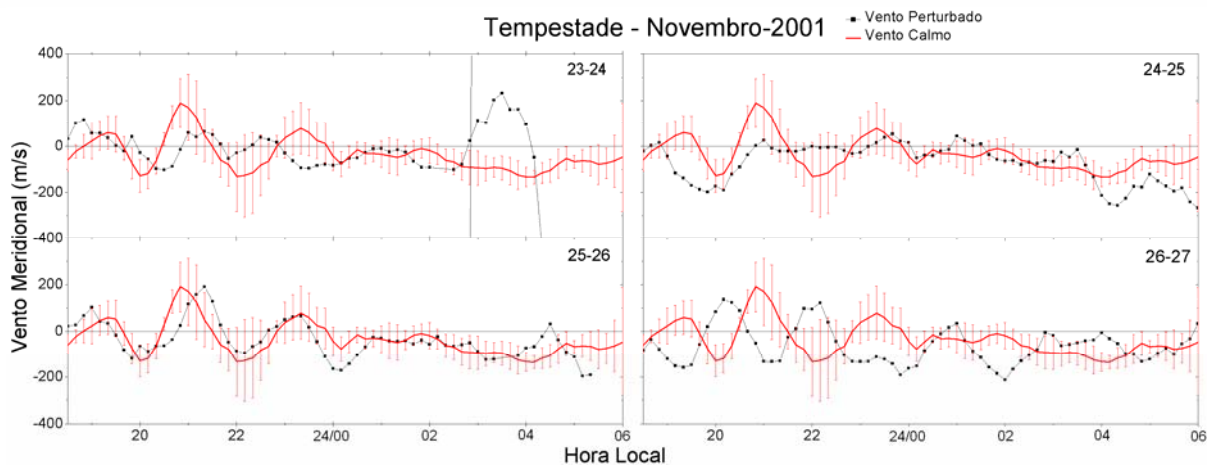
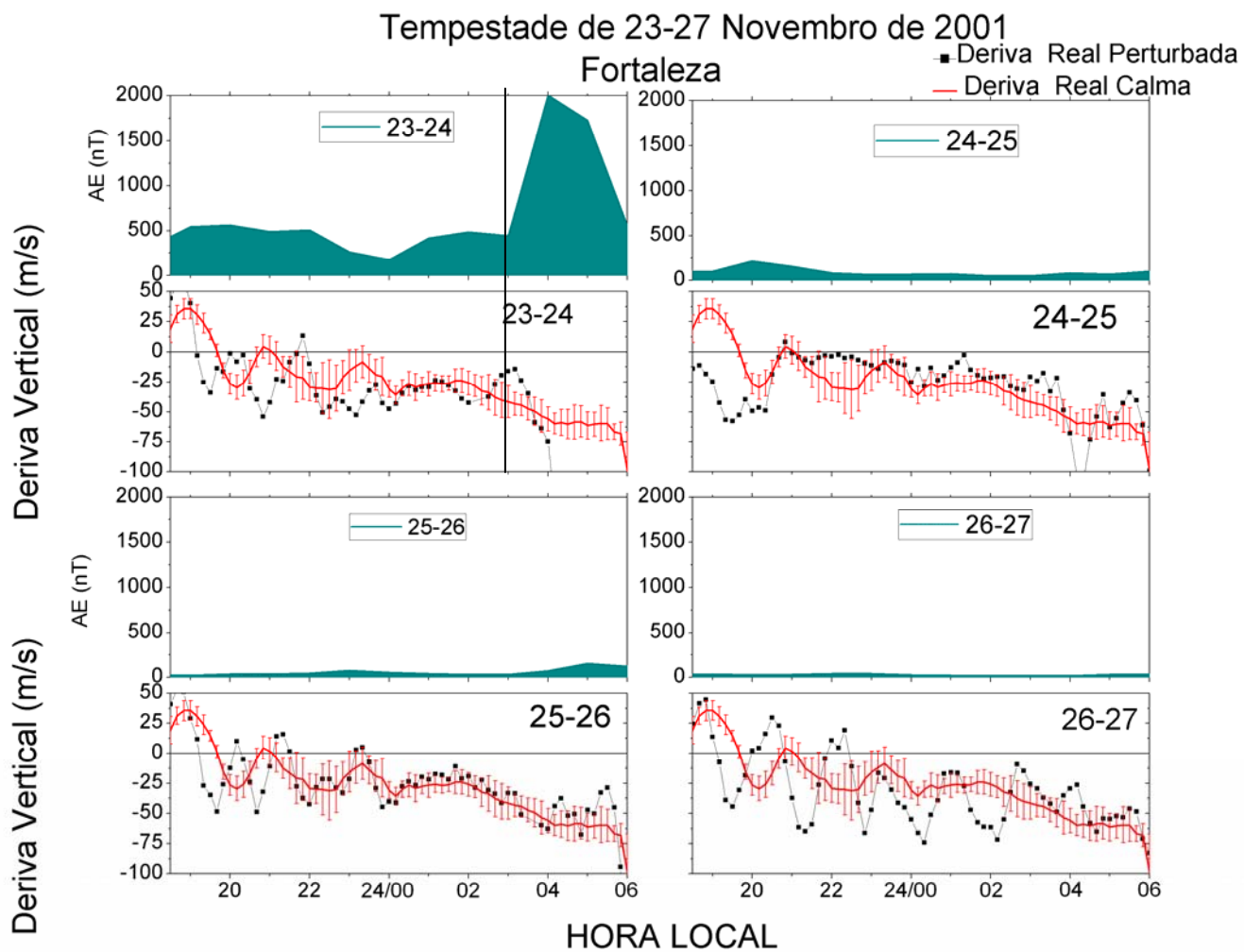


**FIGURA 5.14** – Índices Dst, Bz e AE para a tempestade de 23-27 de Novembro de 2001, e o parâmetro  $\Delta foF2$  para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha).





**FIGURA 5.15** – Comparação dos efeitos da tempestade magnética do 23-26 de Novembro de 2001 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.



**FIGURA 5.16** – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de novembro de 2001.

### 5.4.3 Tempestade de 31 de Março a 04 de Abril de 2001

O estudo comparativo dos efeitos das tempestades magnéticas na intensidade da Anomalia Equatorial durante março-abril de 2001, alta atividade solar, é apresentado a seguir. O gráfico da figura 5.17 mostra a variação temporal do índice geomagnético Dst, onde se pode observar que se trata de uma tempestade muito intensa, atingindo  $-400\text{nT}$  no dia 31/03/2001. A figura 5.17 mostra, também, a variação do índice  $\Delta foF2$  durante o evento de tempestade. Por sua vez, os gráficos da figura 5.18 referem-se à análise diária dos efeitos da tempestade magnética no desenvolvimento da EIA, agora ampliados. A figura 5.19 refere-se à deriva vertical e aos ventos termosféricos durante este período perturbado.

A tempestade ocorrida entre 31 de março a 04 de abril de 2001 teve início súbito à 00 LT do dia 31, e fase principal entre  $\sim 00 - 06$  LT do mesmo dia, ou seja, ocorreu durante a noite. É relevante salientar que a figura 5.17 inclui um dia a mais (o dia que antecede a tempestade), pois a atividade magnética do dia 30/03/2001 pode influenciar os resultados dos dias posteriores.

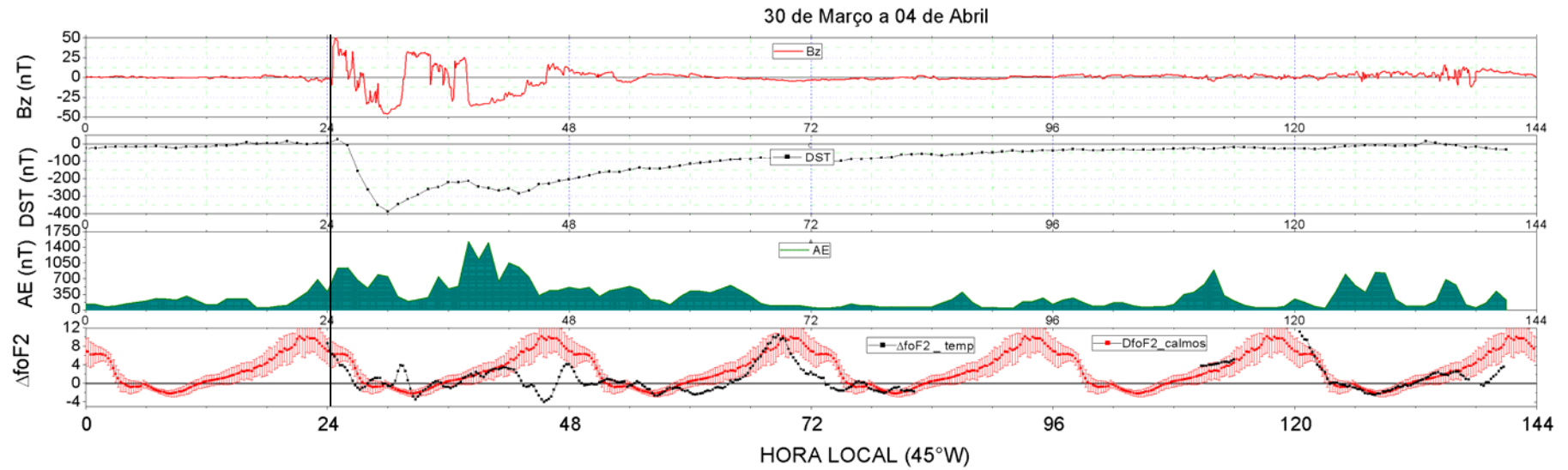
Através da análise do gráfico, nota-se que no dia 31, o índice do eletrojato auroral AE (figura 5.17) apresentou grandes flutuações entre 00-09 LT, sendo que entre  $\sim 02-08$  LT o índice Bz estava para sul, favorecendo a penetração de campos elétricos. Outrossim, analisando os resultados da anomalia equatorial, podemos observar que essas flutuações ocorreram também no índice  $\Delta foF2$  (figura 5.18), principalmente entre as 03-09 LT, geralmente associadas com uma inversão no índice AE, onde às 03, 06 e 09 LT ocorreram pontos de mínimo e às 05 e 7:30 LT pontos de máximo. Ressalta-se ainda, que entre 01-09 LT, de 31/03/2001, é o horário correspondente à fase principal da tempestade, o que sugere a influência de campos elétricos de penetração no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.

Entre 18-21 LT desta noite (31), o índice  $\Delta foF2$  teve uma queda acentuada coincidente com uma queda no índice AE e uma inibição da deriva vertical neste horário (figura 5.19). Como já mencionado, os campos elétricos do dínamo perturbado tendem a inibir o pico pré-inversão, o que explica a inibição da deriva vertical neste horário relatado. Após as 21 LT da noite de 31/03 tem-se uma tendência de recuperação do  $\Delta foF2$ . Os ventos meridionais perturbados eram para o norte entre 18:45 – 22:30 LT, invertendo-se para sul após esse horário.

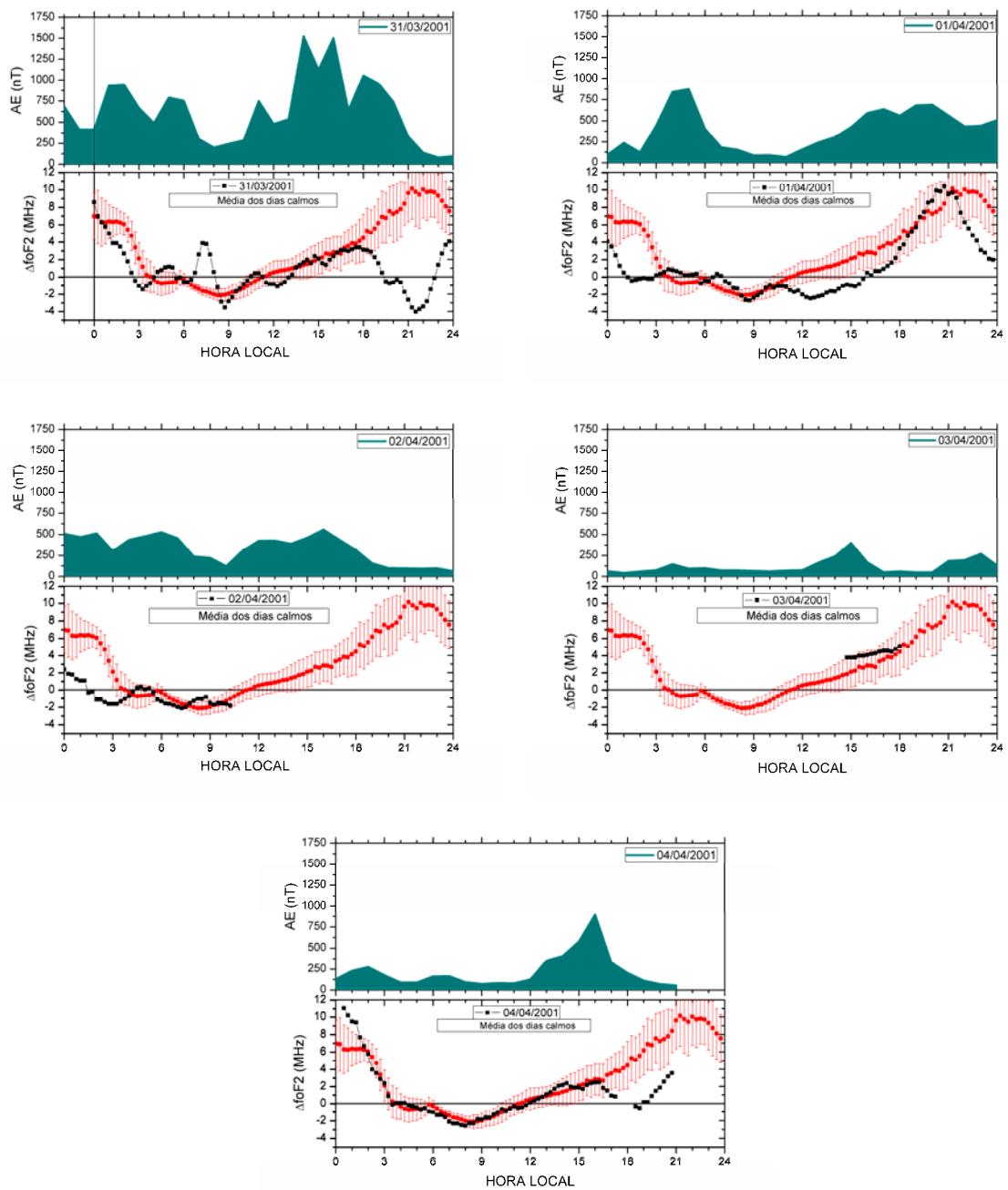
No dia 01/04/2001 é possível observar que no horário diurno a anomalia está menos intensa que nos períodos calmos, principalmente entre 09-18 LT, o que pode estar associado aos campos elétricos do dínamo perturbado, pois durante o dia o campo elétrico do dínamo perturbado é para oeste.

Nos dias 02 e 03/04/2001 falhas de dados nos ionogramas impossibilitaram uma análise mais detalhada.

No dia 04/04/2001 é possível observar uma intensificação da anomalia no horário após a meia noite e uma boa concordância com os dados calmos durante o dia, até que às 16:30 LT há uma variação significativa, associada a variações nos índices AE e Bz. Os ventos perturbados na noite de 03-04 de abril apresentam-se para sul entre 18-20:30 LT ; 22:15-23:30 LT; 24:30-26 LT e, nos outros horários, para o norte.



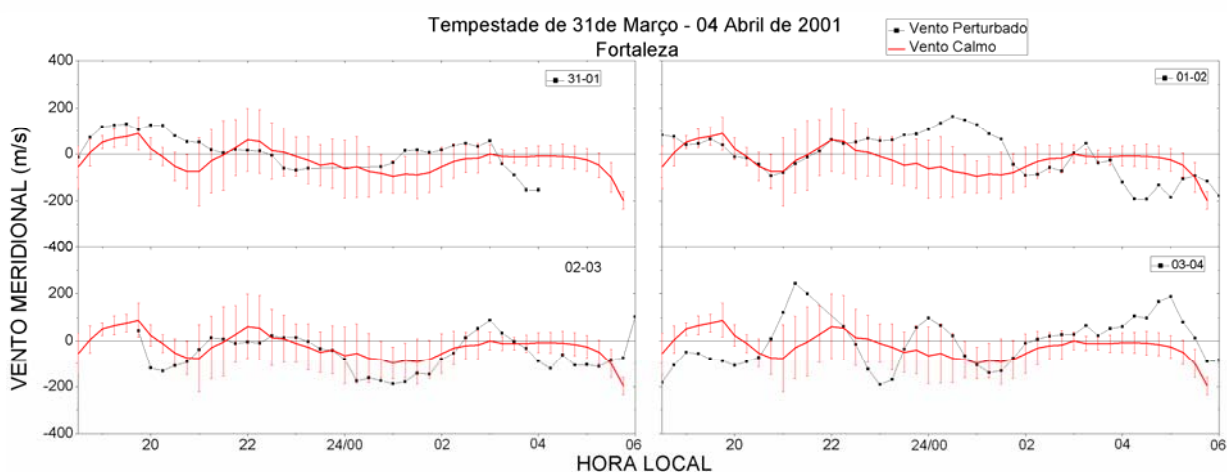
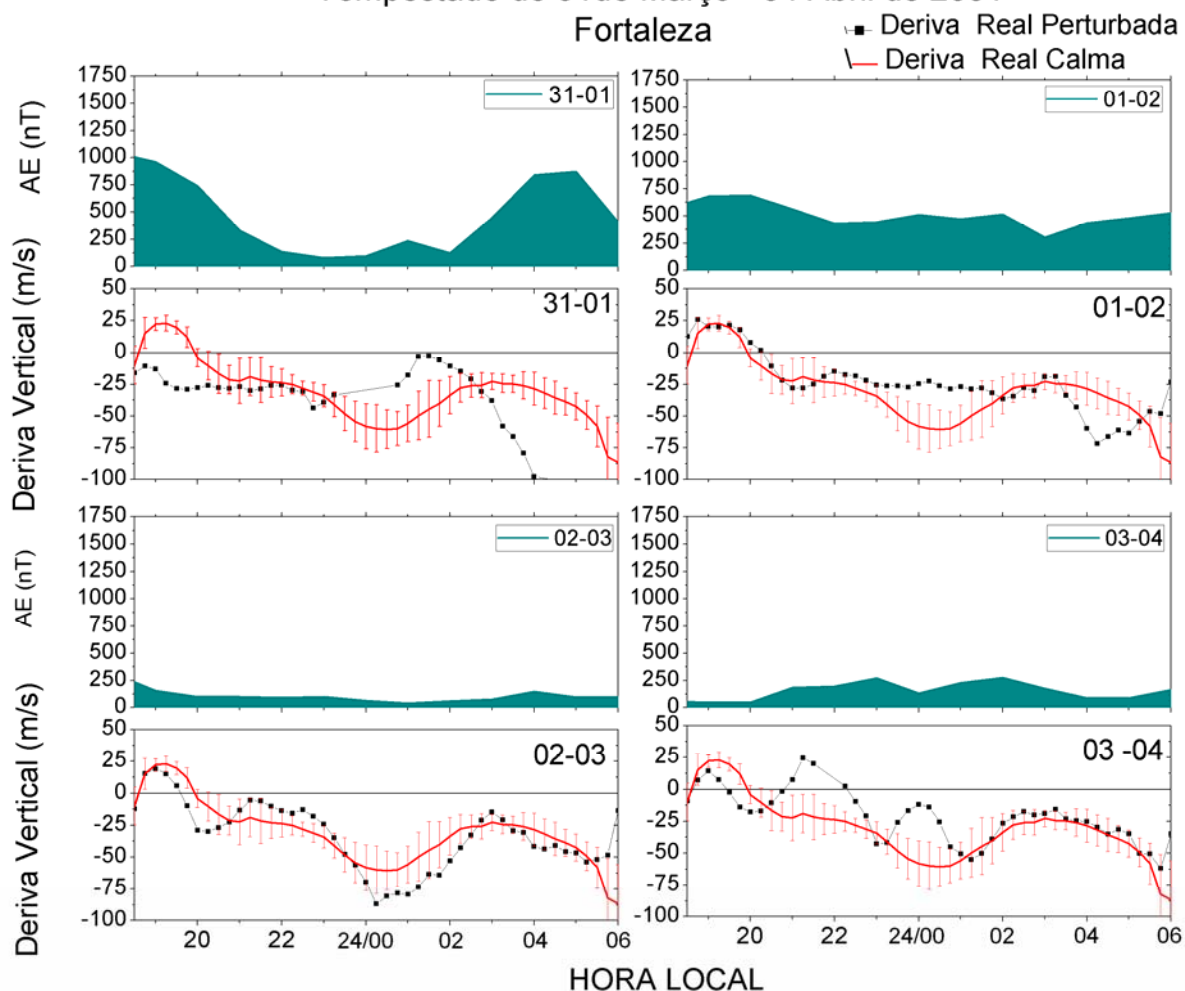
**FIGURA 5.17** – Índices Bz, Dst e AE para a tempestade de 31 de Março a 04 de Abril de 2001, e o parâmetro  $\Delta foF2$  para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha).



**FIGURA 5.18** – Efeitos da tempestade magnética de 31/03/2001 à 04/04/2001 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.

### Tempestade de 31 de Março - 04 Abril de 2001

Fortaleza



**FIGURA 5.19** – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de março de 2001.

#### 5.4.4 Tempestade de 24-27 de Março de 2007

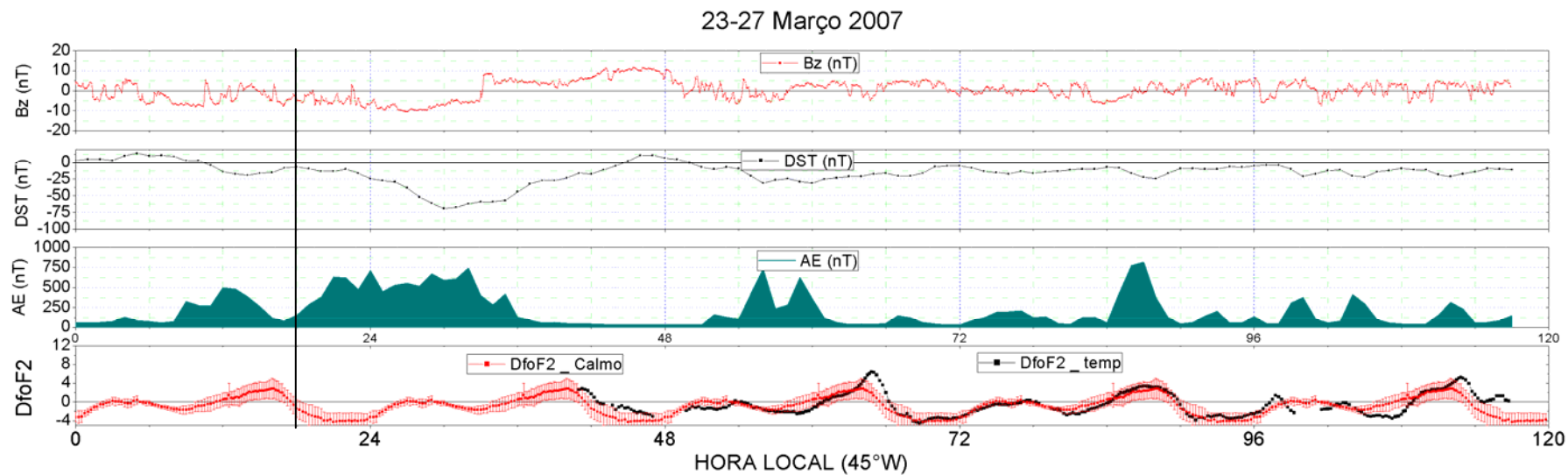
O estudo comparativo dos efeitos das tempestades magnéticas na intensidade da Anomalia Equatorial durante março de 2007, baixa atividade solar, é apresentado a seguir. O gráfico da figura 5.20 mostra a variação temporal dos índices geomagnéticos Dst, e AE e do campo magnético interplanetário  $B_z$ . Pode-se observar que se trata de uma tempestade moderada, de acordo com a classificação de Gonzalez et al. (1994), atingindo -70nT no dia 24/03/2007. A figura 5.20 mostra, também, a variação do índice  $\Delta foF2$  durante o evento de tempestade. Contudo, por sua vez, os gráficos da figura 5.21 referem-se à análise diária dos efeitos da tempestade magnética no desenvolvimento da EIA, agora ampliados. A figura 5.22 refere-se à deriva vertical e aos ventos termosféricos durante este período perturbado.

No dia 24/03/2007 temos resultados do  $\Delta foF2$  somente a partir das 17 LT, e entre 17-23 LT podemos notar que a anomalia encontra-se, ligeiramente, intensificada. No dia 25/03/2007 o índice  $\Delta foF2$  comporta-se similarmente aos dias calmos entre 00-09 LT, contudo, entre 09-12 LT, a anomalia apresenta-se enfraquecida, recuperando-se a partir das 12 LT, atingindo um pico às 17 LT. O dia 26/03, por sua vez, tem como resultado uma semelhança entre os dias calmos e o dia perturbado para a resposta da anomalia.

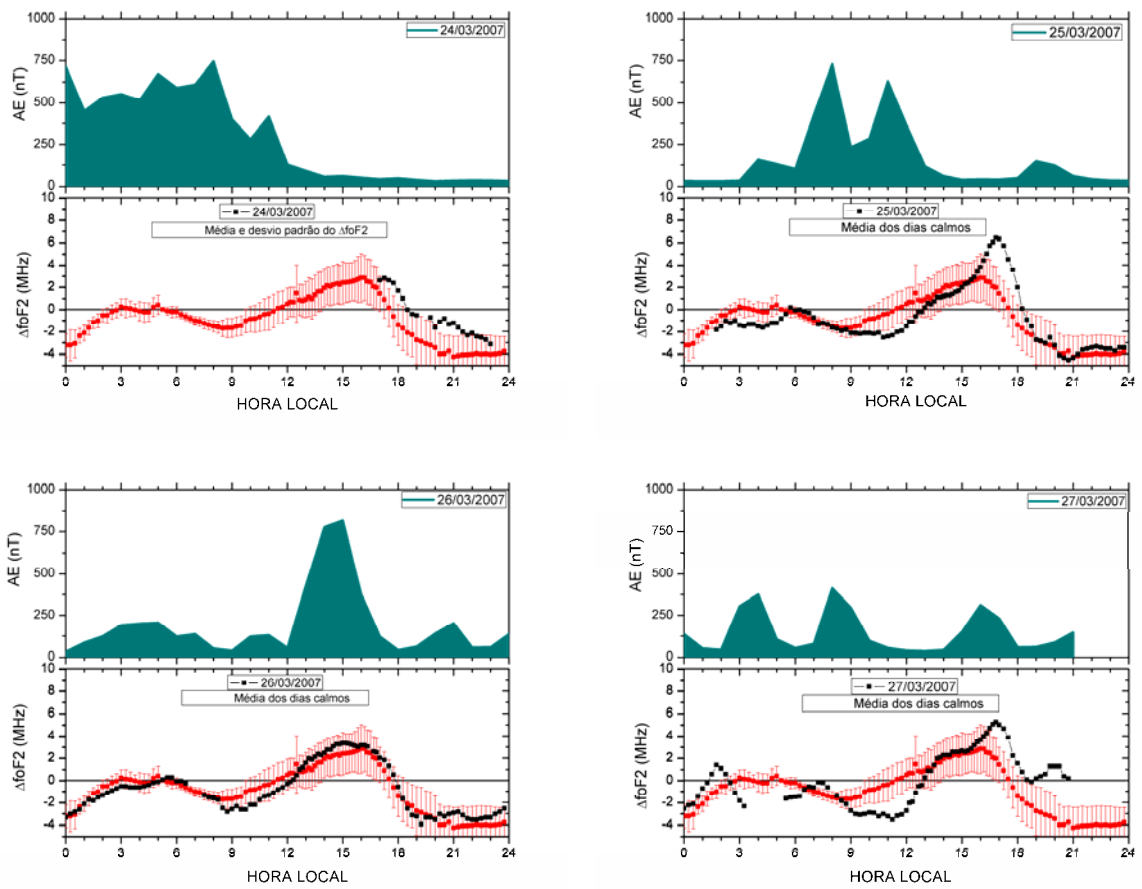
Os resultados para a deriva vertical e os ventos perturbados para as noites 24-25, 25-26 e 26-27, estão em concordância com os valores obtidos com os dias calmos, salvo entre 01-04 LT do dia 25 de março, quando se observam flutuações na deriva, e entre 22-24 LT do mesmo dia, quando a ionosfera é lançada para baixo, apresentando acentuada deriva vertical negativa e um vento perturbado, igualmente acentuado, para sul.

No dia 27/03/2007 observam-se algumas variações no índice AE, sempre acompanhadas de flutuações no índice  $\Delta foF2$  sendo então possível associar essas variações a campos elétricos de penetração.



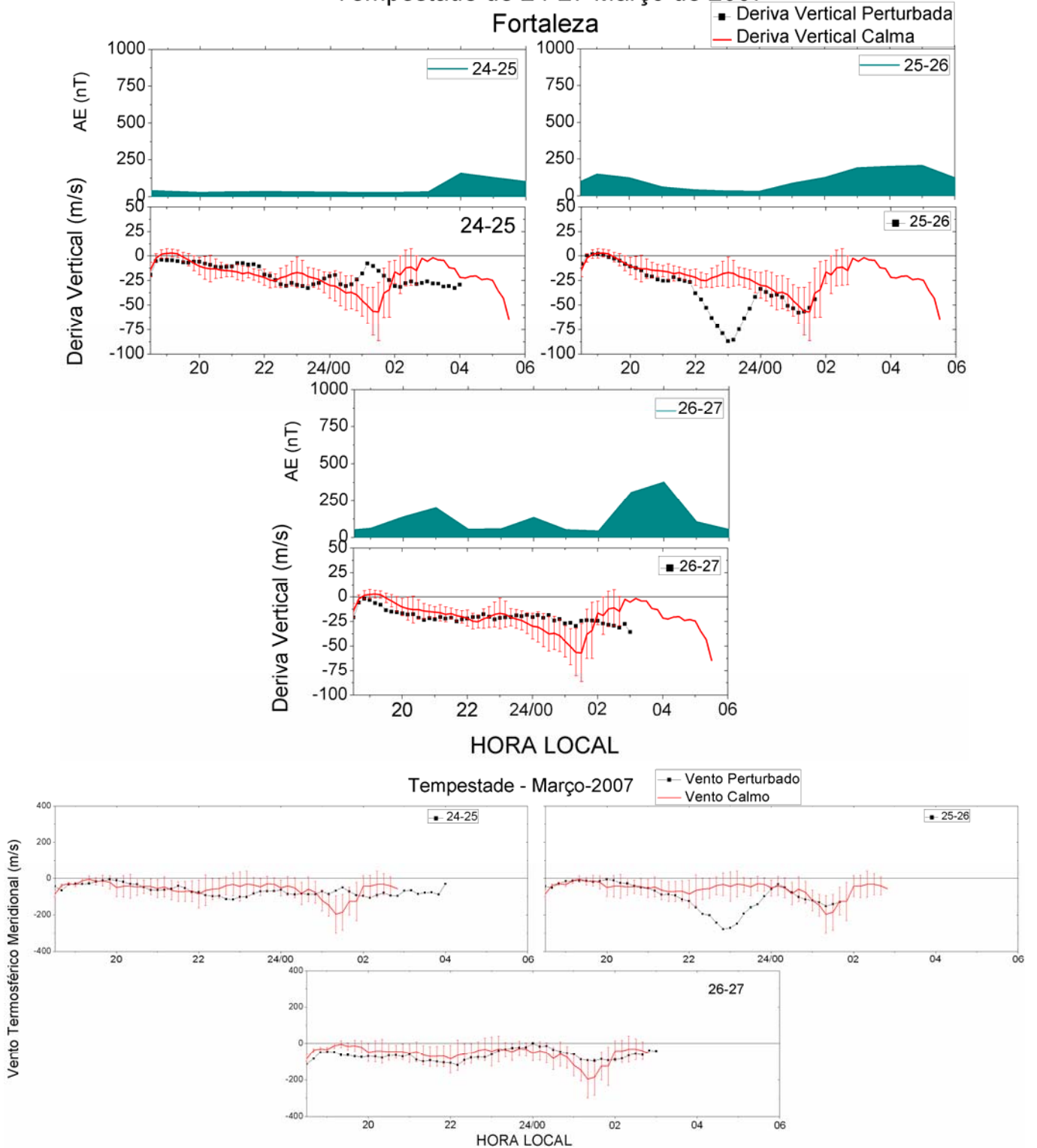


**FIGURA 5.20** – Índices Bz, Dst e AE para a tempestade de 24 – 27 de Março de 2007, e o parâmetro  $\Delta foF2$  para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha).



**FIGURA 5.21**– Efeitos da tempestade magnética de 24-27/03/2007 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.

### Tempestade de 24-27 Março de 2007



**FIGURA 5.22-** Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de março de 2007.

#### 5.4.5 Tempestade de 18-22 de Junho de 2001

O gráfico da figura 5.23 mostra a variação temporal do índice geomagnético Dst, onde se pode observar que se trata de uma tempestade moderada, de acordo com a classificação de Gonzalez et al. (1994), atingindo -63nT no dia 18/06/2001. A figura 5.23, mostra também, a variação do índice  $\Delta foF2$  durante o evento de tempestade, do índice AE e do campo magnético interplanetário Bz.

Por sua vez, os gráficos da figura 5.24 referem-se à análise diária dos efeitos da tempestade magnética no desenvolvimento da Anomalia Equatorial, mediante o parâmetro  $\Delta foF2$ , porém, nesta oportunidade de forma ampliada. A figura 5.25 refere-se à deriva vertical e aos ventos termosféricos durante este período perturbado.

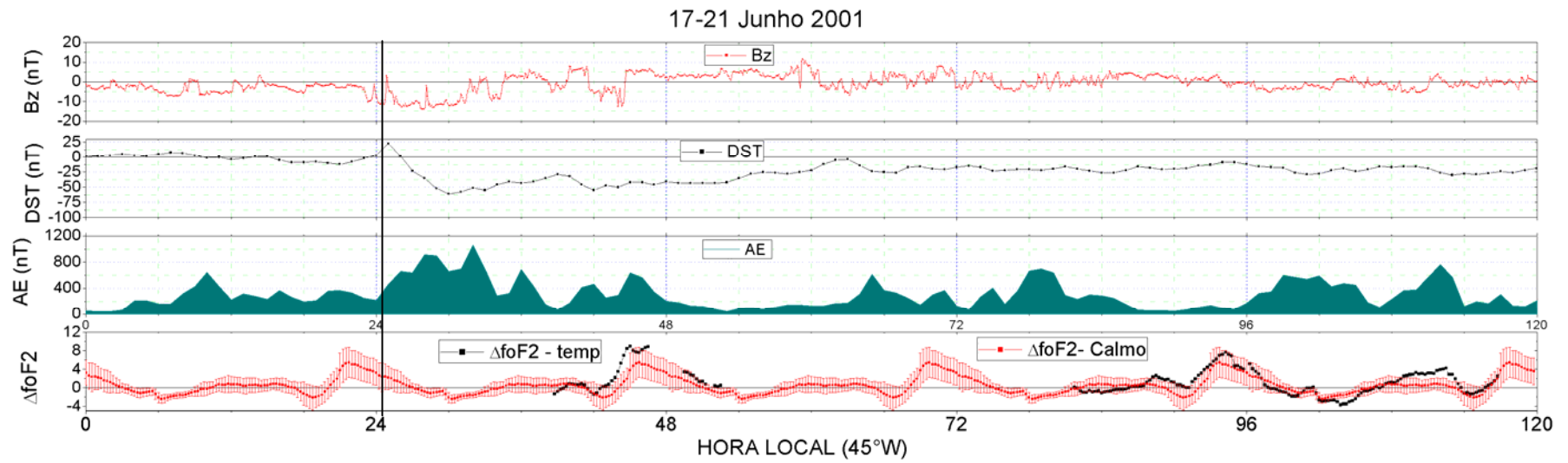
É importante salientar que os dados referentes ao índice  $\Delta foF2$  para esta tempestade apresentam muitas falhas, inclusive no dia 18/06/2001 entre 00-15 LT, que coincide com a fase principal da tempestade. Observe que a partir da 19 LT de 18/06 há uma forte intensificação da EIA. Podemos notar que a deriva vertical (figura 5.25) é também fortemente intensificada entre 20-22 LT. Analisando a figura 5.23, podemos observar que entre 18-23 LT há uma significativa atividade magnética, inclusive nota-se que o índice Bz sofre excursões de sul para norte, o que evidencia a penetração de campos elétricos.

As falhas de dados para  $\Delta foF2$  persistem no dia 19/06/2001, praticamente o dia inteiro, contudo podemos observar que a deriva vertical (figura 5.25) para a noite de 19-20, encontra-se relativamente próxima aos valores obtidos para os dias calmos, salvo entre 24:45-01:30 LT, onde a camada F é lançada para cima (evidenciando um campo elétrico para leste noturno, podendo ser associado ao dínamo perturbado).

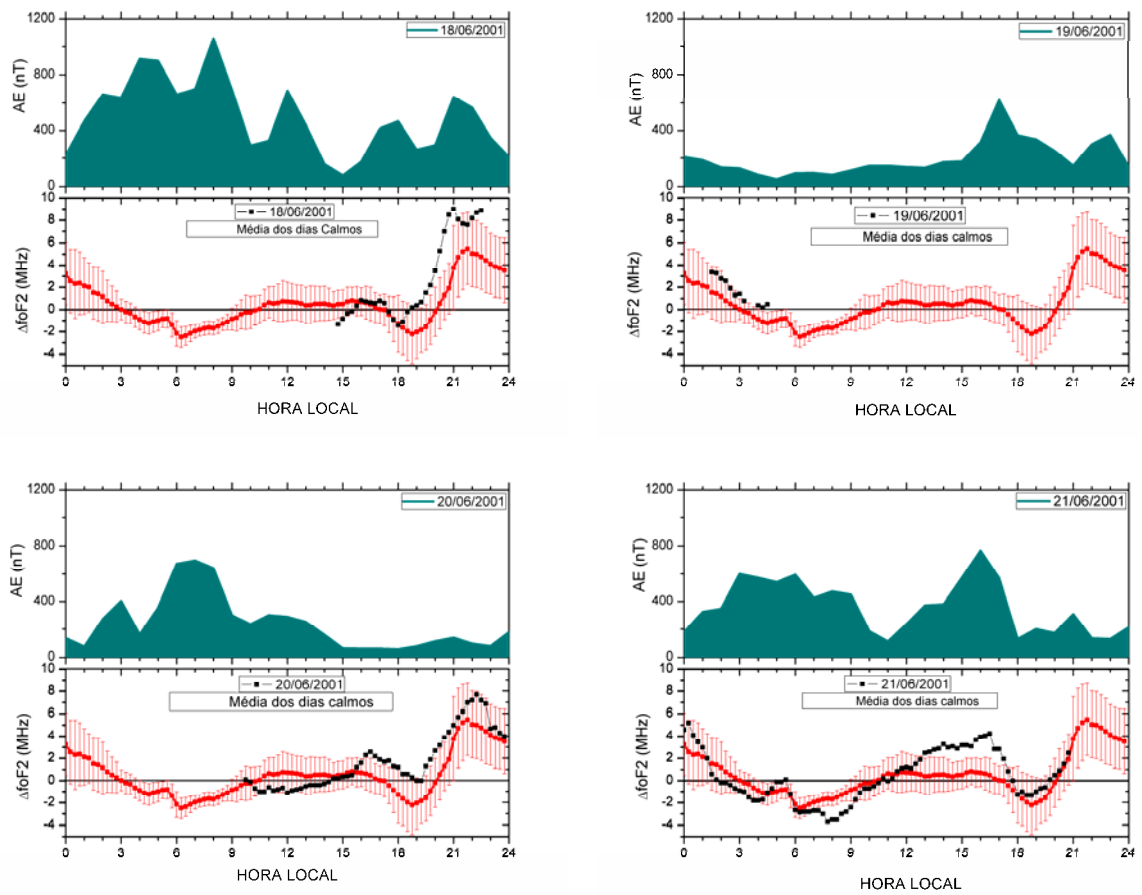
O dia 20/06/2001 também apresenta falhas no índice  $\Delta foF2$  até às 09 LT, entretanto, a partir das 09 LT não encontramos diferenças significativas entre os dias calmos e perturbados.

O dia 21/06/2001 apresenta uma intensificação da EIA entre 13-17 LT, associada a um campo elétrico para leste, possivelmente sendo este associado a intensificação do índice AE neste intervalo de horário (13-17 LT).

Na a noite de 18-19 de junho de 2001 os ventos perturbados são dirigidos para sul entre 18:30-21 LT, que é o único intervalo com dados nesta noite. Na noite de 19-20 de junho pode observar o vento meridional ligeiramente mais para o sul do que quando comparado com os dias calmos. Para a noite de 20 para 21 de junho, os ventos também se encontram dirigidos para sul entre 19-21 LT, e para norte após as 03 LT do dia 21 de junho de 2001.



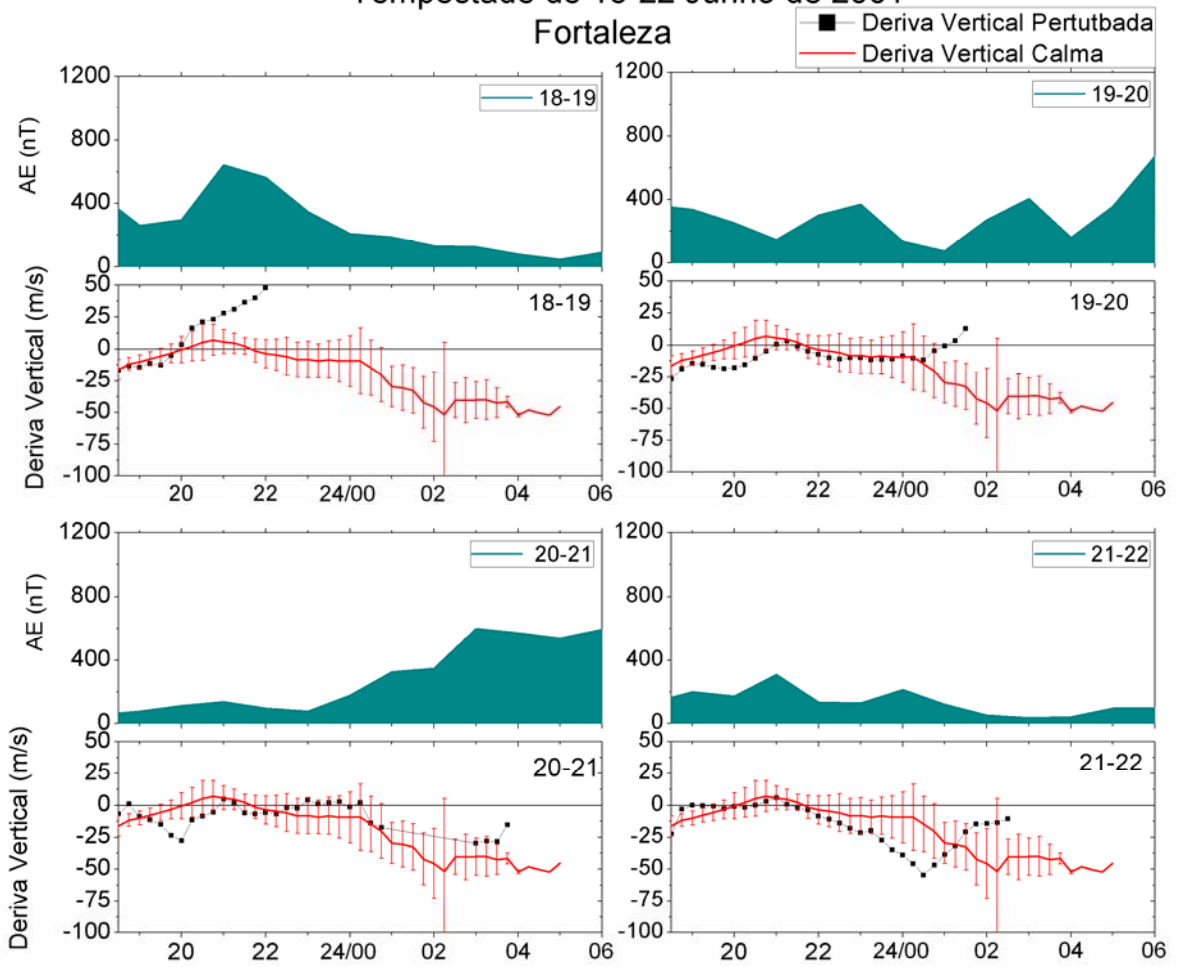
**FIGURA 5.23** – Índices Bz, Dst e AE para a tempestade de 18 – 22 de Junho de 2001 e o parâmetro  $\Delta foF2$  para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha).



**FIGURA 5.24** – Efeitos da tempestade magnética de 18-21 de Junho de 2001 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.

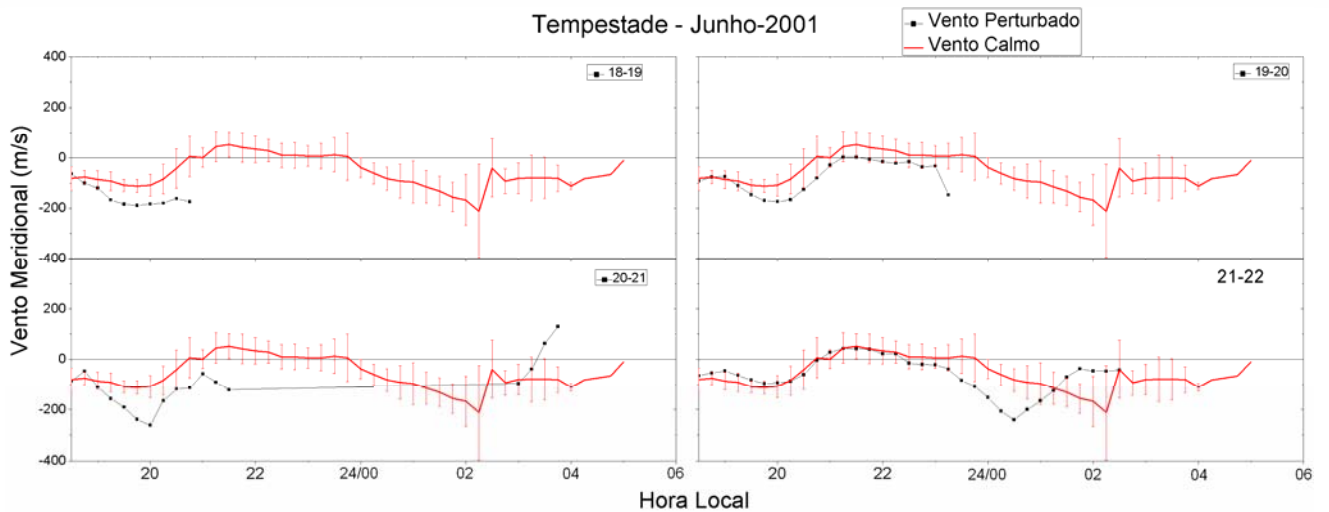
### Tempestade de 18-22 Junho de 2001

#### Fortaleza



#### Hora Local

#### Tempestade - Junho-2001



**FIGURA 5.25** – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de junho de 2001.



#### 5.4.6 Tempestade de 06-08 de Junho de 2006

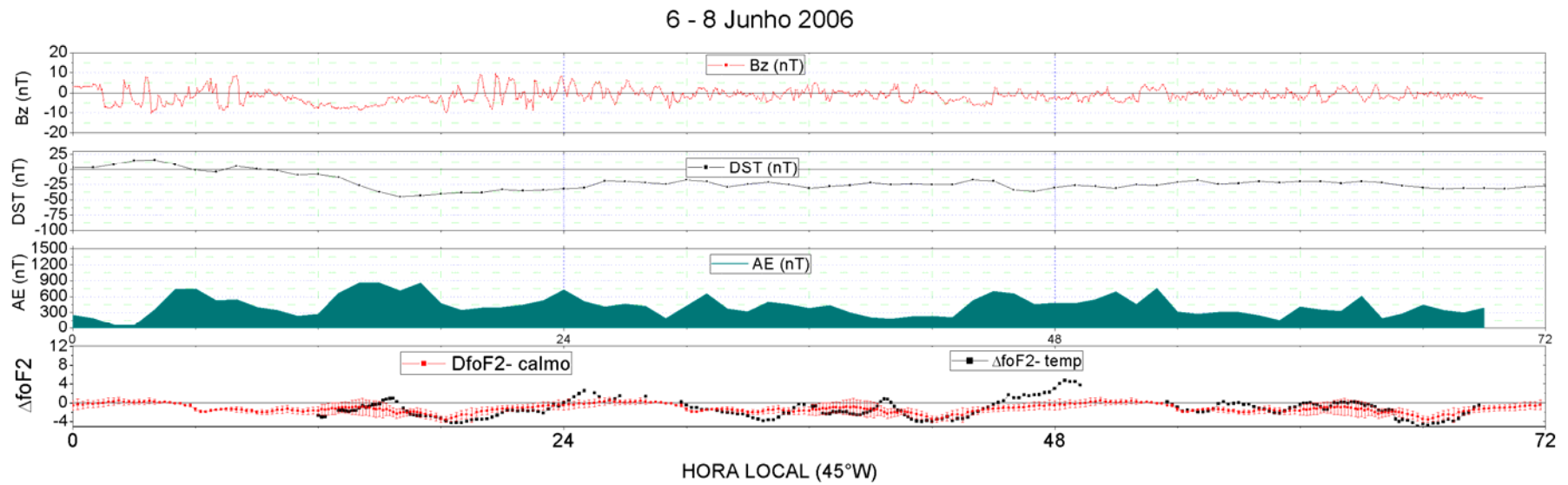
O estudo comparativo dos efeitos das tempestades magnéticas na intensidade da Anomalia Equatorial durante junho de 2006, baixa atividade solar, é apresentado a seguir. O gráfico da figura 5.26 mostra a variação temporal dos índices geomagnéticos Dst e AE e do campo magnético interplanetário Bz. Pode-se observar que se trata de uma tempestade fraca, de acordo com a classificação de Gonzalez et al. (1994), atingindo -48nT no dia 06/06/2006. A figura 5.26 mostra, também, a variação do índice  $\Delta foF2$  durante o evento de tempestade.

Por sua vez, os gráficos da figura 5.27 referem-se à análise diária dos efeitos da tempestade magnética no desenvolvimento da Anomalia Equatorial, porém, nesta oportunidade de forma ampliada e a figura 5.28 refere-se à deriva vertical e aos ventos termosféricos durante este período perturbado.

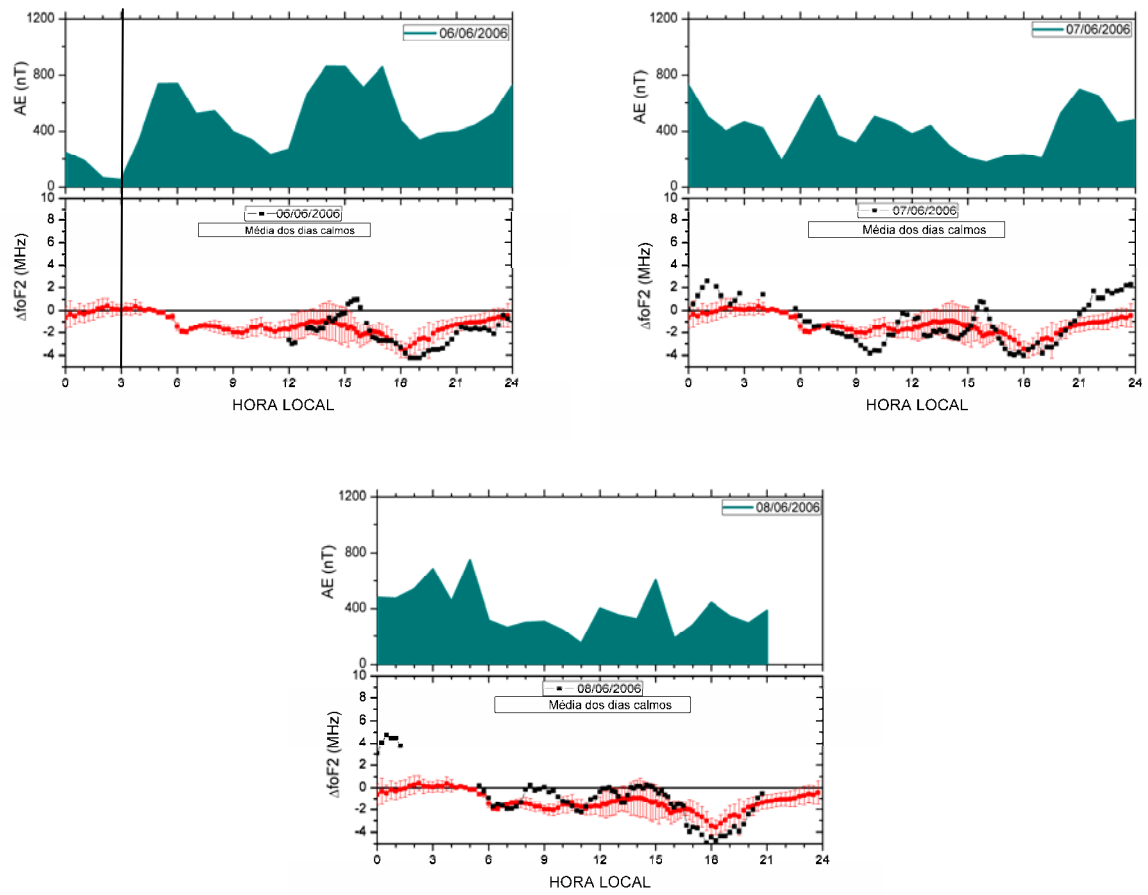
Esta tempestade foi classificada como de fraca intensidade, contudo, seus efeitos são perceptíveis na ionosfera equatorial brasileira. A partir das 14 LT do dia 06/06/2006 a anomalia equatorial começa a se intensificar, atingindo um pico em ~15:30 LT. Ressalte-se que este horário coincide com o fim da fase principal da tempestade magnética e com o início da fase de recuperação e que o índice Bz encontra-se excursionado para sul, favorecendo a penetração de campos elétricos. Isso nos leva a concluir que houve uma penetração de campo elétrico, causando um aumento da deriva vertical que como consequência intensificou a anomalia equatorial.

Na noite de 06-07 de junho de 2006, analisando os dados de deriva vertical (figura 5.28), podemos notar que a deriva está praticamente nula, em contraste com os valores negativos observados durante períodos calmos. Logo, esta intensificação da deriva sugere a ação de um campo elétrico dirigido para leste, devido à ação do dínamo perturbado. A deriva vertical intensificada fez com que o índice  $\Delta foF2$  ficasse acima dos dias magneticamente calmos, na madrugada do dia 07/06/2006 (entre 24-26 LT da figura 5.26).

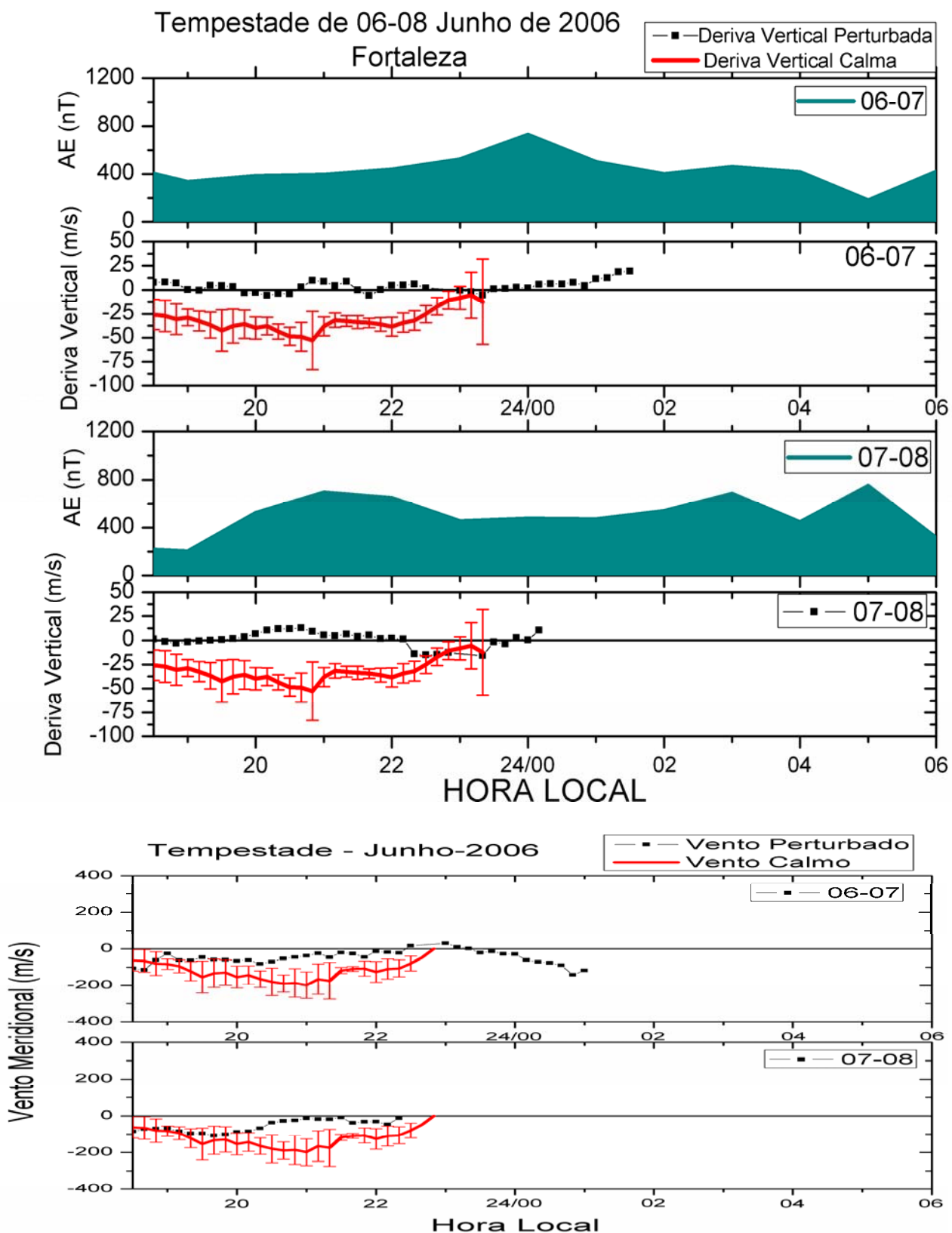
Apesar da fraca intensidade da anomalia equatorial, pode-se observar sua intensificação na noite de 07 e 08 de junho. Observa-se também uma intensificação na deriva vertical, a qual deixa de ser negativa e torna-se próxima de zero à noite, o que permite concluir que o efeito do campo elétrico dirigido para oeste, que predomina durante períodos calmos, enfraqueceu na presença de um campo elétrico dirigido para leste.



**FIGURA 5.26** – Índices Bz, Dst e AE para a tempestade de 06 – 08 de Junho de 2006 e o parâmetro  $\Delta foF2$  para os dias perturbados (curva preta) e a comparação com os dias calmos (curva vermelha).



**FIGURA 5.27** – Efeitos da tempestade magnética de 06-08 de Junho de 2006 no desenvolvimento da Anomalia Equatorial.



**FIGURA 5.28** – Deriva Vertical e Ventos Termosféricos Meridionais para os dias perturbados de junho de 2006.

## 5.5 Comparação dos ventos termosféricos

Os ventos termosféricos meridionais magnéticos, obtidos pelo método descrito anteriormente, serão comparados com os valores obtidos pelo modelo HWM-93 (*Horizontal Wind Model*) (HEDIN et al., 1991), para as mesmas condições (figura 5.29).

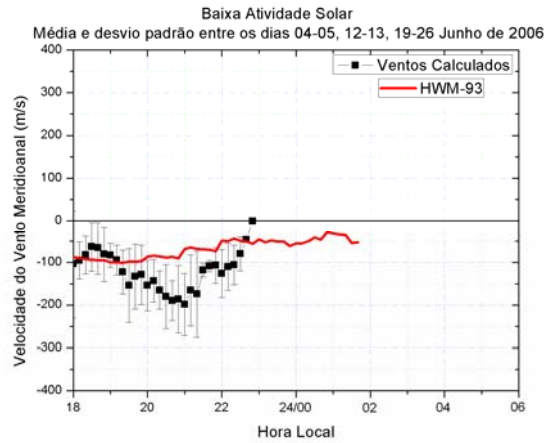
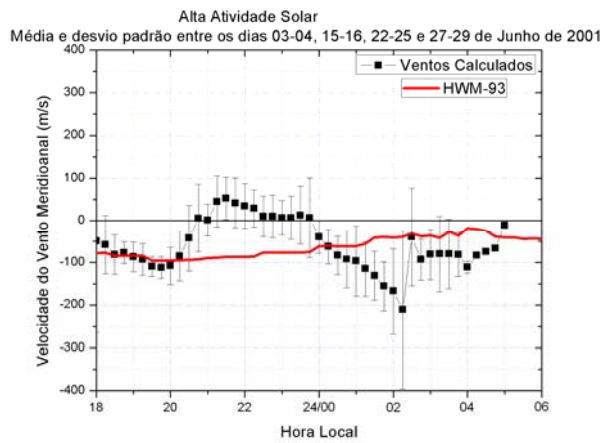
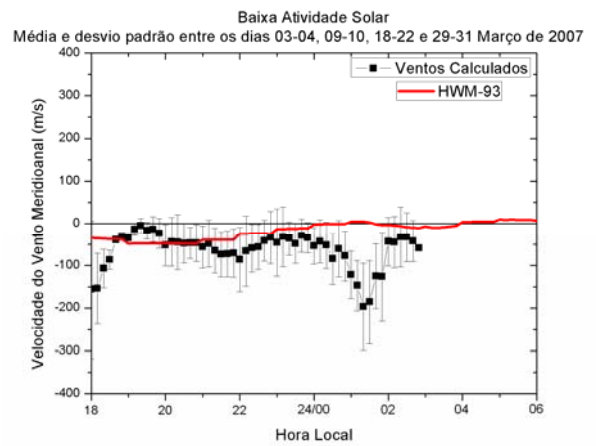
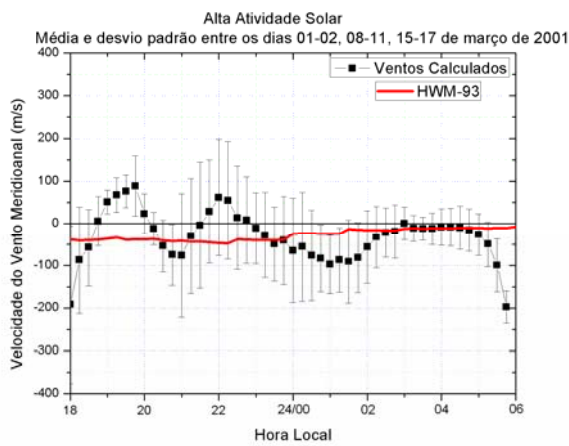
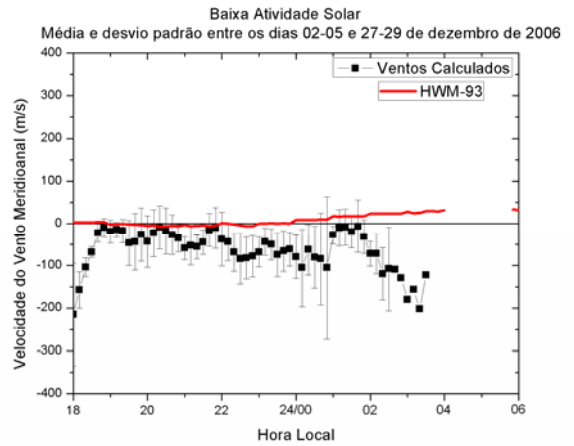
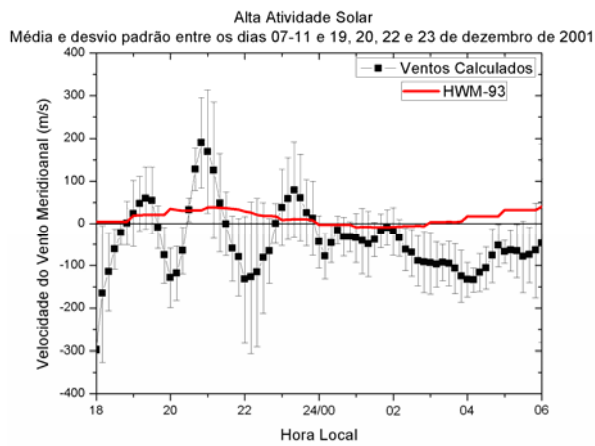
No painel referente ao mês de dezembro de 2001 pode se observar que os ventos obtidos pelo modelo HWM-93 encontram-se ligeiramente para o norte, enquanto que os valores aferidos neste trabalho apresentam grandes flutuações entre 19-24 LT para norte e sul, e entre 24-06 LT apresentam-se consideravelmente para sul, ou seja, há uma discrepância entre o modelo e os dados experimentais, excetuando-se entre 00:30 – 02 LT.

Para dezembro de 2006, o modelo HWM-93 e os ventos calculados neste trabalho apresentam uma razoável concordância entre 19-22 LT. Após esse intervalo os ventos obtidos com o modelo HWM apresentam-se mais para norte e os resultados calculados apresentam-se mais para sul.

O mês de março de 2001 apresenta uma boa concordância entre os resultados e o modelo no intervalo entre 23-05 LT. Para o mês de março de 2007 os resultados estão em razoável aproximação entre 19-24 LT.

Em junho de 2001, entre 18–20 LT, observa-se boa concordância entre o HWM e os nossos cálculos. Já para junho de 2006 não se observa boa concordância entre o modelo e os resultados.

De forma geral, o modelo HWM-93 não representa uma boa modelagem dos ventos para a região de Fortaleza, quando comparados com os resultados da metodologia empregada no presente trabalho.



**FIGURA 5.29** – Comparação dos ventos obtidos com os modelados pelo HWM-93.





## 6 CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

O propósito deste trabalho foi inferir a componente dos ventos neutros termosféricos, ao longo do meridiano magnético, que age sobre a ionosfera em regiões de latitudes baixas e equatoriais, a qual, de acordo com a sua magnitude e direção, influencia o comportamento das alturas da base e do pico da região F. Outro objetivo foi calcular a velocidade de deriva vertical real do plasma ionosférico e obter um índice que quantificasse a intensidade da Anomalia de Ionização Equatorial, através dos parâmetros  $\Delta foF2$  e  $\Delta VTEC$ .

Foram escolhidos três meses para essa análise (dezembro (solstício de verão), março (equinócio) e junho (solstício de inverno)) em períodos de alta atividade solar e de baixa atividade solar para realizar esse estudo. Especialmente, as influências da atividade magnética foram levadas em conta, sendo que para cada mês uma tempestade magnética foi escolhida e suas influências na ionosfera equatorial e de baixas latitudes foram descritas.

A princípio destacaremos as diferenças observadas no comportamento da anomalia equatorial quando estudadas com o parâmetro  $\Delta foF2$  e com  $\Delta VTEC$  (obtidos por digissondas e receptores de GPS, respectivamente).

Nos resultados obtidos através do parâmetro  $\Delta VTEC$ , observou-se um atraso e um enfraquecimento, em hora local, para o desenvolvimento da crista da anomalia, quando comparado com  $\Delta foF2$ . Concluiu-se que, como o tempo de difusão do plasma para a região do pico da ionosfera é menor do que em maiores alturas, o tempo de resposta para o desenvolvimento da anomalia equatorial será menor para os dados obtidos com os dados de digissonda (que opera no pico da região F).

Conseqüentemente, o atraso observado no desenvolvimento da anomalia equatorial entre os dados de  $\Delta foF2$  e  $\Delta VTEC$  se dá em função das diferenças nos tempos de

difusão do plasma ao longo das linhas de campo magnético, que são maiores quanto maiores altitudes estiverem. Logo, conclui-se também que a contribuição para o conteúdo eletrônico total na região acima do pico é bastante efetiva.

Abdu et al. (1981) e Batista et al. (1986), observaram que a intensidade da deriva, no entardecer, é maior no solstício de verão do que quando comparado com o mês de equinócio, diferentemente do que o observado em Jicamarca por Fejer et al. (1991). Esse efeito foi atribuído por eles à grande declinação magnética no território brasileiro. O atraso temporal na deriva vertical no mês junho também é associado aos efeitos da declinação magnética.

Observou-se também, neste trabalho, os efeitos da declinação magnética na variação sazonal da deriva vertical do plasma, onde igualmente ao trabalho de Abdu et al. (1981) e Batista et al. (1986) a intensidade da deriva no entardecer é maior no solstício de verão do que quando comparado com o mês de equinócio.

Neste estudo procurou-se estudar os principais efeitos da deriva vertical e dos ventos termosféricos na intensidade da anomalia de ionização equatorial. Com essa finalidade foram utilizados dados de ionossondas das localidades de São Luís e Fortaleza.

Como observado mediante a figura 5.3, ocorre um pico na deriva vertical ao entardecer, denominado de pré-inversão (~19 LT). Em decorrência desse pico da deriva vertical, esperar-se-ia que após ~3 horas, ou seja ~22 LT, ocorresse um máximo na intensidade da anomalia equatorial. A intensidade da anomalia equatorial foi quantificada mediante o índice  $\Delta foF2$ . Através deste índice percebeu-se que, no período de alta atividade solar, a intensidade da anomalia de ionização equatorial apresenta maiores valores no mês de Março, seguido por dezembro e com menor intensidade no mês de junho. Observou-se também, que em ~22 LT o parâmetro  $\Delta foF2$  apresenta seu valor máximo. Essa máxima intensidade da anomalia equatorial pode ser explicada em função do tempo de resposta da difusão do plasma ao longo das linhas de campo magnético (~3 horas), sendo que em ~19 LT ocorre o pico pré-inversão da deriva vertical.

Apesar de obter os maiores valores de deriva vertical no mês de dezembro, observou-se que a intensidade da anomalia equatorial é maior no mês de março, para o ano de 2001. Este comportamento inesperado pode ser explicado em função dos ventos meridionais antes das 18 LT, pois sabe-se que os ventos meridionais podem intensificar ou inibir as cristas da anomalia através do arraste do plasma ao longo das linhas de campo geomagnético. Nos equinócios, os ventos meridionais diurnos são dirigidos para os pólos e, portanto, contribuem para a intensificação da anomalia equatorial. Já no mês de dezembro os ventos, na região de estudo, são dirigidos para o equador (pois o ponto sub-solar está localizado no hemisfério sul) e, portanto, contribuem para a inibição da anomalia equatorial. Para que esse fenômeno ocorra é necessário que estes ventos tenham duração e intensidade adequadas.

Para essa dissertação, procurou-se ainda, estudar os efeitos das tempestades magnéticas na ionosfera equatorial e de baixas latitudes. Para este objetivo foram calculados a deriva vertical, os ventos meridionais perturbados e o parâmetro  $\Delta f_oF2$  e comparados com suas respectivas médias obtidas durante períodos geomagneticamente calmos. Foram utilizados nesse estudo também, dados da componente sul do campo magnético do meio interplanetário ( $B_z$ ) e os índices geomagnéticos Dst (que representa o comportamento da componente horizontal do campo magnético terrestre na região equatorial) e AE (que representa o comportamento da componente horizontal do campo magnético na região auroral).

Foram selecionados seis eventos de tempestades magnéticas para este estudo, sendo três destas tempestades para o período de AAS e três para BAS, representativas das estações do ano, ou seja, solstício de verão, solstício de inverno e equinócio. Para o período de AAS as tempestades ocorreram em 23-27 de novembro de 2001, 31 de março a 04 de abril de 2001 e 18-22 de junho de 2001 e para o período de BAS as tempestades ocorreram em 14-18 de dezembro de 2006, 24-27 de março de 2007 e 06-08 de junho de 2006.

Foram identificadas perturbações ionosféricas causadas por campos elétricos do dínamo perturbado e de penetração. É importante salientar que os dados do índice geomagnético auroral (AE) e do campo magnético interplanetário (Bz) são de grande importância para as interpretações da resposta da camada F da ionosfera.

Observou-se que durante a fase principal da tempestade, especialmente quando a fase principal ocorre a noite, a ocorrência de penetração de campos elétricos é alta, como foi o caso nas seguintes tempestades: dezembro de 2006, onde foi observado pelos dados de deriva vertical (noite de 14-15 de dezembro) que ocorreu penetração de campos elétricos, novembro de 2001, com fase principal a partir da 03 LT sendo facilmente observadas bruscas variações no parâmetro  $\Delta foF2$  e uma acentuada queda da deriva vertical às 03 LT da noite de 24/11/2001, evidenciando a penetração de campos elétricos na ionosfera equatorial e a de março/abril de 2001, com fase principal entre 00-06 LT, contendo acentuadas variações no índice  $\Delta foF2$ .

As penetrações de campos elétricos estão intimamente correlacionadas com as variações do campo magnético interplanetário (Bz) para sul, pois nos eventos analisados e identificados como a resposta da camada F aos campos elétricos de penetração o Bz estava sempre ou para o sul ou sofrendo significativas excursões entre sul e norte.

Os campos elétricos de penetração em altas latitudes são perceptíveis através das flutuações no índice AE, que são prontamente respondidas por variações nos parâmetros ionosféricos investigados neste estudo, ou seja, variações no índice auroral são respondidas por alterações na amplitude da deriva vertical, com isso podemos identificar as penetrações de campos elétricos na ionosfera de baixas latitudes. Por outro lado, as variações significativas na deriva vertical, sem uma correspondente variação no índice AE, geralmente foram atribuídas à ação de dínamo perturbado.

Os campos elétricos do dínamo perturbado podem ser observados nas latitudes equatoriais poucas horas depois do início da tempestade. Estes campos elétricos têm duração maior que os campos elétricos de penetração direta, e persistem também na fase

de recuperação da tempestade. No dia seguinte à fase principal das tempestades, em alguns dos eventos analisados, é possível observar que a anomalia tende a se inibir nos horários diurnos e a se intensificar nos horários noturnos. Tais efeitos podem ser atribuídos à ação dos campos elétricos do dínamo perturbado, que são no sentido contrário ao dos campos elétricos de períodos calmos. O campo elétrico de pré-inversão, gerador do pico pré-inversão na deriva vertical do plasma ionosférico, é inibido pelo campo elétrico do dínamo perturbado. Foi observada também, uma possível dependência deste campo elétrico em função do fluxo solar, visto que, durante as tempestades de AAS os campos elétricos foram mais facilmente identificados.

Os ventos meridionais perturbados, quando dirigidos para o sul, têm a tendência de abaixar a camada F, fato este que tenderia a favorecer os efeitos de recombinação, contribuindo ao enfraquecimento da camada F. Contudo, se este vento permanecer por um longo período de tempo pode acarretar a intensificação da crista sul da anomalia.

Para as noites com tempestade magnética, a penetração dos campos elétricos perturbados e os ventos termosféricos meridionais influenciam o comportamento da ionosfera. Os resultados obtidos mostram uma intensificação dos ventos na direção norte durante a maior parte das noites de tempestades intensas, como consequência do surgimento de um padrão de ventos perturbados.



## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDU, M.A. Equatorial ionosphere-thermosphere system: Electrodynamics and irregularities. **Advances in Space Research**, v. 35, n.5, p.771-787, 2005.
- ABDU, M. A.; MARUYAMA, T.; BATISTA, I. S.; SAITO, S.; NAKAMURA, M. Ionospheric responses to the October 2003 superstorm: Longitude/local time effects over equatorial low and middle latitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. A10306, p. 1-18, 2007.
- ABDU, M. A. Outstanding problems in the equatorial ionosphere – thermosphere electrodynamic relevant to spread F. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 63, n. 9, p. 869-884, 2001.
- ABDU, M. A.; BITTENCOURT, J. A.; BATISTA, I. S. Magnetic-declination control of the equatorial F-region dynamo electric-field development and spread-F. **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 86, n. A13, p. 1443-1446, 1981.
- ABDU, M. A.; de SOUZA, J. R.; SOBRAL, J. H. A.; BATISTA, I.S. Magnetic storm associated disturbance dynamo effects in the low and equatorial latitude ionosphere. In: TSURUTANI, B. et al. **Recurrent magnetic storms: corotating solar wind streams**. Washington, DC: American Geophysical Union, 2006. p. 283-304. ISBN 0-87590-432-7, AGU Code GM1674327. Geophysical Monograph Series v. 167.
- ANDERSON, O.N.; RUSCH, D.W. Composition of the nighttime ionospheric F1 region near the magnetic equator. **Journal of Geophysical Research**, v. 85, n. A2, p. 569-574, 1980.
- BAILEY, G.J., SELLEK, R., RIPPETH, Y. A modeling study of the equatorial topside ionosphere. **Annales Geophysicae**, v. 11, n. 4, p. 263–272, 1993.
- BALAN, N.; BAILEY, G. J.; ABDU, M. A.; OYAMA, K. I.; RICHARDS, P. G.; MACDOUGALL, J.; BATISTA, I. S. Equatorial plasma fountain and its effects over three locations: Evidence for an additional layer, the F3 layer. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. A2, p. 2047-2056, 1997.
- BANKS, P. M; KOCKARTS, G. **Aeronomy**. New York: Academic Press, 1973.
- BATISTA, I.S.; DE MEDEIROS, R.T.; ABDU, M.A.; DE SOUSA, J.R.; BAILEY, G.J.; DE PAULA, E.R. Equatorial ionosphere vertical plasma drift model over the Brazilian region. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. A5, p. 10887–10892, 1996.

BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; BITTENCOURT, J.A.; Equatorial F-Region Vertical Plasma Drifts - Seasonal and Longitudinal Asymmetries in the American Sector. **Journal of Geophysical Research-Space Physics**, v. 91, n. A11, p. 12055-12064, 1986.

BATISTA, I. S., **Dínamo da Região F Equatorial**: assimetrias sazonais e longitudinais no setor americano. 1985, 169p (INPE-3760-TDL/206), Tese (Doutorado), INPE, São José dos Campos, 1985.

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

BERTONI, F.C.P.; BATISTA, I.S.; ABDU, M.A.; REINISCH, B.; KHERANI, E.A. A comparison of ionospheric drift velocities measured by Digisonde and Incoherent Scatter Radar at the magnetic equator. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 68, n. 6, p. 669-678, 2006.

BITTENCOURT, J. A.; ABDU, M. A. Theoretical comparison between apparent and real vertical ionization drift velocities in the equatorial F region. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, n. A4, p. 2451-2454, 1981.

BLANC, M. E.; RICHMOND, A. D. The ionospheric disturbance dynamo, **Journal of Geophysical Research**, v. 85, n. A4 p. 1669-1686, 1980.

BREIT, G.; TUVE, M. A. A Test for the Existence of the Conducting Layer, **Physics Review**, v. 28, p. 554-575, 1926.

CHAPMAN, S. The electric conductivity in the ionosphere: A review. **Nuovo Cimento Series**, v. 4, n. 4, p. 1385-1412, 1956.

CHEN, A.; JOHNSEN, R; BIONDI, M. A. Measurements of the  $O^+ + N_2$  e  $O^+ + O_2$  reactions rates from 300 to 900 K. **Journal of Chemistry and Physics**, v. 69, n. 6, p. 2688-2691, 1978.

DAVIES, J. A.; LESTER, M.; ROBINSON, T. R. Deriving the normalized ion-neutral collision frequency from EISCAT observations. **Annales Geophysicae**, v. 15, n.12, p. 1557-1569, 1997.

DAVIES, K. **Ionospheric radio propagation**, Washington, D.C.: National Bureau of Standards Monograph, 1965. 470 p.

FARLEY, D.T.; BONELLI, E.; FEJER, B.G.; LARSEN, M.F. The pre-reversal enhancement of the zonal electric field in the equatorial ionosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. A12, p. 13723–13728, 1986.



FEJER, B.G.; FARLEY, D.T.; WOODMAN, R.F.; CALDERON, C. Dependence of equatorial F region vertical drifts on season and solar cycle. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, n.A10, p. 5792-5796, 1979.

FEJER, B.G., DE PAULA, E.R., GONZALES, S.A., WOODMAN, R.F. Average vertical and zonal F region plasma drifts over Jicamarca. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A8, p. 13901–13906, 1991.

FEJER, B.G., SCHERLIESS, L., DE PAULA, E.R. Effects of the vertical plasma drift velocity on the generation and evolution of equatorial spread F. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. A9, p. 19854–19869, 1999.

FEJER, B. G., DE PAULA, E. R.; HEELIS, R. A.; HANSON, W. B. Global equatorial ionospheric vertical plasma drifts measured by the AE-E Satellite. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. A4, p. 5769-5776, 1995.

FEJER, B. G.; SPIRO, R. W.; WOLF, R. A.; FOSTER, J. C. Latitudinal variation of perturbation electric fields during magnetically disturbed periods: 1986 Sundial observations and model results. **Annales Geophysicae**, v. 8, p. 441-454, 1990.

FEJER, B. G. Low latitude electrodynamic plasma drifts. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 53, n.8, p. 677-693, 1991.

FEJER, B. G.; LARSEN, M. F.; FARLEY, D. T. Equatorial disturbance dynamo electric field. **Geophysical Research Letters**, v. 10, p. 537-540, 1983.

GONZALEZ, W.D.; JOSELYN, J.A.; KAMIDE, Y.; KROEHL, H.W.; ROSTOKER, G.; TSURUTANI, B.T.; VASYLIUNAS, V.M. What is a magnetic storm? **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. A4, p. 5771–5792, 1994.

HANSON, W. B.; MOFFETT, R. J. Ionization Transport Effects in the Equatorial F Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 71, n. 23 p. 5559, 1966.

HARGREAVES, J. K. **The solar-terrestrial environment**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992, 436 p., ISBN (0521427371).

HEDIN, A. E.; BIONDI, M. A.; BURNSIDE, R. G.; HERNADEZ, G.; JOHSON, R. M.; KILLEN, T. L.; MAZAUDIER, C.; MERIWETHER, J. W.; SALAH, J. E.; SICA, R. J.; SMITH, R. W.; SPENCER, N. W.; WICKWAR, V. B.; VIRDI, T. S. Revised global model of thermosphere winds using a satellite and ground-based observations. **Journal Geophysical Research**, v. 96, n. A5, p. 7657-7688, 1991.

HEDIN, A. E. Extension of the MSIS Thermospheric Model into the Middle and Lower Atmosphere. **Journal Geophysical Research**, v. 96, n. A2, p. 1159-1172, 1991.  
Disponível em: <[http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/msis\\_vitmo.html](http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/msis_vitmo.html)>. Acesso em: 01 de março 2008.

HOFFMAN-WELLENHOF, B.; LICHTNEGGER, H.; COLLINS, J. **GPS: theory and practice**, Wien: Springer-Verlag, 1994. 326 p. ISBN (0387824774).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY (BGS). **IGRF (10th Generation, revised 2004) synthesis form**. Disponível em: <[http://www.geomag.bgs.ac.uk/gifs/igrf\\_form.shtml](http://www.geomag.bgs.ac.uk/gifs/igrf_form.shtml)> . Acesso em: 01 Mar., 2008.

KELLEY, M.C. **The Earth's ionosphere**. London: Academic Press, 1989. 487 p. ISBN (0-12-404012-8).

KELLEY, M. C.; FEJER, B. G.; GONZALES, C. A. Anomalous low latitude electric fields associated with a northward interplanetary magnetic field, **Geophysical Research Letters**, v. 6, n.4, p. 301-304, 1979

KIRCHHOFF, V.W.H. **Introdução à geofísica espacial**. São Paulo: Nova Stella, Editora da Universidade de São Paulo: FAPESP, 1991. 149 p. ISBN (85-7233-001-1).

KRISHNAMURTHY, B. V.; HARI, S. S.; SOMAYAJULU, V. V. Nighttime equatorial thermospheric meridional winds from ionospheric h'F data. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. A4, p. 4307-4310, 1990.

MAZAUDIER, C.A.; VENKATESWARAN, S.V. Delayed ionospheric effects on the geomagnetic storms of March 22, 1979 studied by the Sixth Coordinated Data Analysis Workshop (CDAW-6). **Annales Geophysicae**, v. 8, p. 511-518, 1990

MCFARLAND, M.; ALBRITTON, D. L.; FEHSENFELD, F. C.; FERGUSON, E. E.; SCHMELTEKOPF, A. L. Flow-drift technique for ion mobility and ion-molecule reaction rate constant measurements and ion-molecule reactions of  $N^+$ ,  $O^+$ , and  $N_2^+$  with  $O_2$  and  $O^+$  with  $N_2$  from thermal to  $\sim 2$  eV. **Journal of Chemical Physics**, v. 59, p.6620-6628, 1973.

MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo Navstar – GPS: descrição, fundamentos e aplicações**: São Paulo: Editora UNESP, 2000. 287 p. ISBN (85-7139-328-1).

NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER, (NGDC). **Space Physics Interactive Data Resource (SPIDR)**, dados de fluxo solar (F10.7). Disponível em: <<http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/logon.do>>. Acesso em: 01 de março 2008.

PARKINSON, P.W.; SPILKER, J.J.JR. **Global positioning system: theory and applications**. Washington: AIAA, 1996. 1436 p. ISBN (978-1563472497).

RICHMOND, A.D.; PEYMIRAT, C.; ROBLE, R.G. Long-lasting disturbances in the equatorial ionospheric electric field simulated with a coupled magnetosphere–ionosphere–thermosphere model. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. A3, 2003.

RISHBETH, H.; GARRIOTT, O. K. **Introduction to ionospheric physics**. New York; London: Academic Press, e. 14, 1969. ISBN (0125889402).

RISHBETH H.; GANGULY S.; WALKER J. C. G. Field-aligned and field-perpendicular velocities in ionospheric F2-layer. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 40, n. 7, p. 767-784, 1978.

RISHBETH H. The F-region dynamo. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 43, n. 5-6, p 387-392, 1981.

RISHBETH, H. Dynamics of the equatorial F-region. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 39, n. 9-10, p. 1159-1168, 1977.

RISHBETH, H.; EDWARDS, R. The isobaric F2-layer. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 51, n. 4, p. 321-338, 1989.

SCHUNK, R. W.; NAGY, A. F. Ionospheres of the Terrestrial Planets. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 18, n. 4, p. 813-852, 1980.

SEEBER, G. **Satellite geodesy: foundations, methods, and applications**. Berlin: Walter de Gruyter, 1993. 546 p. ISBN (3110127539).

SRIDHARAN, R.; PALLAM RAJU, D.; RAGHAVARAO, R.; RAO, P.S.V. Precursor to equatorial spread F in the OI 630 nm dayglow. **Geophysical Research Letters**, v. 21, n.25, p. 2797–2800, 1994.

ST. MAURICE, J. P.; TORR, D. G. Nonthermal rate coefficients in the ionosphere: The reactions of  $O^+$  with  $N_2$ ,  $O_2$  e  $NO$ . **Journal of Geophysical Research**, v. 83, n. A5, p. 969-976, 1978.

SUBBARAO, K.S.V.; KRISHNAMURTHY, B.V. F-region vertical velocity and its fluctuations at the magnetic equator. **Indian Journal of Radio and Space Physics**, v. 12, p. 94-96, 1983.

TITHERIDGE, J. E. Winds in the Ionosphere-A Review. **Journal Atmosphere and Terrestrial Physics**, v. 57, n. 14. p. 1681-1714, 1995.

TORR, D. G.; TORR, M. R. Chemistry of the thermosphere and ionosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 41, n. 7-8, p. 797-839, 1979.

TSURUTANI, B. T., W. D. GONZALEZ, The interplanetary causes of magnetic storms: A review. In: TSURUTANI, B. T. et al. (eds). **Magnetic storms**. Washington DE: AGU Monograph, 1997.

U. S. NAVAL OBSERVATORY (USNO). **Current GPS constellation**. Disponível em: <<http://tycho.usno.navy.mil/gpscurr.html>>. Acesso em: 30 junho. 2008.

WHALEN, J.A. Dependence of the equatorial anomaly and of equatorial spread F on the maximum pre-reversal E x B drift velocity measured at solar maximum. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. (A5), p. 1193, 2003.

WORLD DATA CENTER FOR GEOMAGNETISM, KYOTO, Data Analysis Center for Geomagnetism and Space Magnetism Graduate School of Science. **Dados de índice geomagnético**. Kyoto University. Disponível em: <<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>> Acesso em: 01 de março de 2008.