



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/jeferson/2004/02.20.17.33-TDI

ESTUDO DO EFEITO DE TEMPESTADES MAGNÉTICAS NA IONOSFERA UTILIZANDO DADOS DO GPS

Mariangel Fedrizzi

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Ivan Jelinek Kantor, e Eurico Rodrigues de Paula, aprovada em 17 de dezembro de 2003.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/02.20.17.33>>

INPE
São José dos Campos
2012

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) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

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

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/jeferson/2004/02.20.17.33-TDI

ESTUDO DO EFEITO DE TEMPESTADES MAGNÉTICAS NA IONOSFERA UTILIZANDO DADOS DO GPS

Mariangel Fedrizzi

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Ivan Jelinek Kantor, e Eurico Rodrigues de Paula, aprovada em 17 de dezembro de 2003.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/02.20.17.33>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Fedrizzi, Mariangel.

F319e Estudo do efeito de tempestades magnéticas na ionosfera utilizando dados do GPS / Mariangel Fedrizzi. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xxxiv + 242 p. ; (sid.inpe.br/jeferson/2004/02.20.17.33-TDI)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadores : Drs. Ivan Jelinek Kantor, e Eurico Rodrigues de Paula.

1. Conteúdo Eletrônico Total (TEC). 2. ionosfera. 3. tempestades ionosféricas. 4. tempestades magnéticas. 5. sistema de posicionamento global. 6. University of New Brunswick lonospheric Modelling Technique (UNB-IMT). I.Título.

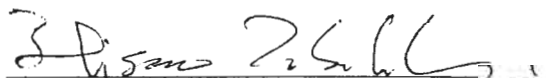
CDU 550.3

Copyright © 2012 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 do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 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 INPE, 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.

Aprovada pela Banca Examinadora em
cumprimento a requisito exigido para a
obtenção do Título de **Doutora em**
Geofísica Espacial.


Dr. Hisao Takahashi


Presidente/INPE-SJCampos/SP

Dr. Ivan Jelinek Kantor


Orientador/INPE-SJCampos/SP

Dr. Eurico Rodrigues de Paula


Orientador/INPE-SJCampos/SP

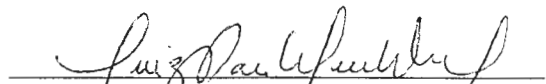
Dr. Walter Demetrio Gonzalez Alarcon


Membro da Banca/INPE-SJCampos/SP

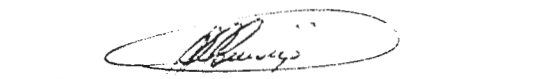
Dr^a Inez Staciarini Batista


Membro da Banca/INPE-SJCampos/SP

Dr. Luiz Paulo Souto Fortes


Membro da Banca
Convidado IBGE, Rio de Janeiro - RJ

Dr. Paulo de Oliveira Camargo


Membro da Banca
Convidado UNESP Presidente Prudente-SP

Candidato (a): Mariangel Fedrizzi

São José dos Campos, 17 de dezembro de 2003.

“The Earth doesn't belong to us, we belong to the Earth”.

Chief Seattle, 1854.

AGRADECIMENTOS

Agradeço, especialmente, aos meus orientadores no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Dr. Ivan Jelinek Kantor, Dr. Eurico Rodrigues de Paula e Dr. Walter Demetrio Gonzalez Alarcon, e aos meus orientadores do Departamento de Engenharia de Geodésia e Geomática na Universidade de New Brunswick (Canadá), Dr. Richard Brian Langley e Dr. Marcelo Carvalho dos Santos pelo inestimável apoio e incentivo prestados durante a realização deste trabalho e pela oportunidade de muito aprender com a experiência e conhecimento científico que lhes pertence.

Um agradecimento especial ao Dr. Attila Komjathy (Jet Propulsion Laboratory) pelo apoio e esclarecimentos sobre o software “University of New Brunswick Ionospheric Modelling Techique”.

Aos membros da banca examinadora, Dr. Ivan Jelinek Kantor, Dr. Eurico Rodrigues de Paula, Dr. Walter Demetrio Gonzalez Alarcon, Dra. Inez Staciari Batista, Dr. Hisao Takahashi, Dr. Paulo de Oliveira Camargo, Dr. Luiz Paulo Souto Fortes pela predisposição em analisar este trabalho e pelas críticas e sugestões recebidas.

À Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo que viabilizou este trabalho e, em especial, ao Programa de Doutorado no País com Estágio no Exterior (PDEE)/CAPES e a sua equipe pelo apoio e eficiência durante o período de trabalho na Universidade de New Brunswick.

À Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC) que, através do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), forneceu dados do GPS para o território brasileiro. Um especial agradecimento à engenheira Kátia Duarte Pereira pela atenção e eficiência concedidas durante a aquisição dos dados.

Aos pesquisadores e instituições que forneceram dados para a realização deste trabalho: Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC), Dr. Brian D. Wilson e Dr. Attila Komjathy (Jet Propulsion Laboratory), Dr. Anthea Coster (MIT Haystack Observatory), Dr. Stefan Schaer (Centre for Orbit Determination in Europe), Dr. Manuel Hernandez-Pajares (Universitat Politècnica de Catalunya), Dr. Joachin Feltens (European Space Operations Center), Dr. Phil Wilkinson (IPS - Radio and Space Services), Maria Goreti dos Santos Aquino (INPE), Coordinated Data Analysis Web (CDAWeb), World Data Center for Geomagnetism (Kyoto), National Geophysical Data Center (NGDC), e Space Physics Interactive Data Resource (SPIDR).

Aos pesquisadores Dr. Brian D. Wilson (Jet Propulsion Laboratory), Dr. Anthea Coster e Dr. John Foster (MIT Haystack Observatory), e Dr. Patricia Doherty (Boston College) pelas contribuições, apoio e esclarecimentos.

Aos pesquisadores Dr. Bela Fejer (Utah State University), Dra. Inez Staciari Batista (INPE) e Dr. Mangalathayil Ali Abdu (INPE) pelas discussões e contribuições.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC-INPE) pelo suporte computacional.

Ao Ing. Zdeněk Lukeš (Czech Technical University in Prague) pelas valiosas contribuições.

Aos colegas e professores que contribuíram para o êxito deste trabalho.

À Gertrude Barton, Doralice da Cunha, Janaina Steckel Retore, Aline de Lucas, Amita Muralikrishna, Phillip Webb, Fabiano S. Rodrigues, Christiano Garnett Marques Brum e José Henrique Fernandez pelo constante apoio.

Um agradecimento especial a meus pais, Renato Luiz Fedrizzi e Luiza Matilde Mascarello Fedrizzi, pelo apoio concedido durante a realização deste trabalho.

RESUMO

Apesar do significativo progresso obtido nos estudos sobre as relações Sol-Terra durante períodos magneticamente perturbados, o entendimento dos efeitos das tempestades magnéticas na atmosfera superior neutra e ionizada ainda permanece como um dos assuntos mais desafiantes sobre a física desta região atmosférica. Para investigar os processos de acoplamento entre magnetosfera e ionosfera-termosfera, muitos pesquisadores tiram proveito da natureza dispersiva da ionosfera para determinar o conteúdo eletrônico total (TEC) a partir de dados do GPS nas duas frequências. Embora exista atualmente um grande número de receptores do GPS em contínua operação, estas estações estão irregularmente distribuídas para estudos ionosféricos. A densidade de estações receptoras no hemisfério sul é consideravelmente menor em relação ao hemisfério norte e, conseqüentemente, o reduzido número de medidas de TEC disponíveis, causam um modelamento da ionosfera menos acurado nesta região. Neste trabalho, a University of New Brunswick (UNB) Ionospheric Modelling Technique, que aplica uma aproximação linear espacial do TEC vertical sobre cada estação receptora do GPS utilizando parâmetros estocásticos em uma estimativa através do filtro de Kalman, foi utilizada para descrever a dependência do TEC com a hora local e latitude geomagnética. Dados do GPS obtidos a partir de diversas redes mundiais, incluindo a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), foram utilizados juntamente com medidas de ionossondas para investigar a resposta da ionosfera a duas tempestades magnéticas intensas, ocorridas em 15/07/2000 e 31/03/2001. A análise dos dados mostrou que os efeitos destas tempestades magnéticas na ionosfera foram significativamente distintos e dependentes da estação do ano, da hora local de início da tempestade e das condições magnéticas anteriores e durante o período da tempestade. Os principais fenômenos observados sobre o setor Sul-Americano durante a tempestade ocorrida em 15/07/2000 foram: (a) uma significativa intensificação do efeito fonte, devido à penetração de campos elétricos magnetosféricos para leste na ionosfera de baixas latitudes, aumentando o TEC em mais de 200% em relação aos períodos calmos sobre a região das cristas da anomalia equatorial e deslocando estas cristas para latitudes magnéticas de até $\pm 30^\circ$, e (b) reduções de ionização causadas por modificações na composição do gás neutro devido aos ventos termosféricos perturbados que fluem das altas para as baixas latitudes, atingindo o equador magnético. Durante a tempestade magnética ocorrida em 31/03/2001, a ionosfera global apresentou respostas distintas sobre as regiões Australiana/Asiática e Americana, localizadas em setores de longitude aproximadamente opostos. A inversão do campo magnético interplanetário para sul durante a fase de recuperação desta tempestade iniciou um processo de sub-tempestade desenvolvendo e intensificando o eletrojato auroral sobre extensas regiões. Os efeitos observados na ionosfera durante ambas as tempestades mencionadas são analisados e os mecanismos que originaram tal comportamento ionosférico são discutidos.

STUDY OF MAGNETIC STORM EFFECTS ON THE IONOSPHERE USING GPS DATA

ABSTRACT

Despite the fact that much has been learned about Sun-Earth relationship during disturbed conditions, understanding the effects of magnetic storms on the neutral and ionized upper atmosphere is still one of the most challenging topics remaining in the physics of this atmospheric region. In order to investigate the magnetospheric and ionospheric-thermospheric coupling processes, many researchers are taking advantage of the dispersive nature of the ionosphere to compute total electron content (TEC) from Global Positioning System (GPS) dual-frequency data. Even though there are currently a large number of GPS receivers in continuous operation, they are unevenly distributed for ionosphere study purposes, being situated mostly in the Northern Hemisphere. The relatively smaller number of GPS receivers located in the Southern Hemisphere and, consequently, the reduced number of available TEC measurements, cause ionospheric modelling to be less accurate in this region. In this work, the University of New Brunswick (UNB) Ionospheric Modelling Technique, which applies a spatial linear approximation of the vertical TEC above each station using stochastic parameters in a Kalman filter estimation, has been used to describe the local time and geomagnetic latitude dependence of the TEC. Data collected from several GPS networks worldwide, including the Brazilian Network for Continuous Monitoring (RBMC), have been used along with ionosonde measurements to investigate the ionospheric response to severe magnetic storms occurred on 07/15/2000 and on 03/31/2001. Data analysis revealed distinct ionospheric effects, which are shown to be dependent on the season, local time and magnetic conditions previous and during the storm period. The two most interesting phenomena observed on the ionosphere over the South-American sector during the July 15, 2000 storm were: (a) a significant intensification of the fountain effect due to an eastward magnetospheric electric field penetration to low latitude ionosphere, causing TEC enhancements larger than 200% on the equatorial anomaly crests, which were displaced towards magnetic latitudes up to $\pm 30^\circ$, and (b) ionization depletions caused by neutral gas composition changes due to storm induced thermospheric winds flowing from high to low latitudes that reached the magnetic equator. During the March 31, 2001 storm, the global ionosphere showed a distinct behaviour over Australian/Asian and American regions, which are located at approximately opposite longitude sectors. The southward turning of the interplanetary magnetic field during the recovery phase of the storm began a process of substorm activity and development and intensification of electrojet activity over broad regions. Observed effects on the ionosphere during both storms are analysed and the mechanisms that gave rise to the ionospheric behaviour are discussed.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 – Divisão da atmosfera de acordo com a temperatura e dinâmica.....	2
1.2 – Evolução do TEC médio terrestre a partir de 01/01/1995.....	5
1.3 – Número de manchas solares mensais (em azul) e mensais suavizados (em vermelho) observados nos últimos cinco ciclos.....	6
1.4 – Estações receptoras do GPS (Janeiro/2004).....	13
1.5 – Estações receptoras do GPS pertencentes à rede RBMC (Setembro/2003).....	14
2.1 – Seção transversal norte-sul da cavidade geomagnética e do fluxo de plasma externo, mostrando a magnetopausa e a onda de choque (“shock”).	24
2.2 – Circulação devido ao fluxo do vento solar.	25
2.3 – Fases de uma tempestade magnética.	27
2.4 – Uma possível conexão entre as correntes magnetosféricas e ionosféricas.....	29
2.5 – Modificações na magnetosfera durante a fase de crescimento de uma sub-tempestade.....	30
2.6 – Ilustração das correntes durante uma sub-tempestade.....	31
2.7 – Seqüência de eventos na cauda magnetosférica (“magnetotail”) durante uma sub-tempestade.....	32
2.8 – Conexão e reconexão entre o campo magnético terrestre e o IMF, quando este aponta para o sul, vista no plano meio-dia/meia-noite.....	35
2.9 – Representação esquemática da conexão entre o dínamo do vento solar e o circuito ionosférico.....	36
2.10 – Representação esquemática da magnetosfera.....	37
2.11 – Diagrama esquemático das correntes e campos elétricos existentes no sistema magnetosfera-ionosfera, os quais resultam do campo magnético alongado na cauda da magnetosfera e da interação entre o vento solar e o campo magnético terrestre.....	38

2.12	– Vista tridimensional da geometria dos campos elétricos e magnéticos nos tubos de fluxo da zona auroral.....	39
2.13	– Representação dos campos elétricos ionosféricos e do fluxo de plasma devido à estes campos, na calota polar e zona auroral do hemisfério norte.....	40
2.14	– Trajetórias do fluxo ionosférico nas altas latitudes, incluindo o efeito de co-rotação do plasma com a Terra.....	41
2.15	– Contornos da velocidade de fluxo do plasma no plano equatorial magnético.....	42
2.16	– Índices do eletrojato auroral e derivas verticais da região F sobre Jicamarca, em 8-10 de agosto de 1972.....	46
2.17	– Diagrama (no plano equatorial) demonstrando como o rápido decréscimo na convecção magnetosférica pode criar variações no campos elétricos dentro da plasmapausa.....	47
2.18	– Diagrama do mecanismo dos ventos fósseis para a geração de campos elétricos de médias e baixas latitudes.....	48
2.19	– Ilustração do mecanismo de reconfiguração magnética.....	50
2.20	– Modelo de linha de transmissão plano-paralela formado pelos condutores Terra e ionosfera, o qual possibilita a propagação instantânea dos campos elétricos aurorais para a ionosfera equatorial.	52
2.21	– Atenuação dos campos elétricos devido à escala finita do campo elétrico na fonte.....	53
2.22	– Ilustração do mecanismo do dínamo perturbado, segundo a teoria de Blanc e Richmond (1980).....	54
2.23	– Sistemas de correntes Sq, durante períodos de equinócio e mínima atividade solar.....	55
2.24	– Temperaturas (curvas sólidas) e ventos (setas) às 12 UT para condições de equinócio e atividade solar mínima, em níveis de pressão atmosférica de $6,8 \mu\text{Pa}$ (aproximadamente 300 km, topo) e $2,7 \text{ mPa}$ (aproximadamente 125 km, base).....	57

2.25	– Resultados de uma simulação numérica com o modelo TIEGCM (Thermosphere Ionosphere Electrodynamics General Circulation Model), às 0 UT para condições de equinócio e atividade solar mínima.....	59
2.26	– Efeito do aquecimento de altas latitudes na circulação termosférica, durante os períodos de equinócio e solstício, modificando as células de Hadley.....	61
2.27	– Exemplo de trajetórias de convecção do plasma em 300 km de altitude (hemisfério norte), sob a influência combinada dos campos elétricos de co-rotação e magnetosféricos.....	65
2.28	– Ilustração do mecanismo através do qual os ventos termosféricos afetam a ionosfera.....	67
2.29	– Injeção de energia e formação das zonas de perturbação na composição neutra durante um evento de tempestade magnética.....	70
2.30	– Conteúdo eletrônico (I), densidade eletrônica no pico da camada F2 (N_m) e espessura da camada (τ) observada em uma estação situada em médias latitudes, durante uma tempestade ionosférica.....	72
2.31	– Efeitos das tempestades termosféricas em baixas latitudes.....	74
2.32	– Relação entre as sub-tempestades magnetosféricas (índice AE), TADs, tempestades ionosféricas positivas de curta duração ($\Delta h(N_{max}), \Delta N_{max}$) e perturbações na densidade em baixas latitudes.....	75
2.33	– Exemplo da fase positiva de uma tempestade ionosférica de curta duração.....	77
2.34	– Fase positiva de uma tempestade ionosférica de longa duração.....	78
2.35	– Diagrama esquemático ilustrando a distribuição espacial da ionosfera na região polar.....	80
2.36	– Mudanças na composição do gás neutro associadas às tempestades magnéticas e fases negativas resultantes.....	82

2.37	– Comparação entre variações diárias calculadas e observadas na densidade eletrônica máxima da camada F2, durante condições calmas e perturbadas.....	84
2.38	– Relação entre a densidade eletrônica máxima da região F e as mudanças na composição neutra, durante a fase negativa de uma tempestade ionosférica.....	86
2.39	– Fase negativa das tempestades ionosféricas associadas ao deslocamento da depressão principal.....	87
2.40	– Variação da estrutura latitudinal de uma perturbação atmosférica com a intensidade da atividade magnética.....	89
2.41	– Efeito da intensidade das tempestades sobre a resposta ionosférica, nas latitudes de $\pm 35^\circ$	90
2.42	– Seqüência temporal dos efeitos das tempestades ionosféricas-termosféricas.....	92
2.43	– Variações sazonais e com a hora local na extensão da zona de perturbação na composição da atmosfera neutra.....	95
2.44	– Desvios percentuais médios do TEC em médias latitudes.....	97
2.45	– Variações percentuais do TEC ionosférico durante a tempestade, relativas ao período calmo, em diferentes intervalos de latitude.....	98
4.1	– Satélite do grupo Bloco IIR.....	116
4.2	– Órbitas dos satélites GPS vistas a partir das latitudes de (a) 35° e (b) 90° , por um observador externo ao sistema.....	118
4.3	– Centro de controle principal e rede de estações de controle do sistema GPS.....	119
4.4	– Ilustração do avanço na precisão da medida de tempo.....	120
4.5	– Modulação do código sobre a onda portadora.....	124
4.6	– Comparação entre a acurácia de um receptor antes e depois da suspensão da SA, em 1º de maio de 2000.....	126
4.7	– Principais componentes de um receptor GPS.....	127
5.1	– Medida da pseudodistância.....	132

7.1	– Componente Bz do campo magnético interplanetário em coordenadas geocêntrica-solar-magnetosférica (topo), fornecida pela espaçonave Advanced Composition Explorer (ACE), para o período 13-17 de julho de 2000; índice de atividade magnética AE (meio), SYM-H e Kp (base) para o mesmo período.....	160
7.2	– Estações receptoras do GPS pertencentes às redes IGS e RBMC, cujas observáveis foram utilizadas na análise da tempestade magnética de 15-16 de julho de 2000.....	161
7.3	– Estações receptoras do GPS no setor Sul-Americano, com suas respectivas identificações.....	162
7.4	– Mapas do TEC comparando os dias 14 (dia 196) e 15 (dia 197) de julho de 2000, no horário das 18 UT (período da tarde no setor Sul-Americano).....	163
7.5	– Mapas do TEC comparando os dias 14 (dia 196) e 15 (dia 197) de julho de 2000, no horário das 20 UT, quando as cristas da anomalia equatorial estão se desenvolvendo.....	164
7.6	– Mapas do TEC comparando os dias 14 (dia 196) e 15 (dia 197) de julho de 2000, no horário das 22 UT (setor da tarde-anoitecer na América do Sul), quando foram observados o aumento máximo do TEC e o deslocamento das cristas da anomalia equatorial na direção de latitudes mais altas.....	165
7.7	– Comparação entre os mapas do TEC produzidos pelo UNB Ionospheric Modelling Technique e o JPL, em 15 de julho, às 22 UT.....	166
7.8	– Altura do pico (hmF2) e frequência crítica (foF2) da camada F2 obtida a partir de medidas de digissonda em Cachoeira Paulista, para o período de 12-19 de julho de 2000 (hora local = UT – 3).....	168
7.9	– Variação latitudinal do TEC ao longo das longitudes geográficas de 290°E (topo), 300°E (meio) e 290°E (base).....	170

7.10	– Comparação entre mapas do TEC para os dias 14 (dia 196) e 16 (dia 198) de julho de 2000, no horário das 16 UT (período diurno no setor Sul-Americano).....	171
7.11	– Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 290°E, para o período 13-16 de julho de 2000, evidenciando as reduções do TEC em 16 de julho.....	172
7.12	– Componente Bz do campo magnético interplanetário em coordenadas geocêntrica-solar-magnetosférica (topo), fornecida pela espaçonave Advanced Composition Explorer (ACE), para o período 30 de março a 3 de abril de 2001; índice de atividade magnética AE (meio), SYM-H e Kp (base) para o mesmo período.....	173
7.13	– Estações receptoras do GPS e ionossondas, cujos dados foram utilizados na análise da tempestade magnética de 31 de março de 2001.....	175
7.14	– Mapas do TEC comparando os dias 31 (dia 090) e 16 (dia 075) de março de 2001, no horário das 07:15 UT.....	176
7.15	– Mapa do TEC para o horário das 07:00-07:15 UT, em 31 de março de 2001.....	177
7.16	– Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério norte, sobre o setor Asiático.....	178
7.17	– Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério sul, sobre o setor Australiano.....	179
7.18	– Altura virtual mínima da camada F (h'F) e altura do pico da camada F2 (hmF2) obtidas a partir de medidas de ionossondas pertencentes ao IPS Radio and Space Services para o período 30/03-03/04 de 2001.....	181
7.19	– Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 120°E, para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03, e os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001.....	182

7.20	–	Frequência crítica da camada F2 (foF2) obtida a partir de medidas de ionossondas pertencentes ao IPS Radio and Space Services, para o período 30/03-03/04 de 2001.....	183
7.21	–	Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 120°E, para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03, e os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001.....	184
7.22	–	Altura virtual mínima da camada F (h'F) e altura do pico da camada F2 (hmF2) obtidas a partir de medidas de ionossondas pertencentes ao INPE (São Luis e Cachoeira Paulista) e SERC RAL (Port Stanley), para o período 30/03-03/04 de 2001.....	185
7.23	–	Frequência crítica da camada F2 (foF2) obtida a partir de medidas de ionossondas pertencentes ao INPE (São Luis e Cachoeira Paulista) e SERC RAL (Port Stanley), para o período 30/03-03/04 de 2001.....	186
7.24	–	Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 290°E, para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03, e os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001.....	188
7.25	–	Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 315°E, para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03, e os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001.....	190
7.26	–	Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério norte, sobre o setor Americano.....	191
7.27	–	Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério norte, sobre o setor Americano.....	192
7.28	–	Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério sul, sobre o setor Americano.....	193

7.29	– Mapas do TEC comparando os dias 31 (dia 090) e 16 (dia 075) de março de 2001, no horário das 19:30 UT, quando foram observados os gradientes do TEC sobre o setor Norte-Americano em 31/03.....	195
7.30	– Mapas do TEC comparando os dias 31 (dia 090) e 16 (dia 075) de março de 2001, no horário das 19:30 UT.....	196
7.31	– Mapa do TEC para o horário das 19:00-19:15 UT, em 31 de março de 2001.....	197
7.32	– Comparação entre os mapas do TEC produzidos pelo MIT Haystack Observatory (topo) e o UNB-IMT (base) para o horário das 21:30 UT, em 31 de março de 2001 (dia 197), sobre o setor Norte-Americano.....	198
7.33	– Ilustração de todas as passagens do satélite TOPEX/Poseidon ocorridas durante o dia 31/03/2001.....	200
7.34	– Passagem A: Comparação entre os valores do TEC obtidos através do TOPEX/Poseidon, UNB-IMT e JPL-GIM, para o dia 31/03/2001, entre 05:15 e 05:50 UT.....	201
7.35	– Passagem B: Comparação entre os valores do TEC obtidos através do TOPEX/Poseidon, UNB-IMT e JPL-GIM, para o dia 31/03/2001, entre 12:30 e 13:15 UT.....	202
7.36	– Passagem C: Comparação entre os valores do TEC obtidos através do TOPEX/Poseidon, UNB-IMT e JPL-GIM, para o dia 31/03/2001, entre 18:05 e 18:55 UT.....	202
7.37	– Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 310°E para as situações em que os dados pertencentes à RBMC foram utilizados e para o caso em que estes dados não foram incluídos no processamento.....	204

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 – Classificação das Tempestades Magnéticas.....	26
5.1 – Principais Fatores que Afetam as Observáveis do GPS.....	135
5.2 – Efemérides dos Satélites GPS.....	137

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACE	–	Advanced Composition Explorer
AE	–	Auroral Electrojet
AL	–	Amplitude lower
AO	–	Valor médio de AU e AL
A-S	–	Anti-Spoofing
AU	–	Amplitude upper
AIUB	–	Astronomisches Institut Universität Bern
C/A	–	Coarse/Acquisition
CME	–	Coronal mass ejection
CODE	–	Center for Orbit Determination in Europe
DCB	–	Differential code bias
DGPS	–	Differential GPS
DIPOP	–	Differential POSitioning Program
DMSP	–	Defense Meteorological Satellite Program
DLR	–	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
Dst	–	Disturbance Storm-Time
ET	–	Tempo das efemérides
ESOC	–	European Space Operations Center
EUA	–	Estados Unidos da América
EUV	–	Extremo ultravioleta
FAC	–	Field-aligned current
FAS	–	Federation of American Scientists
FGCS	–	Federal Geodetic Control Subcommittee
foF2	–	Frequência crítica da camada F2
GSFC	–	Goddard Space Flight Center
GFZ	–	GeoForschungsZentrum
GIM	–	Global Ionosphere Map
GPS	–	Global Positioning System

h'F	–	Altura virtual mínima da camada F
hmF2	–	Altura do pico da camada F2
IBGE	–	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IERS	–	International Earth Rotation Service
IF	–	Frequência intermediária
IGS	–	International GPS Service
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IMAGE	–	Imager for Magnetopause to Aurora Global Exploration
IMF	–	Interplanetary magnetic field
Iono_WG	–	Ionosphere Working Group
IPS	–	Ionospheric Prediction Service
IRI	–	International Reference Ionosphere
JD	–	Dia Juliano
JPL	–	Jet Propulsion Laboratory
JPO	–	Joint Program Office
Kp	–	“planetarische Kennziffer” ou índice planetário
LT	–	Local Time ou hora local
MIT	–	Massachusetts Institute of Technology
MJD	–	Dia Juliano Modificado
MMD	–	Mean mission duration
NmF2	–	Densidade eletrônica máxima da camada F2
NIMA	–	National Imagery and Mapping Agency
NNSS	–	Navy Navigational Satellite System
NRCan	–	Natural Resources Canada
P	–	Precision
PRN	–	Pseudo Random Noise
RAL	–	Rutherford Appleton Laboratory
RF	–	Rádio frequência
RBMC	–	Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo
RINEX	–	Receiver Independent Exchange Format
ROCSAT	–	Republic of China Satellite

SA – Selective Availability
 SCW – Substorm current wedge
 SED – Storm-enhanced plasma density
 SERC – Science and Engineering Research Council
 SIDC – Sunspot Index Data Center
 SOHO – Solar and Heliospheric Observatory
 SOPAC – Scripps Orbit and Permanent Array Center
 Sq – Solar quiet
 ST – Tempo sideral
 SSC – Sudden storm commencement
 SYH-H – Symmetric disturbance index component in the horizontal direction H
 TAD – Traveling Atmospheric Disturbance
 TEC – Total Electron Content
 TECU – Total Electron Content Unit
 TEQC – Translate/Edit/Quality Check
 TID – Traveling Ionospheric Disturbance
 TIE-GCM– Thermosphere-Ionosphere Electrodynamic General Circulation Model
 UNAVCO– University NAVSTAR Consortium
 UNB – University of New Brunswick
 UNB-IMT– UNB Ionospheric Modelling Technique
 UNESP – Universidade Estadual Paulista
 UPC – Universitat Politècnica de Catalunya
 USACE – United States Army Corps of Engineers
 USNO – United States Naval Observatory
 USP – Universidade de São Paulo
 UT – Universal Time ou hora universal
 UTC – Tempo universal coordenado
 WAAS – Wide Area Augmentation System
 WADGPS– Wide Area Differential GPS
 Y2K – Year 2000 problem

LISTA DE SÍMBOLOS

- A_c – Amplitude do código C/A na portadora L1
- A_p – Amplitude do código P na portadora L1
- \mathbf{B} – Intensidade total do campo geomagnético terrestre; indução magnética
- \mathbf{B}_0 – Campo magnético externo
- \mathbf{B}_I – Campo magnético interplanetário mapeado para a ionosfera
- B_p – Amplitude do código P na portadora L2
- \mathbf{B}_{SW} – Campo magnético interplanetário
- B_Z – Componente norte-sul do campo magnético interplanetário
- b^r – Atraso instrumental do receptor
- b^s – Atraso instrumental do satélite
- C – Código C/A do satélite
- c – Velocidade de propagação da onda eletromagnética no vácuo
- \mathbf{D} – Deslocamento elétrico
- D – Dados transmitidos pelo satélite na mensagem de navegação
- \mathbf{E} – Intensidade do campo elétrico
- \mathbf{E}_a – Campo elétrico da região auroral ionosférica
- \mathbf{E}_I – Campo elétrico mapeado para a ionosfera
- \mathbf{E}_{pc} – Campo elétrico na calota polar
- \mathbf{E}_{SW} – Campo elétrico interplanetário
- e – Carga de um íon; carga de um elétron
- f – Frequência da onda
- f_R – Frequência do sinal gerado pelo oscilador do receptor
- f^S – Frequência do sinal gerado pelo oscilador do satélite
- \mathbf{H} – Componente horizontal do campo magnético; intensidade de campo magnético
- \mathbf{J} – Corrente elétrica

\mathbf{J}_{PR}	– Corrente de anel parcial
\mathbf{J}_R	– Corrente de anel
\mathbf{J}_T	– Corrente que atravessa a cauda magnética
K	– Constante de Boltzmann
\mathbf{k}	– Vetor de onda
k	– Número de onda
L1	– Portadora com frequência 1575,42 MHz
L2	– Portadora com frequência 1227,60 MHz
l_e	– Livre caminho médio dos elétrons
M	– Massa molecular média
m	– Massa de um íon; massa de um elétron
m	– Múltiplo caminho
N	– Ambigüidade
N	– Densidade iônica; densidade eletrônica
n	– Índice de refração do meio
n_a	– Densidade numérica dos átomos ou moléculas
n_e	– Densidade numérica dos elétrons
n_g	– Índice de refração de grupo
n_i	– Densidade numérica dos íons positivos e negativos
n_n	– Densidade numérica das partículas neutras
n_p	– Índice de refração de fase
\mathbf{P}	– Polarização elétrica
P	– Código P do satélite
R	– Polarização da onda; distância geométrica satélite-receptor
r	– Distância radial terrestre
r_a	– Raio de uma partícula neutra
r_e	– Raio de um elétron
S	– Fator de conversão
s_0	– Distância geométrica

T	– Temperatura (em Kelvin)
TEC	– Conteúdo eletrônico total
V_I	– elétron do plasma ionosférico na calota polar
V_{SW}	– Velocidade do plasma solar
v	– Velocidade do íon
v	– Velocidade de propagação da onda plana
v_e	– Velocidade térmica do elétron
v_g	– Velocidade de grupo
v_p	– Velocidade de fase
Δ_g^{Iono}	– Refração ionosférica de grupo
Δ_p^{Iono}	– Refração ionosférica de fase
Δ^{Trop}	– Refração troposférica
δ_R	– Desvio do relógio do receptor em relação ao sistema de tempo do GPS
δ^S	– Desvio do relógio do satélite em relação ao sistema de tempo do GPS
ε	– Permissividade elétrica; ruído do receptor
ε_0	– Permissividade elétrica no vácuo
λ	– Comprimento de onda
μ	– Permeabilidade magnética
μ_0	– Permeabilidade magnética no vácuo
v_{ei}	– Frequência de colisão entre elétrons e íons
v_{en}	– Frequência de colisão entre elétrons e partículas neutras
v_{ii}	– Frequência de colisão entre íons e íons
v_{in}	– Frequência de colisão entre íons e partículas neutras
ρ	– Pseudodistância
Σ_p	– Condutividade Pedersen
τ	– Espessura da camada ionosférica
ϕ	– Ruído da fase
Φ	– Fase da portadora (em unidades de distância)

- φ_R^S – Fase da portadora (em ciclos)
- φ_R – Fase da portadora gerada no receptor
- φ^S – Fase da portadora recebida
- ω – Frequência angular da onda
- ω_N – Frequência angular de plasma
- ω_H – Frequência ciclotrônica ou frequência angular de plasma

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – Utilização do GPS no Estudo das Tempestades Magnéticas.....	7
1.2 – Importância da Pesquisa.....	12
1.3 – Principais Contribuições.....	18
1.4 – Estrutura da Tese.....	19
CAPÍTULO 2 – RESPOSTA DO SISTEMA TERMOSFERA-IONOSFERA ÀS TEMPESTADES MAGNÉTICAS.....	21
2.1 – Índices Magnéticos.....	22
2.2 – Tempestades Magnéticas.....	24
2.3 – Sub-Tempestades Magnéticas.....	28
2.4 – Fontes de Energia.....	32
2.5 – Interação Sol-Terra Durante Tempestades Magnéticas.....	34
2.5.1 – Acoplamento Elétrico Vento Solar-Magnetosfera-Ionosfera.....	34
2.5.2 – Penetração de Campos Elétricos na Ionosfera de Baixas Latitudes...	42
2.5.2.1 – Penetração Direta.....	45
2.5.2.2 – Dínamo Perturbado.....	53
2.5.3 – Modificação do Sistema de Ventos Termosféricos Durante as Tempestades Magnéticas.....	56
2.5.3.1 – Efeitos Globais das Tempestades Magnéticas sobre a Circulação Termosférica.....	60
2.5.3.2 – Resposta do Sistema Termosfera-Ionosfera de Altas Latitudes às Tempestades Magnéticas.....	63
2.5.3.3 – Resposta do Sistema Termosfera-Ionosfera de Médias Latitudes às Tempestades Magnéticas.....	66
2.5.3.4 – Resposta do Sistema Termosfera-Ionosfera de Baixas Latitudes às Tempestades Magnéticas.....	68

2.5.4	–	Comportamento do Conteúdo Eletrônico Total Durante as Tempestades Magnéticas.....	70
2.5.4.1	–	Fase Positiva das Tempestades Ionosféricas.....	73
2.5.4.2	–	Fase Negativa das Tempestades Ionosféricas.....	81
2.5.4.3	–	Variações Sistemáticas das Perturbações Ionosféricas.....	85
2.5.4.3.1	–	Variações com a Intensidade da Tempestade Magnética.....	89
2.5.4.3.2	–	Variações com a Hora Local.....	91
2.5.4.3.3	–	Variações Sazonais.....	96
 CAPÍTULO 3 – EFEITOS DA IONOSFERA NO SINAL DO GPS.....			99
3.1	–	Propagação de Ondas em um Meio Isotrópico.....	99
3.2	–	Polarização da Onda.....	101
3.3	–	Propriedades do Plasma.....	103
3.3.1	–	Frequência Angular de Plasma.....	103
3.3.2	–	Frequência Ciclotrônica.....	104
3.3.3	–	Frequência de Colisão.....	105
3.4	–	Relações Constitutivas.....	106
3.5	–	Índice de Refração em um Meio Anisotrópico.....	108
3.6	–	Refração Ionosférica.....	109
 CAPÍTULO 4 – SISTEMA DE POSICIONAMENTO GLOBAL (GPS).....			115
4.1	–	Estrutura do Sistema.....	115
4.2	–	Sistemas de Tempo e Calendário.....	119
4.3	–	Posicionamento.....	122
4.4	–	Estrutura do Sinal.....	123
4.5	–	Receptores.....	127
4.6	–	Aplicações do GPS.....	128
 CAPÍTULO 5 – DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL UTILIZANDO AS OBSERVÁVEIS DO GPS.....			131
5.1	–	Pseudodistâncias.....	131

5.2	– Fase da Portadora.....	133
5.3	– Fatores que Afetam as Observáveis.....	135
5.4	– TEC Obtido a Partir das Observáveis.....	141
CAPÍTULO 6 – UNB IONOSPHERIC MODELLING TECHNIQUE.....		147
6.1	– Módulo PREP.....	148
6.2	– Módulo POST_GLOB.....	152
6.3	– Módulo TECMAP.....	156
CAPÍTULO 7 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....		157
7.1	– Tempestade Magnética Ocorrida em 15-16 de Julho de 2000.....	159
7.2	– Tempestade Magnética Ocorrida em 31 de Março de 2001.....	173
7.3	– Comparação entre UNB-IMT e TOPEX/Poseidon	199
7.4	– Importância da RBMC no Estudo da Ionosfera sobre o Brasil.....	203
CAPÍTULO 8 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....		207
8.1	– Conclusões.....	208
8.2	– Sugestões para Trabalhos Futuros.....	212
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		215

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A região da atmosfera superior que contém um elevado número de íons e elétrons livres e está situada entre, aproximadamente, 50 km e 1.000 km de altura é denominada de ionosfera. A formação desta camada atmosférica está associada à radiação solar incidente na atmosfera terrestre e, em menor grau de importância, à radiação cósmica. A radiação solar, nos espectros do extremo ultravioleta (EUV) e raios-X, ao incidir sobre a atmosfera neutra produz uma grande quantidade de íons positivos e elétrons livres, através do processo de fotoionização. À medida que esta radiação penetra na atmosfera mais densa a produção de elétrons aumenta até um nível onde a densidade eletrônica é máxima. Abaixo deste nível, apesar do aumento na densidade da atmosfera neutra, a produção de elétrons decresce (pois a maior parte da radiação ionizante já foi absorvida) e a taxa de perda predomina sobre a taxa de produção de elétrons. Conseqüentemente, devido às diferentes taxas de absorção e aos diferentes constituintes atmosféricos, distintas regiões são formadas na ionosfera, as quais são denominadas de camadas D, E, F1 e F2 (Davies, 1990), conforme a ilustração apresentada na Figura 1.1. A camada F3, cuja existência foi revelada em estudos recentes, ocorre mais freqüentemente em baixas latitudes, durante os solstícios e períodos de baixa atividade solar (Batista et al, 2003).

Uma onda eletromagnética que atravessa a ionosfera tem a velocidade e direção de propagação alteradas em relação à sua propagação no vácuo, o que caracteriza a ionosfera como um meio dispersivo, onde a velocidade de propagação da onda é uma função do índice de refração do meio. Esta propriedade permite determinar o atraso na modulação de grupo do sinal, que é diretamente proporcional ao conteúdo eletrônico total (ou “Total Electron Content” - TEC). O TEC representa o número de elétrons contidos em uma coluna que se estende desde a superfície terrestre até uma determinada altura na atmosfera, e cuja área da base é unitária. Este parâmetro ionosférico é medido em unidades de TEC (TECU - “Total Electron Content Unit”), onde 1 TECU corresponde a 1×10^{16} elétrons/m².

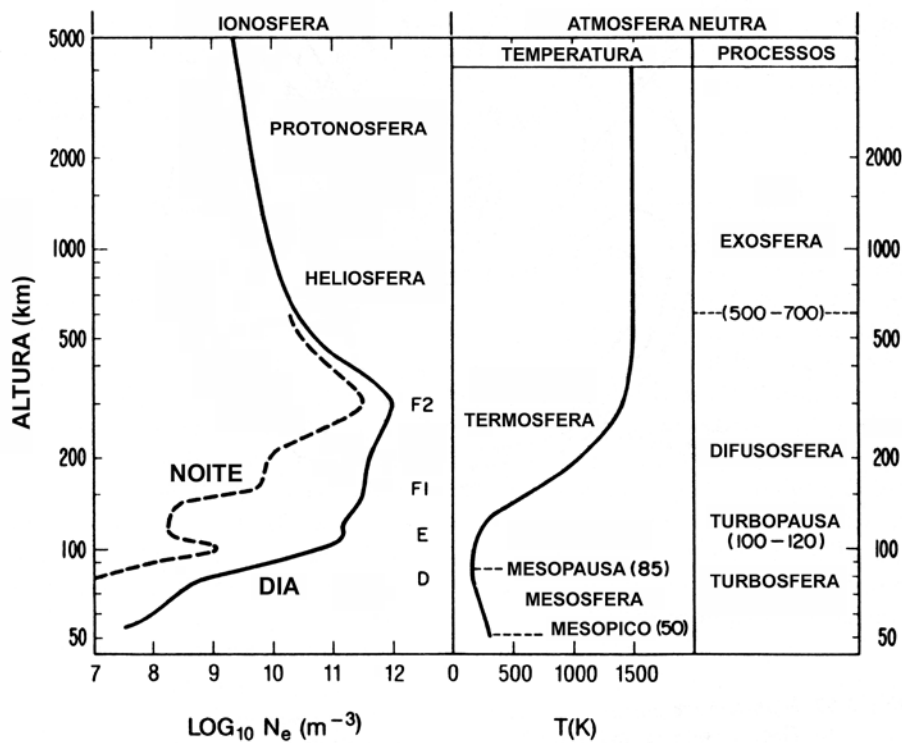


FIGURA 1.1 - Divisão da atmosfera de acordo com a temperatura e dinâmica.

FONTE: Davies (1990, p.57).

Durante mais de três décadas, o TEC foi obtido através do método de rotação Faraday, utilizando ondas de rádio transmitidas por satélites nas frequências entre 40 e 400 MHz. Com a redução do número de satélites utilizados na técnica de rotação Faraday e a necessidade do aumento na precisão das calibrações ionosféricas para fins espaciais (Lanyi e Roth, 1988), a determinação do TEC foi gradualmente substituída por uma técnica que utiliza dados do Sistema de Posicionamento Global (“Global Positioning System” - GPS), um sistema de navegação que permite determinar a posição e velocidade de objetos situados em qualquer ponto sobre ou próximo à superfície terrestre, em relação a um sistema de referência (Hofmann-Wellenhof, 1994).

Os satélites GPS estão localizados em órbitas aproximadamente circulares situadas em torno de 20.200 km de altitude, inclinadas 55° em relação ao plano do equador e com um período orbital de $11^h 58^m$ (Beutler, 1995). A constelação consiste atualmente de 28 satélites operacionais (USNO, 2003a), dispostos em 6 planos orbitais, com pelo menos

4 satélites em cada plano. Esta configuração permite rastrear simultaneamente 4 a 12 satélites, dependendo do ângulo de elevação dos satélites em relação à antena do receptor. Os sinais enviados pelos satélites GPS são gerados coerentemente a partir da frequência fundamental de 10,23 MHz e transmitidos na banda L, através das portadoras $L1 = 1.575,42$ MHz e $L2 = 1.227,60$ MHz, as quais são moduladas por códigos que identificam cada satélite. Através da correlação entre tais códigos e as respectivas réplicas geradas internamente no receptor é possível medir o tempo de propagação do sinal durante sua trajetória satélite-receptor, que é afetado pelo conteúdo eletrônico total. Este tempo de propagação multiplicado pela velocidade da luz no vácuo representa a observável “pseudodistância” do GPS, enquanto que a diferença entre a fase do sinal recebido e sua réplica gerada no receptor corresponde à observável “fase de batimento da portadora” do GPS (vide Capítulo 5).

O TEC integrado ao longo do caminho do sinal, desde a superfície até aproximadamente 20.200 km de altitude, inclui o conteúdo eletrônico plasmasférico situado acima de 2.000 km, o que não ocorre quando o método de rotação Faraday é utilizado. Enquanto a influência do campo magnético terrestre na determinação do TEC através do método de rotação Faraday é de primeira ordem, o efeito do campo magnético, no caso do GPS, é de segunda ordem (Davies, 1990). Considerando que o campo magnético terrestre decresce na razão aproximada de $1/r^3$, onde r é a distância radial terrestre, a integral do produto entre a componente longitudinal do campo magnético terrestre e a densidade eletrônica é desprezível acima de 2000 km de altura. Desta forma, o conteúdo eletrônico obtido através das medidas de rotação Faraday não inclui a contribuição dos elétrons situados acima de 2000 km (Klobuchar, 1985; Titheridge, 1973). A contribuição do conteúdo eletrônico plasmasférico para a medida do TEC varia de 10% até 50%, dependendo da hora do dia e região do globo terrestre (Wanninger, 1992).

O TEC é altamente dependente da radiação solar ionizante e apresenta variações diurnas, sazonais e geográficas, assim como variações relacionadas ao nível de atividade solar e às condições magnéticas. Adicionalmente, os efeitos dos campos elétricos e ventos neutros, as variações de temperatura e a composição da atmosfera

neutra têm sua parcela de influência no comportamento do TEC (Klobuchar, 1985). As variações diurnas do conteúdo eletrônico dependem, entre outros fatores, da latitude, da época do ano e do nível de atividade solar. Em geral, o TEC apresenta um máximo durante o dia e um mínimo pouco antes do amanhecer (Davies, 1990). Um segundo pico pode ser observado após o pôr-do-sol, em médias e baixas latitudes (Titheridge, 1973; Souza, 1992). Nas regiões de médias latitudes, o TEC pode apresentar valores consideravelmente maiores no inverno do que no verão, caracterizando a anomalia sazonal. Este fenômeno ocorre somente durante o dia e torna-se observável à medida que a atividade solar cresce (Rishbeth e Garriott, 1969). Por outro lado, valores de TEC maiores nos equinócios do que nos solstícios determinam uma variação semi-anual deste parâmetro, resultado do equilíbrio entre a intensidade da radiação solar e a densidade da atmosfera neutra, de acordo com Golton (1964), citado por Kantor (1969). O valor do conteúdo eletrônico total é proporcional ao aumento de atividade solar. Em períodos de máxima atividade, o TEC máximo diurno pode atingir valores maiores do que 100% em relação aos valores observados nos períodos de mínima atividade (Souza, 1992; Fonseca Jr., 2002). Variações diurnas e sazonais também podem ser observadas nos diferentes estágios do ciclo solar. A Figura 1.2 mostra a evolução do TEC médio a partir de 01/01/1995, onde é possível observar as variações do TEC em períodos de 27 dias devido à rotação do Sol, as variações sazonal, semi-anual, anual, e períodos de 11 anos devido ao ciclo solar. O ciclo solar é uma medida da variação periódica (aproximadamente, 11 anos) do nível de atividade solar e está associado ao número de manchas solares. No início do ciclo solar, o número de manchas solares (“sunspot number”) é pequeno e as manchas estão localizadas nas altas latitudes solares; conforme o ciclo avança, o número de manchas aumenta em latitudes menores; no final do ciclo, as manchas podem ser encontradas próximas ao equador solar, juntamente com as manchas relativas ao ciclo seguinte que aparecem em altas latitudes (Meadows, 2004). A Figura 1.3 mostra o número de manchas solares observados nos últimos cinco ciclos.

Em geral, o TEC decresce em direção aos pólos, aumentando de forma irregular na região auroral devido à precipitação de partículas. Todavia, os valores máximos globais deste parâmetro ocorrem nas latitudes aproximadas de $\pm 15^\circ$ em relação ao equador

magnético, que correspondem à região das cristas da anomalia equatorial. O acúmulo de plasma nestas latitudes está associado ao efeito fonte: o plasma é elevado na região do equador (resultado da deriva eletromagnética ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$) causada por um campo elétrico na direção leste-oeste, gerado na região E), difunde-se ao longo das linhas de campo geomagnético e deposita-se ao norte e sul do equador magnético, aumentando a concentração eletrônica nestas regiões.

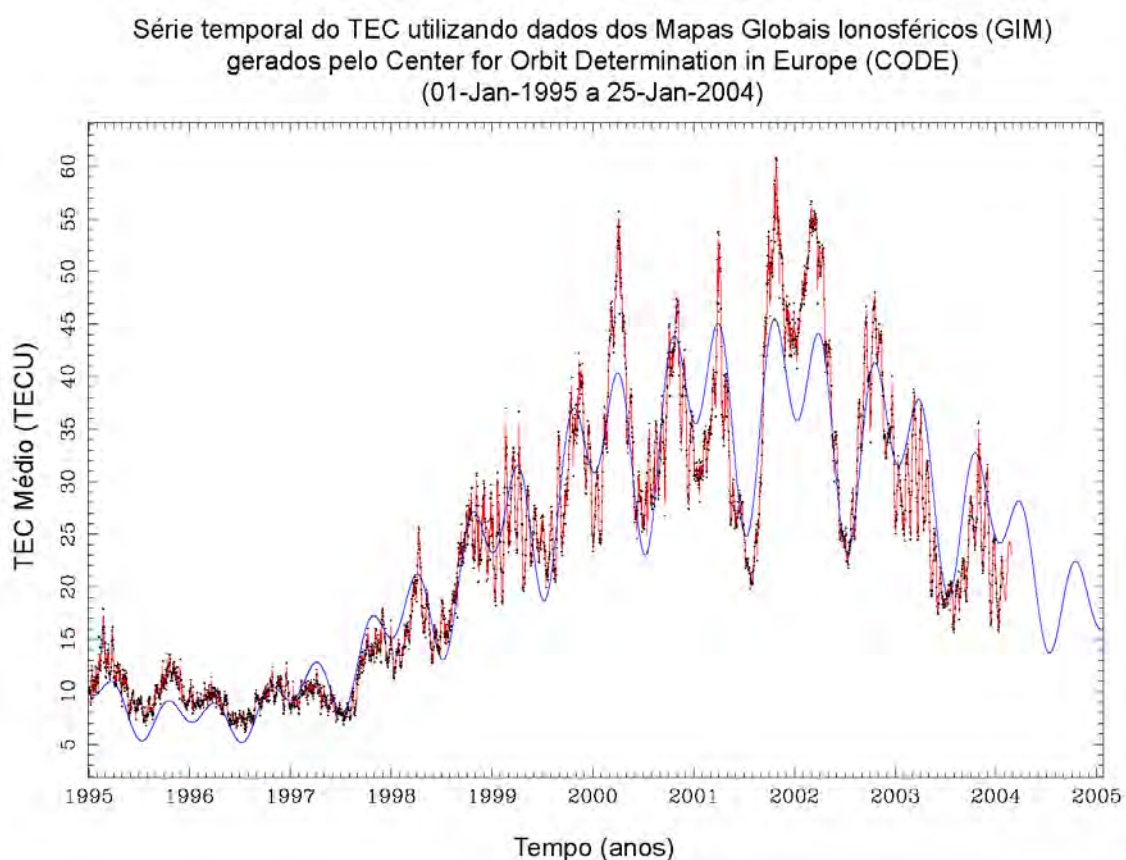


FIGURA 1.2 - Evolução do TEC médio terrestre a partir de 01/01/1995. A curva vermelha mostra o TEC médio interpolado (e predito para 30 dias), cujas variações com períodos da ordem de 27 dias estão associadas à rotação do Sol; a curva em azul representa uma função de tendência contendo 7 parâmetros (extrapolada para um ano) que modela os períodos semi-anual, anual e de 11 anos; os pontos pretos correspondem aos valores do TEC médio diário.

FONTE: AIUB (2004).

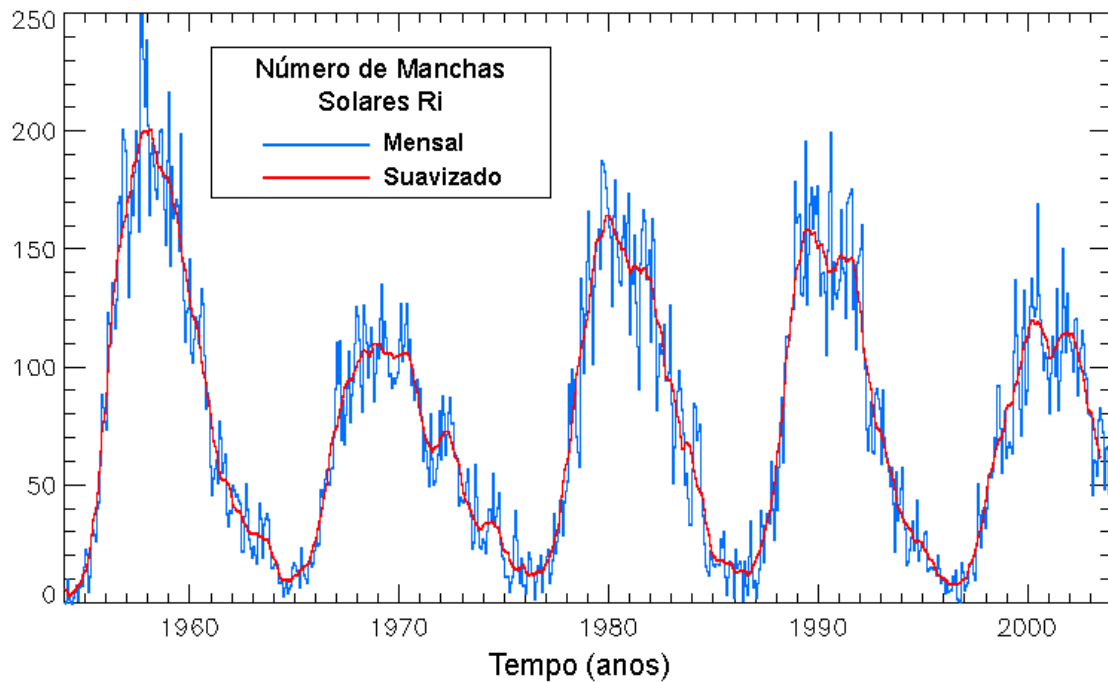


FIGURA 1.3 - Número de manchas solares mensais (em azul) e mensais suavizados (em vermelho) observados nos últimos cinco ciclos.

FONTE: SIDC (2004).

Ao contrário dos períodos magneticamente calmos, onde o conteúdo eletrônico apresenta um comportamento essencialmente regular e previsível, durante as tempestades magnéticas o TEC exibe uma grande variabilidade. A precipitação de partículas na região auroral e o aquecimento Joule, devido às correntes aurais, aquecem a atmosfera. Este aquecimento produz ventos neutros que fluem na direção do equador e elevam o plasma para as regiões do campo geomagnético onde a taxa de recombinação eletrônica é menor, resultando em aumentos de ionização. O decréscimo do conteúdo eletrônico, associado à fase negativa da tempestade, resulta das variações na taxa de recombinação de elétrons, devido aos ventos neutros que transportam a perturbação em direção ao equador. O conteúdo eletrônico pode seguir diretamente ao estágio negativo quando o início da tempestade ocorre à noite, em médias latitudes (Davies, 1990).

Os processos físicos e de transporte de energia nas regiões da magnetosfera, ionosfera e termosfera tornam-se extremamente complexos durante as tempestades magnéticas (Essex et al., 1981; Prölss, 1995; Füller-Rowell et al, 1997; Prölss, 1997; Buonsanto, 1999; Förster e Jakowski, 2000). A energia do vento solar depositada na região da calota polar magnetosférica é dissipada nas regiões da ionosfera e termosfera, produzindo grandes perturbações na distribuição de densidade ionosférica, no conteúdo eletrônico total e no sistema de correntes ionosféricas, podendo causar problemas operacionais em espaçonaves, sistemas de comunicação e navegação, redes elétricas, oleodutos, aeronaves, entre outros.

1.1 Utilização do GPS no Estudo das Tempestades Magnéticas

O estudo e monitoramento do TEC em períodos magneticamente perturbados utilizando dados do GPS vêm sendo realizados desde meados da década de 90, e o número de publicações sobre este assunto vem crescendo proporcionalmente à quantidade de estações receptoras distribuídas globalmente. O primeiro estudo global do TEC utilizando dados de mais de 60 receptores do GPS distribuídos mundialmente foi realizado por Ho et al. (1996) para investigar a tempestade magnética ocorrida em 26 de novembro de 1994. Durante esta tempestade, foram observadas a fase positiva da tempestade ionosférica e a propagação de “Travelling Ionospheric Disturbances” (TIDs), porém a fase negativa não foi observada. Com o aumento global do número de estações receptoras do GPS, principalmente no hemisfério sul, Ho et al. (1998a,b) puderam observar o aumento conjugado do TEC em ambos os hemisférios, os aumentos sub-aurorais e diurnos em latitudes médias, a fase negativa das tempestades ionosféricas e a propagação das TIDs. Utilizando simulações do modelo “Termosphere-Ionosphere Electrodynamics General Circulation Model” (TIE-GCM) e mapas ionosféricos globais do TEC obtidos a partir de receptores do GPS pertencentes à rede global International GPS Service (IGS), Lu et al. (1998) estudaram a resposta ionosférica a uma tempestade geomagnética intensa ocorrida em 18-19 de outubro de 1995. Estes autores encontraram uma boa concordância entre o modelo e as observações nas regiões polares, onde a contribuição do TEC acima de 600 km (limite superior do TIE-GCM) é relativamente

pequena. O modelo indicou que o aumento na densidade eletrônica nas regiões E e F abaixo de 200 km está diretamente relacionada à entrada de energia magnetosférica através da precipitação auroral na ionosfera, enquanto que o decréscimo do TEC ocorreu principalmente devido ao aumento nas densidades do O₂ e N₂ na região F acima de 200 km. Os autores observaram uma assimetria hemisférica do TEC durante a fase de recuperação da tempestade, aparentemente relacionada ao aquecimento solar assimétrico, análogo às variações sazonais das tempestades ionosféricas. Basu et al. (2001a) estudaram os efeitos ionosféricos globais dos campos elétricos de penetração direta e dínamo perturbado nas variações do TEC e cintilações ionosféricas durante duas ejeções de massa coronal, sendo uma recorrente, que causaram tempestades magnéticas intensas em 22-23 de setembro e 18 de outubro de 1999, utilizando um protótipo do sistema de navegação baseado no GPS (“Wide Area Augmentation System” - WAAS) e medidas de satélites “Defense Meteorological Satellite Program” (DMSP) e “Republic of China Satellite-1” (ROCSAT-1). Os resultados deste estudo mostraram que os aumentos no TEC devidos aos campos elétricos magnetosféricos que penetram na ionosfera equatorial são maiores quando rápidas intensificações do índice Dst ocorrem no setor da tarde, próximo ao anoitecer; a extensão de longitude afetada durante uma tempestade magnética depende do tempo de duração das fases de desenvolvimento e recuperação da referida tempestade; os efeitos relativos ao dínamo perturbado e ao decréscimo da convecção magnetosférica na geração de irregularidades após a meia-noite são observados estar confinados ao mesmo setor de longitude que respondeu ativamente à penetração de campos elétricos no setor do anoitecer.

A maior parte das investigações sobre a resposta da ionosfera às tempestades magnéticas utilizando dados do GPS tem sido realizada com dados pertencentes a estações receptoras situadas principalmente no hemisfério norte. Musman et al. (1998) observaram o comportamento do TEC sobre os Estados Unidos durante a tempestade magnética ocorrida 10 de janeiro de 1997, enquanto Jakowski et al. (1999) utilizaram dados de estações receptoras situadas na Europa e América do Norte para estudar as variações do TEC ocorridas neste mesmo período. Os aumentos e decréscimos do TEC foram atribuídos às modificações na composição química dos constituintes neutros

devido aos ventos termosféricos e penetração direta de campos elétricos. Liu et al. (1999) utilizaram dados do TEC obtidos a partir do GPS para investigar o efeito das tempestades magnéticas, ocorridas em 10 de janeiro e 15 de maio de 1997, no conteúdo eletrônico total ionosférico sobre a região da anomalia equatorial, no setor Asiático. Estes autores observaram aumentos diurnos do TEC vertical na região da Anomalia Equatorial e o deslocamento de suas cristas na direção polar após o início súbito da tempestade sugerindo que, próximo ao equador geomagnético, os campos elétricos horizontais para leste devido ao dínamo atmosférico na região E foram intensificados durante o período diurno no dia 10 de janeiro de 1997, acentuando o efeito fonte. Aproximadamente 24-72 horas após o início da tempestade, os valores do TEC vertical decresceram significativamente e as cristas moveram-se na direção equatorial, indicando que o dínamo perturbado tenha influenciado os campos elétricos ionosféricos nas médias e baixas latitudes. Observações bidimensionais do TEC sobre o Japão durante a tempestade ocorrida em 3 de julho de 1997 (Saito et al., 1998) revelaram estruturas espaciais e evoluções temporais das TIDs. Investigações sobre a estrutura espacial e a evolução temporal das TIDs durante períodos magneticamente perturbados têm sido realizadas através de observações simultâneas do TEC calculado a partir de dados do GPS e imageadores all-sky medindo emissões de luminescência atmosférica em 630 nm (Garcia et al., 2000; Kelley et al. 2000; Saito et al., 2001). MacPherson et al. (2000) compararam medidas do TEC calculadas a partir do GPS com o TEC estimado através de um método de extrapolação da densidade eletrônica obtida a partir de dados do radar de espalhamento incoerente de Arecibo, durante o período magneticamente perturbado de 6-11 de janeiro de 1997, fornecendo um meio independente para futura calibração dos receptores do GPS localizados na região do Caribe e validação dos atrasos instrumentais dos satélites e receptores do GPS. Aponte et al. (2000) observaram significativos aumentos da densidade eletrônica sobre Arecibo através de medidas de radar de espalhamento incoerente e ionossonda durante uma tempestade magnética fraca ($Dst \sim 30nT$) prolongada, ocorrida em 17-18 de fevereiro de 1999. Mapas globais do TEC confirmam que os aumentos de densidade eletrônica ocorreram devido à expansão da anomalia equatorial na direção das latitudes polares. As observações sugerem que campos elétricos devido ao dínamo perturbado gerados pela tempestade prolongada

tenham sido responsáveis pela expansão da anomalia equatorial e aumentos do TEC. Baran et al. (2001) utilizaram medidas do GPS obtidas em mais de 100 estações receptoras para analisar a resposta do TEC à tempestade magnética de 22-24 de novembro de 1997. Estes autores observaram que os efeitos positivos do TEC prevaleceram em escala global sobre as latitudes médias e um significativo efeito negativo ocorreu em latitudes aurorais e sub-aurorais somente sobre a América do Norte. Afraimovich et al. (2002) mostraram a correlação existente entre as variações do TEC em períodos de curta duração e as emissões ópticas em 630 nm na frequência entre 0.4-4 mHz, durante a tempestade magnética intensa ocorrida em 6-8 de abril de 2000 utilizando medidas ópticas e medidas do TEC obtidas a partir de dados do GPS coletados em estações receptoras localizadas na Rússia e Ásia Central.

No setor americano, Skone (2000) utilizou observações do GPS obtidas em oito estações pertencentes à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC) para calcular as variações do TEC na região da anomalia equatorial (e gradientes espaciais associados), com o objetivo de investigar a acurácia da grade ionosférica de uma área extensa na região da anomalia equatorial durante a tempestade magnética ocorrida no período 26-28 de agosto de 1998. Fedrizzi et al. (2001a) utilizaram dados de sete estações receptoras do GPS distribuídas sobre a América do Sul e medidas de uma digissonda localizada na região equatorial brasileira para analisar o comportamento da ionosfera durante a tempestade ocorrida em 26 de agosto de 1998. Os aumentos e reduções do TEC observados por estes autores demonstraram estar associados às interações entre os ventos termosféricos perturbados e sazonais, e à presença de campos elétricos de penetração direta e dínamo perturbado. Fedrizzi et al. (2001b,c) analisaram os efeitos da tempestade magnética de 15-16 de julho de 2000 utilizando dados de estações pertencentes à RBMC e ao IGS, e observaram substanciais reduções do TEC sobre o equador magnético e aumentos de ionização na região da anomalia equatorial, cujas cristas se deslocaram para latitudes maiores. Dados de digissonda mostraram uma significativa elevação da ionosfera de baixas latitudes no mesmo período, indicando a presença de campos elétricos de penetração direta para leste. Basu et al. (2001b) utilizaram observações de superfície e medidas de satélite, incluindo dados do GPS

obtido nas estações receptoras de Fortaleza e Ascension Island, para investigar os efeitos da tempestade magnética de 15 de julho de 2000 sobre a ionosfera equatorial, quando um campo elétrico de penetração direta ocorreu durante a presença dos efeitos do dínamo perturbado. Coster et al. (2001; 2003) utilizaram dados de várias estações receptoras do GPS distribuídas no setor Americano para monitorar a resposta da ionosfera às tempestades magnéticas ocorrida em 15-16 de julho de 2000 e 31 de março de 2001. Medidas obtidas a partir do radar de espalhamento incoerente de Millstone Hill, observações do satélite DMSP e do sensor EUV a bordo do satélite “Imager for Magnetopause to Aurora Global Exploration” (IMAGE) também foram utilizadas para confirmar as observações fornecidas pelos dados do GPS: aumentos significativos no TEC devido à intensificação do efeito fonte causado pela penetração de campos elétricos para leste e advecção de plasma transportado das baixas latitudes para regiões de latitudes mais altas e setores de hora local que se aproximam do meio-dia (na direção oeste). Foster et al. (2002) concluíram que estes aumentos no TEC associados à advecção de plasma resultam da erosão da plasmasfera externa devido aos campos elétricos de polarização sub-aurorais.

Estes estudos têm demonstrado que as estruturas espacial e temporal da distribuição horizontal do plasma ionosférico e as perturbações associadas às tempestades magnéticas podem ser monitoradas pelo TEC obtido através do GPS (Jakowski et al., 2001, 2002; Coster et al., 2003). Devido à significativa cobertura de dados proporcionada pelo sistema GPS, o TEC obtido a partir das observáveis deste sistema global de posicionamento possibilita uma investigação detalhada sobre o comportamento da ionosfera regional e global, contribuindo para um melhor entendimento dos processos de acoplamento entre magnetosfera, ionosfera e termosfera, e processos físicos e químicos que ocorrem na ionosfera durante períodos magneticamente perturbados.

1.2 Importância da Pesquisa

Apesar do significativo progresso obtido nos estudos sobre a resposta da ionosfera às tempestades magnéticas, existem ainda muitas questões a serem investigadas para um melhor entendimento dos processos de acoplamento de energia entre o Sol e a Terra (Prölss, 1995; Prölss, 1997; Abdu, 1997; Fejer, 1997; Fuller-Rowell et al., 1997; Buonsanto, 1999; Rodger e Jarvis, 2000). Várias técnicas de observação, tais como sinais de rádio transionosféricos, medidas de ionossondas e radares de espalhamento incoerente, têm sido utilizadas para estudar o comportamento da ionosfera. Estudos ionosféricos anteriores foram baseados principalmente em medidas obtidas a partir de uma única estação ou redes de estações locais. Satélites orbitando isoladamente e transportando sensores ionosféricos também não podem monitorar adequadamente a resposta da ionosfera às tempestades magnéticas devido à ausência de uma cobertura global instantânea. Por esta razão, a variabilidade diária da ionosfera, particularmente durante os períodos de tempestade, ainda não se encontra completamente compreendida em escala global.

O entendimento dos processos de acoplamento entre a magnetosfera e a ionosfera-termosfera requer um sistema de monitoramento global continuamente em operação. A utilização de observações globais simultâneas para monitorar a ionosfera, tais como as observações realizadas com a extensa rede de receptores GPS, pode identificar as variações globais do TEC ionosférico durante uma tempestade magnética, incluindo o movimento, a expansão e a intensidade das regiões perturbadas, auxiliando na classificação e interpretação destas variações globais (Ho et al., 1996).

Apesar do grande número de receptores GPS distribuídos mundialmente (SOPAC, 2003), a maior parte das estações receptoras estão situadas no hemisfério norte, principalmente nas médias latitudes (Figura 1.4). Devido ao número reduzido de estações receptoras existentes no hemisfério sul e à conseqüente escassez de medidas do TEC, os modelos atualmente utilizados no monitoramento global do TEC não

representam precisamente a ionosfera nesta região (Wilson et al.,1995; Ho et al., 1997; Mannucci et al., 1998; Iijima et al., 1999).

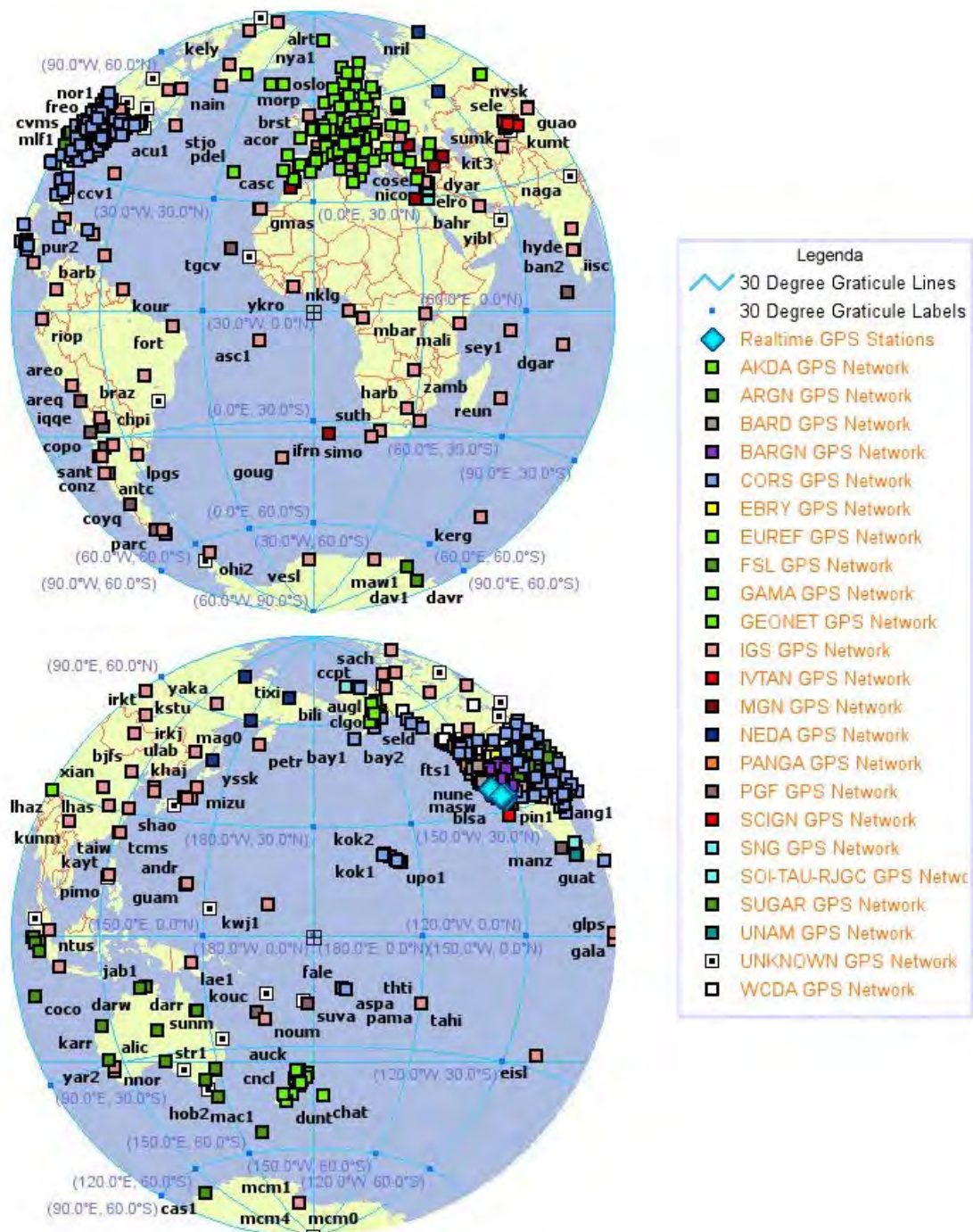


FIGURA 1.4 - Estações receptoras do GPS (Janeiro/2004).

FONTE: SOPAC (2004).

O Brasil possui uma rede de estações receptoras do GPS, a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), cuja responsabilidade e coordenação pertence ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2003) e conta atualmente com 15 estações receptoras permanentes (Figura 1.5). A utilização dos dados da RBMC nos modelos globais do TEC proporciona uma melhor representatividade do comportamento da ionosfera na região brasileira, possibilitando um estudo mais detalhado de fenômenos que ocorrem na ionosfera de baixas latitudes e região da América do Sul, tais como a anomalia equatorial e a anomalia magnética do Atlântico Sul (cujo centro encontra-se atualmente sobre a região sul do Brasil, aproximadamente sobre a latitude geográfica de 30°S).

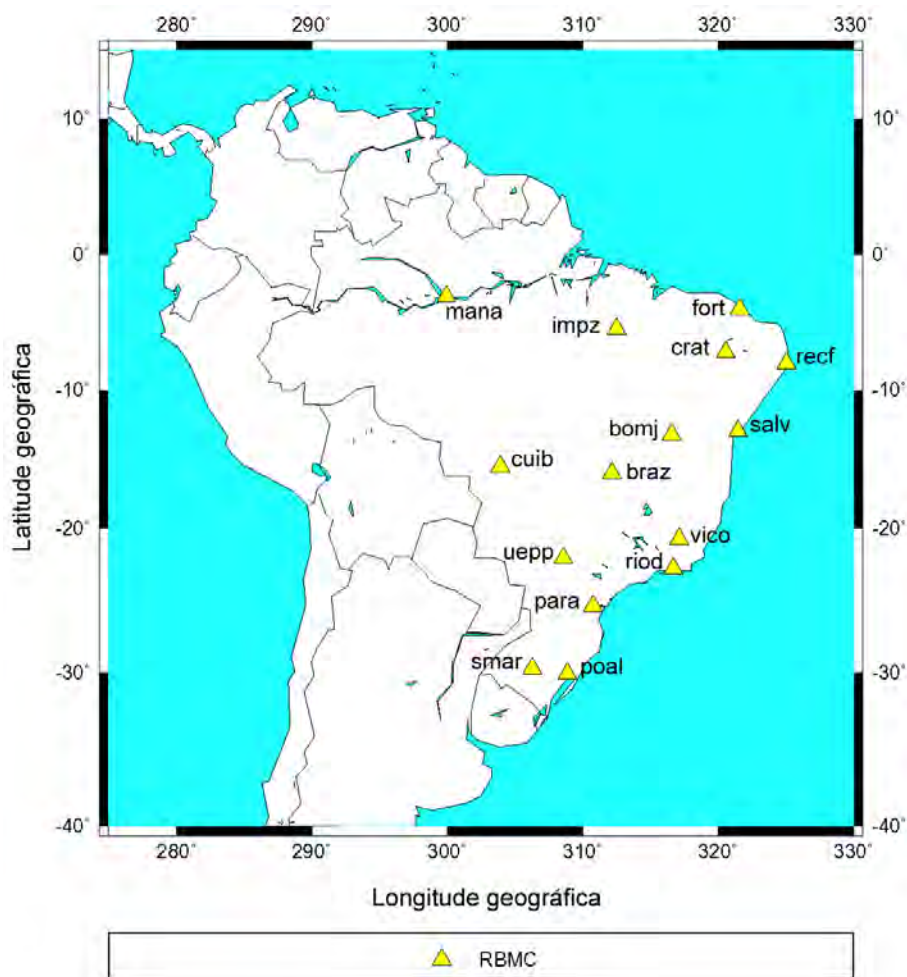


FIGURA 1.5 - Estações receptoras do GPS pertencentes à rede RBMC (Setembro/2003). As estações de Brasília (braz) e Fortaleza (fort) também pertencem à rede IGS.

Os primeiros estudos realizados no Brasil com o objetivo de analisar o impacto de condições ionosféricas severas no GPS e utilizar este sistema de navegação como ferramenta para monitorar a ionosfera ocorreram em 1991 e 1992, durante as campanhas BRASION'91 (BRASil-IONosfera) e BRASION'92 (Wanninger et al., 1991; Wanninger et al., 1992; Campos et al., 1993). No Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), o estudo da ionosfera com dados do TEC obtidos a partir do GPS teve início em 1997 (Kantor e Fedrizzi, 1997; Fedrizzi, 1999), utilizando estações receptoras pertencentes à rede IGS localizadas na região Sul-Americana (apenas 7 estações em 1996, sendo 2 instaladas no Brasil). No Brasil, a utilização do GPS para a determinação do TEC vem sendo realizada em raras instituições como, por exemplo, o Departamento de Cartografia da Universidade Estadual Paulista (UNESP), em Presidente Prudente, e o Laboratório de Topografia e Geodésia pertencente ao Departamento de Engenharia de Transportes da Escola Politécnica da USP, em São Paulo. Na UNESP, um modelo regional da ionosfera (Mod_Ion) foi desenvolvido para calcular o atraso ionosférico na portadora L1 com a finalidade de reduzir o erro nas medidas de posicionamento fornecidas pelos receptores GPS de uma única frequência no Brasil (Camargo et al., 2001). O modelo Mod_Ion, baseado na diferença entre as observáveis do GPS nas portadoras L1 e L2, também calcula o TEC utilizado na produção de mapas ionosféricos para a região brasileira (Camargo e Dal Poz, 2002). A criação de uma série histórica do TEC entre 1997 e 2001, em intervalos de duas horas, para as estações que compõem a RBMC, foi realizada por Fonseca Jr. (2002), na Escola Politécnica da USP. Este trabalho, que inclui adicionais contribuições, faz parte de um programa que tem por objetivo divulgar de forma sistemática informações sobre o comportamento do TEC para usuários do GPS de uma única frequência, para aqueles que desejarem solucionar as ambigüidades em bases longas, para pesquisadores que necessitem de informações sobre o TEC, entre outros. Por outro lado, mapas do TEC obtidos a partir das observáveis do GPS vêm sendo produzidos pelas instituições Jet Propulsion Laboratory (JPL), Centre for Orbit Determination in Europe (CODE), Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR), European Space Operations Center (ESOC), Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), Natural Resources Canada (NRCan) e University of New Brunswick (UNB), em um esforço conjunto da comunidade científica para obter

informações precisas sobre o comportamento ionosférico regional e global para fins de previsão do clima espacial, monitoramento de irregularidades ionosféricas, calibrações ionosféricas para missões espaciais e sistemas de navegação, entre outras aplicações (Wilson et al., 1995; Komjathy, 1997; Mannucci et al., 1998; Iijima et al., 1999; Mannucci et al., 1999a; AIUB, 2004; DLR, 2003; JPL, 2003). Neste contexto, o IGS Ionosphere Working Group (Iono_WG), formado pelas instituições JPL, CODE, UPC, NRCan e ESOC, foi criado em 1998 com o objetivo de fornecer rotineiramente mapas globais do TEC com resolução de 2 horas e estimativas diárias dos atrasos instrumentais diferenciados dos satélites e receptores (DCBs). A médio e longo prazo, este grupo pretende desenvolver modelos ionosféricos mais sofisticados e verificar a disponibilidade em tempo quase-real dos produtos ionosféricos fornecidos pelo IGS (ESOC, 2004).

Em geral, na elaboração de mapas globais do TEC são utilizados dados de aproximadamente 100-150 estações receptoras do GPS (Orús et al., 2002; Wilson, 2002; AIUB, 2004), um número relativamente baixo considerando que atualmente existem mais de 1800 estações distribuídas em torno do globo, cujos dados estão disponíveis on-line. A observação de estruturas ionosféricas (tais como a anomalia equatorial, TIDs, anomalia magnética do Atlântico Sul, depressões ionosféricas, plumas de ionização, etc.), especialmente durante os períodos de tempestade magnética, requer a utilização de um número de dados suficientemente grande para cobrir a região em estudo, mesmo quando modelos climatológicos ionosféricos são combinados às observáveis do GPS para auxiliar na estimativa de valores do TEC que suavizem os gradientes horizontais sobre regiões remotas e áreas oceânicas (Mannucci et al., 1999a,b; Iijima et al., 1999; Hernández-Pajares et al., 1999). Exemplos de mapas do TEC para a região da América do Norte com resolução espacial e temporal capazes de detectar estruturas ionosféricas que ocorrem em períodos magneticamente perturbados podem ser encontrados em Coster et al. (2001).

No Brasil, apesar da existência de modelos que geram mapas ionosféricos para a região brasileira (Camargo e Dal Poz, 2002; Fonseca Jr., 2002), ainda não existe um software

capaz de produzir mapas globais do TEC onde tais estruturas ionosféricas possam ser observadas. Entretanto, uma colaboração com a Universidade de New Brunswick¹ possibilitou o acesso ao software UNB Ionospheric Modelling Technique (UNB-IMT), desenvolvido por Komjathy (1997) para calcular o TEC a partir das observáveis do GPS com o objetivo de fornecer correções ionosféricas para sistemas de comunicação, vigilância e navegação que operam em uma única frequência, além de proporcionar aos cientistas a oportunidade de aprofundar os estudos sobre a variação temporal e espacial da ionosfera global. Komjathy (1997) demonstrou a capacidade do modelo em monitorar a resposta da ionosfera a tempestades magnéticas comparando o TEC obtido através do UNB-IMT com medidas do TEC obtidas a partir do TOPEX/Poseidon (2003), modelos ionosféricos e plasmasféricos e mapas globais produzidos pelo JPL, para dois dias magneticamente perturbados (07/04/1995 e 19/10/1995). O software UNB-IMT demonstrou ter um grande potencial para a realização de investigações sobre o comportamento do TEC em escalas regionais e globais, e vem contribuir para o estudo da ionosfera na região brasileira, onde existem vários fenômenos típicos de baixas latitudes que afetam significativamente a recepção dos sinais do GPS, tais como a anomalia equatorial e as irregularidades ionosféricas.

As flutuações na fase e amplitude dos sinais de rádio transionosféricos causadas por irregularidades ionosféricas são denominadas de cintilações (Hargreaves, 1992; Rodrigues et al, 2003; de Paula et al., 2003). Em baixas latitudes, as cintilações são possivelmente causadas por instabilidades de plasma Rayleigh-Taylor. Na região brasileira, as cintilações ocorrem à noite, aproximadamente entre 20:00 LT e 01:00 LT (dependendo da atividade solar), e nos meses de Setembro a Abril, apresentando as magnitudes máximas nos meses de equinócio (Rodrigues et al, 2003).

A utilização do GPS na determinação do TEC pode contribuir para o desenvolvimento de atividades tais como: monitoramento da dissipação do fluxo de energia e dos processos de transporte que ocorrem na ionosfera durante períodos magneticamente calmos e perturbados; aperfeiçoamento dos modelos globais do TEC e previsão do

¹ University of New Brunswick, Fredericton, NB, Canada.

clima espacial; aperfeiçoamento de modelos ionosféricos empíricos, tais como o International Reference Ionosphere (IRI); desenvolvimento de modelos ionosféricos regionais para calibração dos sistemas de posicionamento e navegação; monitoramento das irregularidades ionosféricas; estimativa do conteúdo eletrônico plasmasférico. Assim, espera-se que os resultados gerados neste estudo sejam de grande utilidade, tanto para os usuários do GPS como para o estudo da ionosfera e seus fenômenos sobre a região brasileira.

1.3 Principais Contribuições

A utilização do UNB-IMT para a determinação do conteúdo eletrônico total proporcionou a oportunidade de interagir com um software de grande potencial no estudo da ionosfera regional e global a partir das observáveis do GPS. Por outro lado, os dados fornecidos pelas estações receptoras do GPS pertencentes à RBMC tiveram um papel fundamental na análise do comportamento do TEC sobre a região brasileira durante períodos magneticamente perturbados. A resolução temporal e espacial fornecida pelos mapas do TEC mostrou os efeitos das tempestades magnéticas em estruturas ionosféricas tais como a anomalia equatorial e gradientes do TEC, em escalas regional e global.

Neste trabalho, o estudo dos efeitos das tempestades magnéticas na ionosfera foi complementado com informações obtidas a partir de medidas de ionossondas, buscando identificar as causas para as variações observadas no comportamento do TEC. Entre as principais razões para os aumentos do TEC estão a intensificação do efeito fonte devido à penetração direta de campos elétricos magnetosféricos para leste e o efeito dos ventos termosféricos perturbados (que fluem da direção equatorial e transportam a ionização para cima ao longo das linhas do campo geomagnético, onde a taxa de recombinação é menor). Estes ventos também são responsáveis pelas reduções de ionização quando transportam a zona de composição perturbada para latitudes menores, produzindo a fase negativa das tempestades ionosféricas. Os decréscimos do TEC também foram

decorrentes do deslocamento da depressão de média latitude ou depressão principal (“mid-latitude trough” ou “main trough”) na direção de latitudes mais baixas.

Os melhoramentos implementados no software UNB-IMT foram: a resolução de problema relativo ao bug do milênio (Y2K) e outros problemas; a implementação de uma versão mais recente da sub-rotina “PhasEdit”, com o objetivo de aperfeiçoar o processo de detecção das perdas de ciclo e melhorar a qualidade final dos valores de TEC; e a modificação do software para obter mapas do TEC em intervalos de 15 minutos e 5 minutos (originalmente, os mapas do TEC eram produzidos em intervalos de 1 hora).

1.4 Estrutura da Tese

Capítulo 1 – Introdução: Uma breve apresentação do conteúdo tratado neste trabalho, os trabalhos desenvolvidos na área, a importância desta pesquisa e suas contribuições estão descritas neste capítulo.

Capítulo 2 – Resposta do Sistema Termosfera-Ionosfera às Tempestades Magnéticas: Neste capítulo são descritos os processos que fazem parte da complexa cadeia de relações Sol-Terra durante a ocorrência de tempestades magnéticas, incluindo o acoplamento elétrico entre vento solar, magnetosfera e ionosfera, a penetração de campos elétricos na ionosfera, o efeito dos ventos termosféricos induzidos e o comportamento do conteúdo eletrônico total em períodos magneticamente perturbados. Algumas definições e conceitos importantes relacionados aos fenômenos que afetam o sistema termosfera-ionosfera durante períodos de tempestades magnéticas também são apresentados.

Capítulo 3 – Efeitos da Ionosfera sobre os Sinais do GPS: A teoria e os fundamentos matemáticos que envolvem a propagação de ondas na ionosfera e os

efeitos desta camada atmosférica na propagação de sinais do GPS são apresentados neste capítulo.

Capítulo 4 – Sistema de Posicionamento Global (GPS): Informações gerais sobre o Sistema de Posicionamento Global são apresentadas neste capítulo, incluindo sistemas de tempo e calendário, determinação do posicionamento, estrutura do sinal, funcionamento dos receptores e aplicações do GPS.

Capítulo 5 – Determinação do Conteúdo Eletrônico Total Utilizando as Observáveis do GPS: Neste capítulo, apresenta-se a definição das observáveis do GPS, os fatores que afetam estas medidas e a descrição do método utilizado para obtenção do TEC.

Capítulo 6 – O Software UNB Ionospheric Modelling Technique: Uma descrição do software UNB-IMT é apresentada neste capítulo. Este programa é formado por quatro módulos, mas apenas os três módulos utilizados na determinação do TEC são detalhados neste capítulo.

Capítulo 7 – Resultados e Discussões: Algumas informações importantes a respeito do desenvolvimento deste trabalho e aprimoramento dos resultados são descritas inicialmente neste capítulo. Em seguida, analisam-se os efeitos de duas tempestades magnéticas intensas na ionosfera sobre o setor Sul-Americano e na ionosfera global. Finalmente, destaca-se a importância da RBMC no estudo da ionosfera sobre a região brasileira.

Capítulo 8 – Conclusões e Sugestões para Trabalhos Futuros: Neste capítulo, apresentam-se as conclusões do trabalho realizado, as possibilidades existentes para o aperfeiçoamento do software UNB-IMT e algumas sugestões de tópicos para investigação futura.

CAPÍTULO 2

RESPOSTA DO SISTEMA TERMOSFERA-IONOSFERA ÀS TEMPESTADES MAGNÉTICAS

As perturbações da atmosfera superior neutra e ionizada associadas às tempestades magnéticas continua sendo um dos assuntos mais desafiantes da física desta região atmosférica. Apesar dos avanços obtidos no entendimento dos processos de acoplamento entre a magnetosfera e o sistema termosfera-ionosfera durante os períodos magneticamente perturbados, existem ainda inúmeras questões a serem investigadas (Prölss, 1995; Prölss, 1997; Abdu, 1997; Fejer, 1997; Fuller-Rowell et al., 1997; Buonsanto, 1999; Rodger e Jarvis, 2000).

Durante as tempestades magnéticas, uma significativa quantidade de energia proveniente do vento solar é transferida para o sistema magnetosfera-termosfera-ionosfera, produzindo um aumento na precipitação de partículas, intensificando os campos elétricos de convecção e as correntes na ionosfera de altas latitudes. O conseqüente aumento da condutividade ionosférica, o aquecimento Joule e o arrasto iônico na atmosfera superior polar afetam globalmente a dinâmica e a estrutura da termosfera e ionosfera. A expansão resultante do aquecimento da termosfera em altas latitudes produz gradientes de pressão que geram ventos neutros fluindo na direção equatorial. A circulação termosférica perturbada altera a composição neutra e move o plasma ao longo das linhas de campo magnético, modificando as taxas de produção e recombinação das espécies ionizadas. Os ventos neutros perturbados, sob a influência do campo magnético terrestre e ação da força de Coriolis, produzem campos elétricos de polarização em médias e baixas latitudes através do efeito dínamo, enquanto que campos elétricos magnetosféricos podem penetrar na ionosfera de baixas latitudes, modificando a eletrodinâmica e a estrutura nesta região da atmosfera superior.

Todos estes processos fazem parte da complexa cadeia de relações Sol-Terra, que apresenta inúmeras peculiaridades em períodos magneticamente perturbados. Alguns destes mecanismos serão descritos neste capítulo, assim como algumas definições e

conceitos importantes relacionados aos fenômenos que afetam o sistema termosfera-ionosfera durante a ocorrência de tempestades magnéticas.

2.1 Índices Magnéticos

Os índices magnéticos mais frequentemente utilizados para determinar a intensidade e a duração das tempestades magnéticas são os índices “Disturbance Storm-Time” (Dst), “planetarische Kennziffer” ou índice planetário (Kp) e “Auroral Electrojet” (AE).

O índice Dst, desenvolvido como uma medida da componente simétrica da corrente de anel, é obtido a partir de magnetogramas de baixas latitudes, em unidades de nanoTeslas (nT) e resolução temporal de uma hora. Para a determinação deste índice, utiliza-se a medida da componente horizontal (**H**) do campo magnético terrestre de superfície fornecida por estações localizadas em baixas latitudes e distribuídas longitudinalmente. Após a subtração da componente de períodos calmos, o valor médio das componentes **H** das estações contribuintes é calculado e multiplicado pela secante da latitude média das estações contribuintes (Rostoker et al., 1997). O Dst contém contribuições de sistemas de correntes que não são azimutalmente simétricas (ex. corrente de anel assimétrica, corrente da cauda magnética e contribuições da componente **H** provenientes das correntes alinhadas ao campo (“field-aligned currents” - FACs) e, portanto, deve ser considerado como sendo o valor da corrente de anel simétrica mais um “erro” associado com as contribuições de outros sistemas de correntes (Rostoker et al., 1997). As variações positivas que ocorrem no Dst são geralmente uma consequência decorrente da compressão da magnetosfera causada pelo aumento da pressão devido ao vento solar (Sugiura e Kamei, 2000).

A resolução temporal do índice Dst não é adequada para determinados estudos envolvendo tempestades magnéticas. Portanto, neste trabalho, o índice SYH-H será utilizado para analisar os efeitos causados pela intensificação da corrente de anel na ionosfera. O índice SYM-H apresenta resolução de 1 minuto e segue essencialmente as

mesmas variações do Dst, porém é obtido a partir de um conjunto diferente de estações e referenciados a um sistema de coordenadas diferentes (Iyemori et al., 2003).

O índice planetário K_p representa a média do índice K , obtido a partir de 13 observatórios distribuídos globalmente entre as latitudes geomagnéticas de 48°N e 63°N e 43°S e 48°S (GFZ, 2003). O índice K é um índice local quase-logaritmo que contém as variações ocorridas na atividade magnética (em intervalos de 3 horas) relativas à curva do dia quieto para um determinado observatório magnético. Tais medidas são convertidas em uma escala quase-logarítmica cujos valores variam da seguinte forma (Wrenn et al., 1987): muito calmo ($K_p = 0$ a 1), calmo ($K_p = 1$ a 2^-), normal ($K_p = 2^-$ a 3^+), perturbado ($K_p = 3^+$ a 4^+) e muito perturbado ($K_p = 4^+$ a 9).

O índice K_p possui a capacidade de descrever o estado geral da atividade geomagnética planetária, pois ele contém as contribuições devido à corrente de anel e aos eletrojetos equatorial e auroral. Todavia, o estudo da atividade geomagnética na região auroral requer a utilização de um índice magnético que maximize a contribuição do eletrojato auroral. Neste caso, utiliza-se o índice AE, obtido a partir de medidas das variações da componente horizontal do campo geomagnético \mathbf{H} , coletadas em observatórios selecionados e distribuídos uniformemente ao longo da região auroral no hemisfério norte (Kamei et al., 2000). Os dados são normalizados em relação a um valor base mensal para cada estação (média de todos os dados da estação para os cinco dias mais calmos estabelecidos de acordo com critérios internacionais) que, posteriormente, é subtraído dos dados obtidos para cada minuto do mês considerado. Os valores maior e menor são selecionados entre os dados de todas as estações para uma determinada hora universal, os quais correspondem aos índices AU e AL, respectivamente. Tais valores formam as envoltórias superior (“upper”) e inferior (“lower”) da superposição dos gráficos obtidos a partir dos dados das estações, representados em função da hora universal. A diferença, $AU - AL$, corresponde ao índice AE, enquanto que o valor médio $(AU + AL)/2$ define o índice AO. Os índices AU e AL são destinados a expressar a mais intensa corrente do eletrojato auroral, respectivamente, para leste (“eastward”) e para oeste (“westward”); o índice AE representa a atividade global dos

eletrojatos, ou seja, a amplitude máxima total das correntes dos eletrojatos para leste e para oeste (Rostoker, 1972); e o índice AO fornece uma medida da corrente zonal equivalente (Kamei et al., 2000).

2.2 Tempestades Magnéticas

As emissões supersônicas de plasma provenientes do vento solar ocorrem continuamente, confinando e distorcendo o campo magnético terrestre em uma cavidade com uma longa cauda que se estende por centenas de raios terrestres na direção anti-solar. Esta cavidade denomina-se magnetosfera (Figura 2.1), e responde prontamente às mudanças nas várias emissões solares (Russel, 2003).

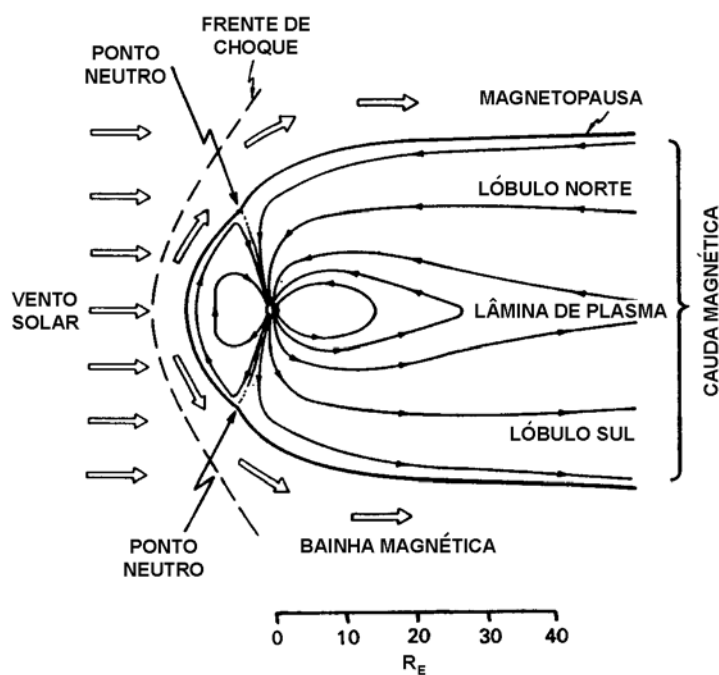


FIGURA 2.1 - Seção transversal norte-sul da cavidade geomagnética e do fluxo de plasma externo, mostrando a magnetopausa e a frente de choque.

FONTE: Hargreaves (1995, p.152).

Os eventos de plasma de alta-velocidade que são conduzidos por ondas de choque, tais como as ejeções de massa coronal (“coronal mass ejections” – CME) provenientes do

Sol e os “solar flares”, não têm acesso direto à atmosfera e ionosfera da Terra. O plasma do vento solar flui em torno da magnetosfera protetora que é formada pelo campo magnético interno da Terra, desviando o campo magnético e o plasma interplanetários. Quando a componente norte-sul (B_z) do campo magnético interplanetário (“interplanetary magnetic field” – IMF) aponta na direção sul, as linhas do campo magnético terrestre conectam-se às linhas do IMF sobre as calotas polares sendo, em seguida, transportadas pelo vento solar para o lado noturno da Terra e reconectando-se na cauda da magnetosfera (Figura 2.2). A tensão magnética dos campos recém conectados na cauda arrasta estes campos e o plasma na direção noturna da Terra. 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, assim como à força devido aos efeitos de giro das partículas. Para cargas de mesmo sinal, estas forças agem em consonância, 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 decresce a intensidade do campo magnético terrestre e um aumento na sua intensidade é o primeiro indicador de uma tempestade magnética (Tsurutani e Gonzalez, 1998).

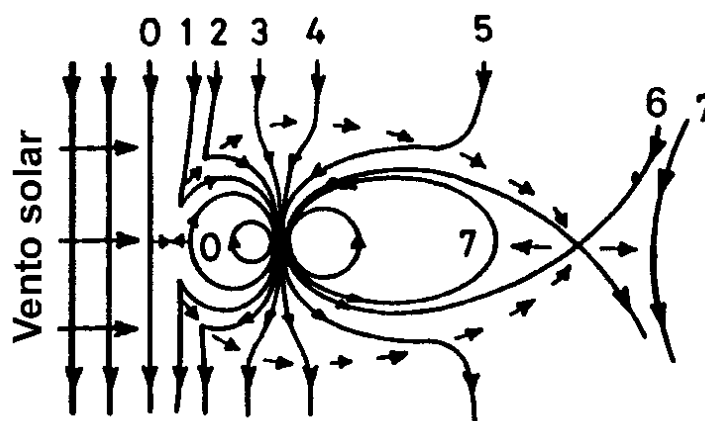


FIGURA 2.2 - Circulação devido ao fluxo do vento solar. Os números 0-7 indicam as sucessivas posições da linha do campo magnético interplanetário.

FONTE: Hargreaves (1995, p.158).

De acordo com Gonzalez et al. (1994), a tempestade magnética é definida como um intervalo de tempo quando um campo elétrico de convecção interplanetário de longa duração e suficientemente intenso produz, através de uma substancial energização no sistema magnetosfera-ionosfera, uma corrente de anel suficientemente intensa para exceder o limiar da magnitude do índice Dst, o qual quantifica a intensidade da tempestade. Considera-se que uma tempestade é fraca quando o Dst apresenta valores que variam entre -30 nT e -50 nT; moderada quando o Dst varia entre -50 nT e -100 nT; intensa para valores entre -100 nT e -250 nT e muito intensas as tempestades com valores menores (mais negativos) ou iguais a -250 nT.

Os intensos campos elétricos de convecção interplanetários amanhecer-anoitecer, associados com a passagem de um campo magnético interplanetário dirigido para sul durante intervalos de tempo suficientemente longos, são a principal causa das tempestades magnéticas na Terra (Gonzalez et al., 1994). Estes campos elétricos são formados quando o vento solar flui através de um IMF cuja direção é sul (B_z). Tsurutani et al. (1992) demonstraram que a velocidade do vento solar é menos importante do que o B_z na formação de intensos campos elétricos de convecção interplanetários. Tempestades intensas com picos $Dst \leq -100$ nT são principalmente causadas por intensos campos $B_z \geq 10$ nT com duração maior do que 3 horas, de acordo com Gonzalez et al. (1994). Valores limites do Dst, B_z e ΔT para tempestades magnéticas, com um nível de ocorrência de 80%, são apresentados na TABELA 2.1. As condições limites para tempestades fracas são equivalentes àquelas esperadas para sub-tempestades típicas.

TABELA 2.1 – Classificação das Tempestades Magnéticas.

<i>Intensidade da Tempestade</i>	<i>Dst (nT)</i>	<i>Bz (nT)</i>	<i>ΔT (h)</i>
Intensa	-100	-10	3
Moderada	-50	-5	2
Fraca (Típica Sub-Tempestade)	-30	-3	1

FONTE: Gonzalez et al. (1994).

As tempestades mais intensas são frequentemente relacionadas às ejeções de massa coronal provenientes do Sol (Oulu, 2003). Nestes casos, o aumento da velocidade do vento solar acompanhado pela passagem do IMF na direção sul, pode resultar em um início súbito da tempestade (“Sudden Storm Commencement” – SSC). O SSC é uma consequência do aumento da pressão dinâmica do vento solar sobre a magnetopausa no lado diurno e caracteriza o início da fase inicial de uma tempestade magnética. Porém, o SSC não é considerado ser uma componente necessária da tempestade. A duração da fase inicial pode variar desde minutos até algumas horas, quando o Dst aumenta para valores positivos e pode alcançar algumas dezenas de nT. Em seguida, na fase principal, a corrente de anel é intensificada causando um decréscimo no índice Dst que pode alcançar valores negativos de centenas de nT. A fase principal tem uma duração que varia desde meia hora até várias horas. Finalmente, após um período variando entre dezenas de horas e uma semana, o Dst gradualmente retorna ao nível normal na fase de recuperação. A Figura 2.3 ilustra as fases típicas de uma tempestade magnética.



FIGURA 2.3 - Fases de uma tempestade magnética.

FONTE: de Paula (1987, p. 11).

A atividade magnética tem uma variabilidade sazonal com um máximo nos equinócios e tende a aumentar durante a fase descendente do ciclo solar, próximo ao mínimo solar.

Todavia, as tempestades intensas tendem a apresentar dois picos dentro do ciclo solar, um deles um pouco anterior ou no período de máximo solar e o outro 2-3 anos após o máximo solar (Gonzalez et al., 1994).

2.3 Sub-Tempestades Magnéticas

Muitos pesquisadores acreditam que as tempestades magnéticas desenvolvem-se como resultado da ocorrência freqüente de sub-tempestades (Gonzalez et al., 1994; Rostoker et al, 1997; Lui, 2000). Enquanto uma tempestade intensa pode ser acompanhada por sub-tempestades intensas e freqüentes, sub-tempestades intensas também podem ocorrer na ausência de uma tempestade intensa. Uma sub-tempestade magnetosférica é um processo transiente, iniciado no lado noturno da Terra, através do qual uma significativa quantidade de energia derivada da interação vento solar-magnetosfera é depositada na magnetosfera e ionosfera auroral. Ambos os fenômenos de tempestade e sub-tempestade devem sua origem a processos físicos nos quais a energia proveniente do vento solar é redistribuída no sistema magnetosfera-ionosfera (Gonzalez et al., 1994). O fluxo desta energia e a eficiência com que a mesma é acoplada na magnetosfera são importantes fatores a serem considerados durante a ocorrência de tempestades e sub-tempestades magnéticas.

Durante períodos de ocorrência de uma sub-tempestade, a energia do vento solar depositada na magnetosfera interna pode resultar na formação da corrente de anel parcial, que é conectada aos eletrojetos aurorais através das FACs, conforme a ilustração da Figura 2.4. As sub-tempestades intensas que ocorrerem sucessivamente, enquanto os efeitos das sub-tempestades anteriores ainda permanecem em termos de corrente de anel parcial, podem tornar maior a extensão em hora local daquela corrente de anel parcial e expandi-las em uma corrente de anel simétrica associada com a fase principal de uma tempestade magnética. Adicionalmente, a injeção de plasma associada com intensas sub-tempestades que ocorrem durante a fase principal de uma tempestade magnética pode acontecer sobre uma ampla extensão de longitude, de forma que as

sucessivas injeções necessitem de pouco tempo para a formação da corrente de anel simétrica (Gonzalez et al., 1994).

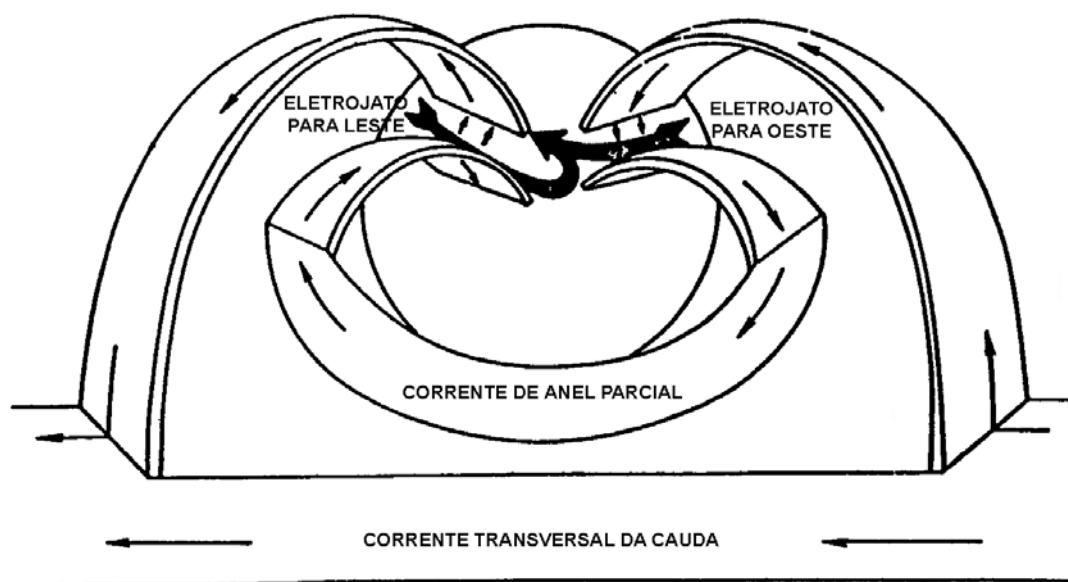


FIGURA 2.4 - Uma possível conexão entre as correntes magnetosféricas e ionosféricas.

FONTE: Hargreaves (1995, p.203).

Existem 4 categorias de modelos que tentam explicar a causa das sub-tempestades, de acordo com Lui (2000). O primeiro está relacionado a instabilidades de plasma ou redução do campo elétrico magnetosférico na região próxima à Terra; o segundo está associado à reconexão magnética que ocorre no meio da cauda magnetosférica; o terceiro trata do acoplamento ionosfera-magnetosfera; e o quarto preocupa-se com as características estatísticas das sub-tempestades. Uma avaliação das observações e destes modelos sugere que o início da sub-tempestade pode não ser atribuído somente a um único processo físico. Este assunto, porém, não será tratado neste trabalho.

As sub-tempestades também apresentam 3 fases características: crescimento, expansão e recuperação (Hargreaves, 1995; Rostoker et al., 1997; Lui, 2000; Oulu, 2003). A fase de crescimento dura aproximadamente uma hora e normalmente inicia com a inversão do IMF para sul, o que aumenta o campo elétrico de convecção à medida que a energia do vento solar é transferida para a magnetosfera via reconexão entre as linhas de campo

interplanetárias e magnetosféricas. Um aumento da erosão ocorre na parte frontal da magnetosfera e a lâmina de plasma (“plasma sheet”) torna-se mais delgada, devido ao aumento na intensidade do campo do lóbulo da cauda (“tail lobe field”), conforme ilustrado na Figura 2.5. A corrente transversal da cauda (“cross-tail current”) aumenta, levando a um estiramento das linhas de campo da cauda magnetosférica (“magnetotail”), na região próxima à Terra. Na ionosfera, o tamanho da calota polar (“polar cap”) aumenta à medida que os eletrojetos ionosféricos se intensificam na região polar.

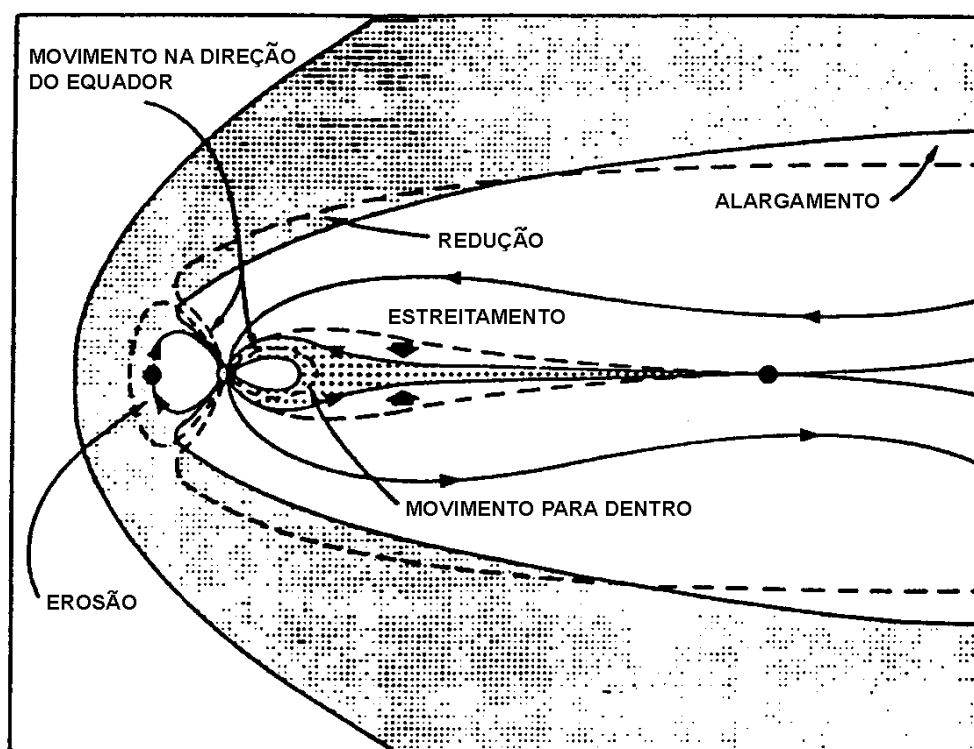


FIGURA 2.5 - Modificações na magnetosfera durante a fase de crescimento de uma sub-tempestade.

FONTE: Hargreaves (1995, p.197).

A fase de expansão dura tipicamente 30 minutos (variando de 10 min a 2h) e começa com a formação de uma linha neutra mais próxima da Terra do que em dias magneticamente calmos. A configuração na forma de cauda distendida (“stretched tail-like”), desenvolvida durante a fase de crescimento, relaxa abruptamente para a

geometria de campo na forma dipolar (“dipolar-like”). Na magnetosfera, o fluxo de elétrons energéticos aumenta na direção da Terra dentro da região da lâmina de plasma próxima à Terra e plasmóides são detectados na extensão da cauda magnetosférica. Parte da corrente transversal da cauda desaparece na corrente de interrupção, que se fecha no sistema de correntes ionosféricas, criando a “substorm current wedge” (SCW). Esta corrente forma-se à medida que a corrente transversal da cauda é desviada através de um circuito (Figura 2.6) consistindo das FACs na direção da ionosfera terrestre, um eletrojato auroral para oeste na ionosfera e as FACs na direção da cauda magnetosférica. Na ionosfera, a aurora expande no lado noturno. Eventos de precipitação de prótons de longa duração em baixas latitudes são observados ocorrer durante várias horas após intensas sub-tempestades. De acordo com Rostoker et al. (1997), a fase principal de uma tempestade magnética, durante a qual ocorre o desenvolvimento da corrente de anel, é tipicamente acompanhada pela atividade da fase de expansão de uma sub-tempestade, sugerindo que as perturbações das sub-tempestades desempenham um papel no crescimento da corrente de anel.

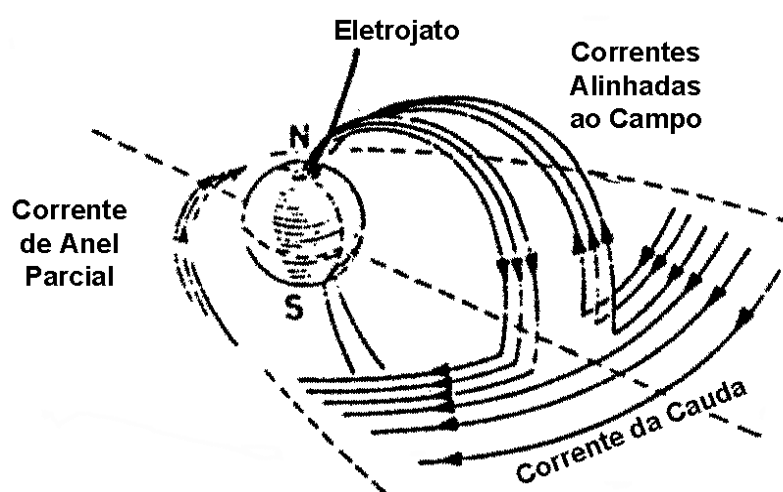


FIGURA 2.6 - Ilustração das correntes durante uma sub-tempestade.

FONTE: Hargreaves (1995, p.202).

A fase de recuperação de uma sub-tempestade tem a duração aproximada de 1 hora e inicia quando a região da cauda situada entre duas linhas neutras (ou seja, um plasmóide) é ejetada ao longo da cauda magnetosférica. Na ionosfera, ocorrem eventos

associados ao campo elétrico sub-auroral, tais como as depressões ionosféricas (“troughs”). A lâmina de plasma recupera-se. A magnetosfera retorna ao seu estado de pré-tempestade. A Figura 2.7 apresenta uma ilustração da provável seqüência de eventos que ocorrem em uma sub-tempestade.

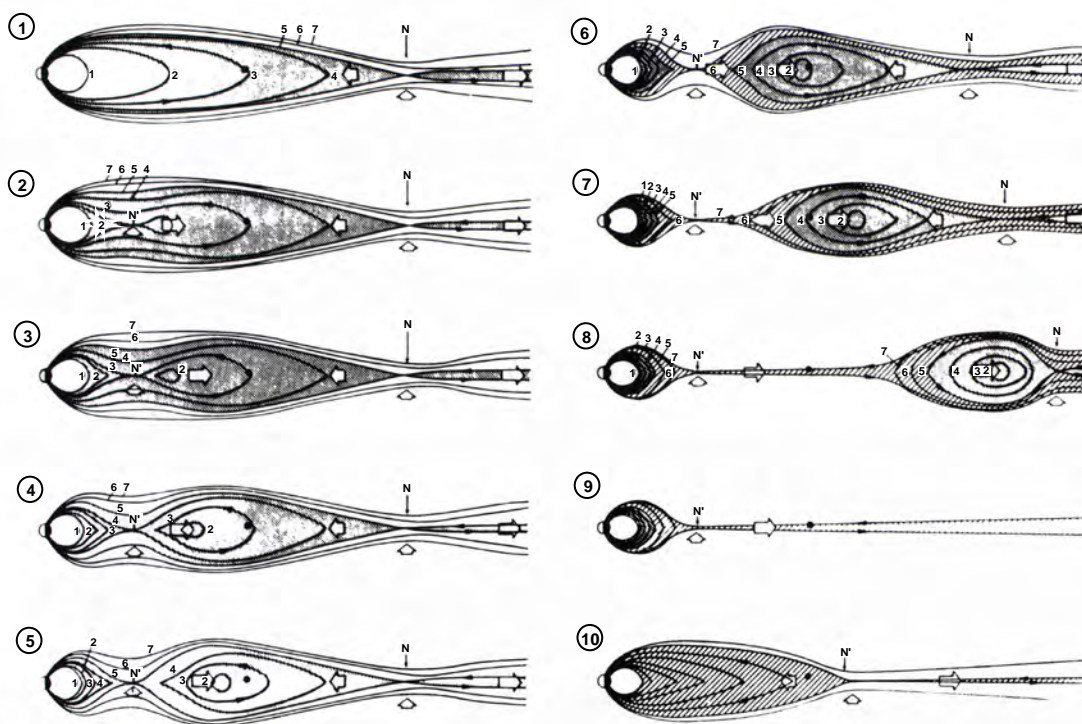


FIGURA 2.7 - Seqüência de eventos na cauda magnetosférica durante uma sub-tempestade. As setas brancas indicam fluxos de plasma. A lâmina de plasma é limitada pela linha de campo 5. N é a primeira linha neutra, enquanto que N' é a segunda linha neutra, formada na sub-tempestade. FONTE: Hargreaves (1995, p.199).

2.4 Fontes de Energia

A deposição de energia e momentum na atmosfera superior, a partir da magnetosfera, ocorre através da precipitação de partículas, aquecimento Joule e arrasto iônico (Fuller-Rowell et al., 1997). Os prótons e os elétrons que precipitam na região auroral, durante as tempestades magnéticas, colidem com a atmosfera neutra e depositam calor

diretamente no gás neutro a uma taxa 5 a 10 vezes maior do que em períodos calmos. Entretanto, esta fonte de aquecimento contribui somente com 20 a 30 % da deposição total de energia, durante os períodos de tempestade, de acordo com Fuller-Rowell et al. (1997). A ionização auroral aumenta a condutividade da termosfera que, associada aos campos elétricos de convecção magnetosféricos, produz o aquecimento Joule. O aquecimento pode variar desde dezenas de gigawatts em períodos calmos até centenas de gigawatts durante perturbações magnéticas severas, dissipando-se principalmente através da radiação infravermelha. Observações têm demonstrado que a taxa de deposição de energia devido à precipitação de partículas pode, algumas vezes, exceder consideravelmente a taxa de aquecimento Joule, particularmente na região dos arcos aurorais. Porém, globalmente, o aquecimento Joule é maior do que a dissipação de energia das partículas, devido à sua ampla extensão latitudinal (Lu et al., 1995). Por outro lado, a presença dos campos elétricos magnetosféricos na região polar da atmosfera superior produz uma intensa convecção de plasma nesta região através da deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, depositando energia cinética na atmosfera através do mecanismo de arrasto iônico. Desta forma, as colisões entre os íons e a atmosfera atuam como uma fonte de momentum sobre o gás neutro, impelindo-o na direção dos íons. Esta energia cinética é dissipada por meio da viscosidade, aquecendo a atmosfera neutra e irradiando-se para o espaço. Durante períodos de tempestade, as auroras e os campos elétricos de convecção alcançam as latitudes magnéticas entre 50° e 60°, deslocando-se na direção equatorial aproximadamente 10° a 15° em relação aos períodos calmos. O resultado é um grande aumento na taxa de deposição de energia na atmosfera superior durante algumas horas em latitudes consideravelmente menores, perturbando globalmente a ionosfera e a atmosfera neutra (Fuller-Rowell et al., 1997).

A energia proveniente do vento solar, responsável pelos distúrbios ionosféricos, apresenta um comportamento temporal muito irregular, porém com pequenas e sistemáticas variações. As variações regulares (variações diurnas, sazonais e ciclo solar) ocorrem devido às mudanças sistemáticas na condutividade da ionosfera polar e às periodicidades nas propriedades do vento solar. As variações diurnas e dependentes da hora universal resultam do fato que as regiões da calota polar e do aquecimento oval

(“heating oval”) rotacionam com o pólo geomagnético em torno do pólo geográfico. Desta forma, várias frações das regiões do oval auroral e calota polar ficam expostas à radiação do extremo ultravioleta (EUV) solar, produzindo regiões de alta condutividade. Similarmente, elevadas taxas de deposição de energia e alta condutividade são esperadas ocorrer durante os períodos de verão e de máxima atividade solar. As variações devido ao ciclo solar podem ser divididas em componentes associadas à ejeção de massa coronal e aos buracos coronais (“coronal holes”). Adicionalmente, variações quase-regulares são introduzidas pelo vento solar. A periodicidade de 27 dias, devido à rotação solar, é freqüentemente observada na atividade magnetosférica e atribuída aos fluxos de vento solar de alta velocidade originados nos buracos coronais de longa duração (Prölss, 1995).

2.5 Interação Sol-Terra Durante Tempestades Magnéticas

Apesar do significativo progresso obtido nos estudos sobre a resposta da ionosfera às tempestades magnéticas, existem ainda muitas questões a serem investigadas para um melhor entendimento dos processos de acoplamento de energia entre o Sol e a Terra (Füller-Rowell et al, 1997; Prölss, 1997, Buonsanto, 1999). Nos itens a seguir, apresenta-se um resumo das relações estabelecidas até o presente momento entre o vento solar, a magnetosfera e a termosfera-ionosfera terrestres durante a ocorrência de tempestades magnéticas. Primeiramente, descreve-se o acoplamento elétrico entre o vento solar, a magnetosfera e a ionosfera e, em seguida, a dinâmica das correntes e dos campos elétricos na ionosfera, o comportamento dos ventos termosféricos e do conteúdo eletrônico total (TEC) durante períodos magneticamente perturbados e as possíveis causas para tal comportamento.

2.5.1 Acoplamento Elétrico Vento Solar-Magnetosfera-Ionosfera

Os campos elétricos originados pelo fluxo do vento solar através do IMF são dados por (Kelley, 1989):

$$\mathbf{E}_{SW} = - \mathbf{V}_{SW} \times \mathbf{B}_{SW}$$

onde \mathbf{E}_{SW} , \mathbf{V}_{SW} e \mathbf{B}_{SW} são, respectivamente, o campo elétrico interplanetário, a velocidade do plasma solar e o campo magnético interplanetário. Quando o IMF aponta para o sul, as linhas do campo magnético terrestre conectam-se às linhas do campo magnético interplanetário (Figura 2.8) e, através destas linhas de campo magnético conectadas, o campo elétrico interplanetário amanhecer-crepúsculo mapeia-se diretamente para a calota polar ionosférica. Nesta região, o campo elétrico mapeado \mathbf{E}_I , impele o plasma ionosférico na direção oposta ao Sol com uma velocidade $\mathbf{V}_I = \mathbf{E}_I \times \mathbf{B}_I / B_I^2$, cuja direção e sentido é a mesma de \mathbf{V}_{SW} (Figura 2.9).

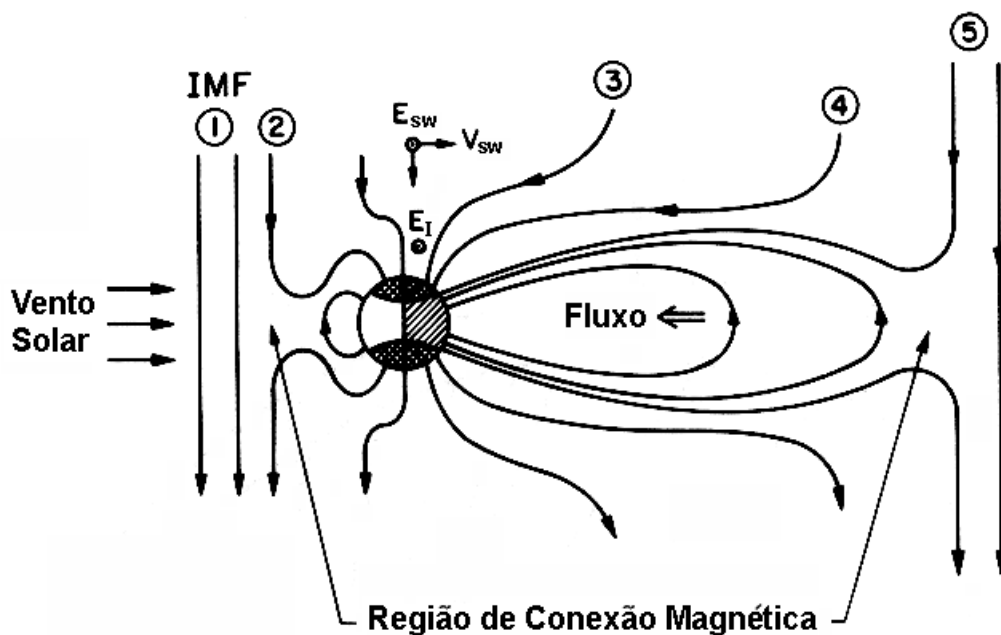


FIGURA. 2.8 - Conexão e reconexão entre o campo magnético terrestre e o IMF, quando este aponta para o sul, vista no plano meio-dia/meia-noite. Os números correspondem aos tempos seqüenciais enquanto o IMF é conectado e arrastado na direção oposta ao Sol, na velocidade do vento solar. \mathbf{E}_{SW} é o campo elétrico interplanetário e \mathbf{E}_I é o campo elétrico mapeado para a ionosfera através das linhas do campo magnético.

FONTE: Kelley (1989, p.19).

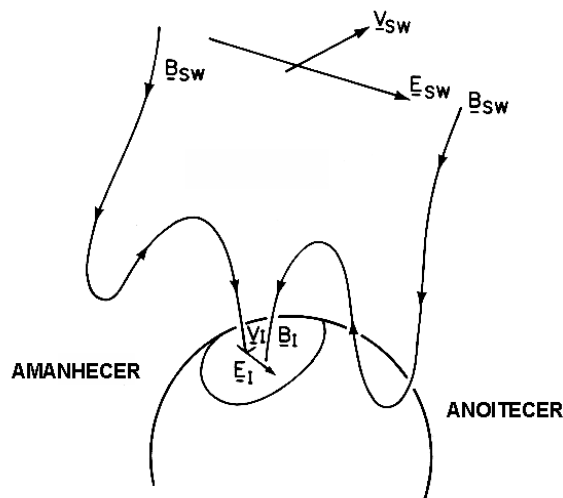


FIGURA 2.9 - Representação esquemática da conexão entre o dínamo do vento solar e o circuito ionosférico.

FONTE: Kelley (1989, p.263).

Uma ilustração das várias regiões da magnetosfera é apresentada na Figura 2.10. O campo magnético interplanetário, ao conectar-se com o campo magnético terrestre, produz linhas de campo abertas que se estendem ao longo da cauda magnetosférica e formam os lóbulos norte e sul da cauda (“northern/southern tail lobes”). Estas linhas de campo abertas também atravessam a magnetopausa (“magnetopause”) onde se conectam com o campo interplanetário, na camada de revestimento ou bainha magnética (“magnetosheath”), e entram em contato com as populações de plasma situadas logo abaixo da parte interna da magnetopausa, as quais são denominadas de camada limite (“boundary layer”) e manto (“mantle”).

As linhas de campo situadas na cauda magnetosférica têm direções opostas nos lados norte e sul do plano equatorial e são separadas por uma lâmina de corrente (“current sheet”) ou corrente transversa da cauda que separa os lóbulos norte e sul da cauda. Nesta região, denominada de lâmina neutra (“neutral sheet”), $|\mathbf{B}| \approx 0$ e as linhas de campo abertas reconectam-se para formar as linhas de campo fechadas que convergem de volta para a Terra. Uma vez ocorrida a reconexão na cauda da magnetosfera, as

forças associadas às linhas distendidas do campo magnético terrestre rapidamente conduzem o plasma em direção à Terra, onde a presença do crescente campo magnético terrestre produz um movimento diferencial entre os íons e os elétrons, originando a corrente de anel. Algumas destas partículas, porém, deslocam-se ao longo das linhas do campo magnético e precipitam-se na região da ionosfera auroral, afetando as correntes e os campos elétricos ionosféricos.

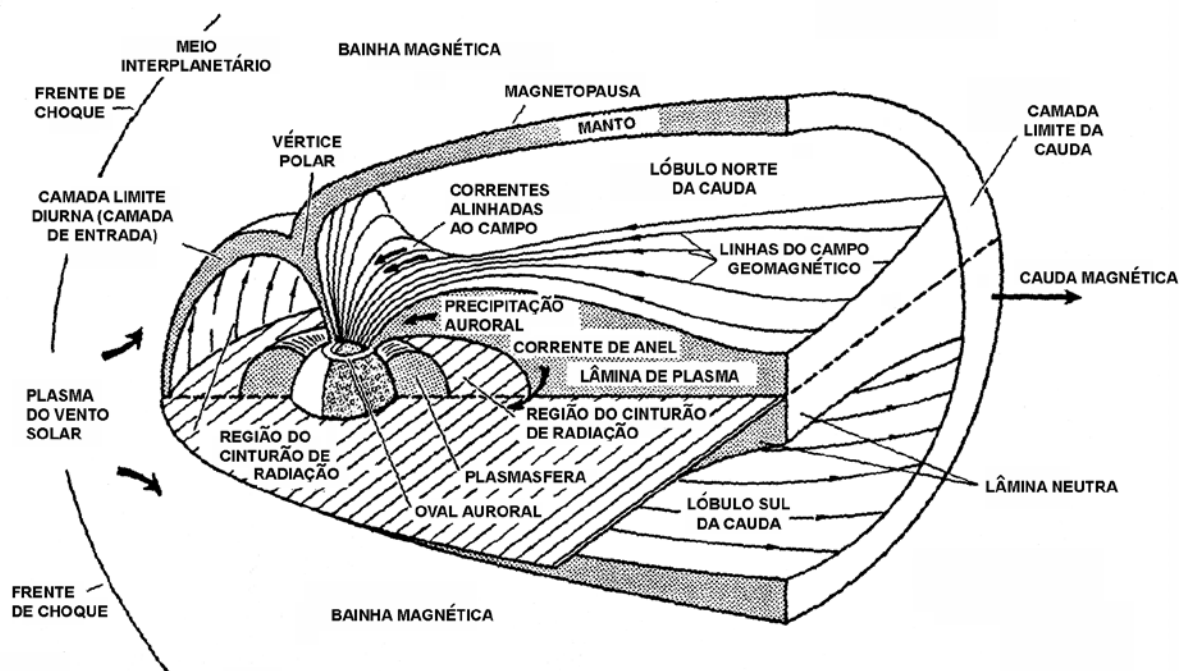


FIGURA 2.10 - Representação esquemática da magnetosfera.

FONTE: Kelley (1989, p.20).

A Figura 2.11 apresenta a configuração das correntes e campos elétricos na ionosfera e magnetosfera. A corrente que atravessa a cauda magnética J_T flui através desta região, sustentando o rotacional envolvido na geometria do campo magnético distendido. Esta corrente fecha-se na camada de revestimento, através das correntes que fluem sobre a magnetopausa. Por outro lado, situada entre 2 e 10 raios terrestres (Kelley, 1989), a corrente de anel J_R flui em torno da Terra, ao longo de uma curva fechada. O aumento na intensidade desta corrente é o primeiro indicador de uma tempestade magnética (Tsurutani e Gonzalez, 1998). A porção da cauda e da corrente de anel que é fechada

através da ionosfera denomina-se corrente de anel parcial J_{PR} . Quaisquer divergências que ocorram nestas correntes devem ser fechadas por meio das correntes alinhadas que entram na ionosfera (correntes das regiões 1 e 2), ilustradas na Figura 2.11. As correntes da região 1 ligam a porção polar do oval auroral e a calota polar à camada de revestimento, ao vento solar ou à camada limite do plasma próxima à magnetopausa, enquanto que as correntes da região 2 ligam a magnetosfera interna com a região próxima à extremidade equatorial do oval auroral.

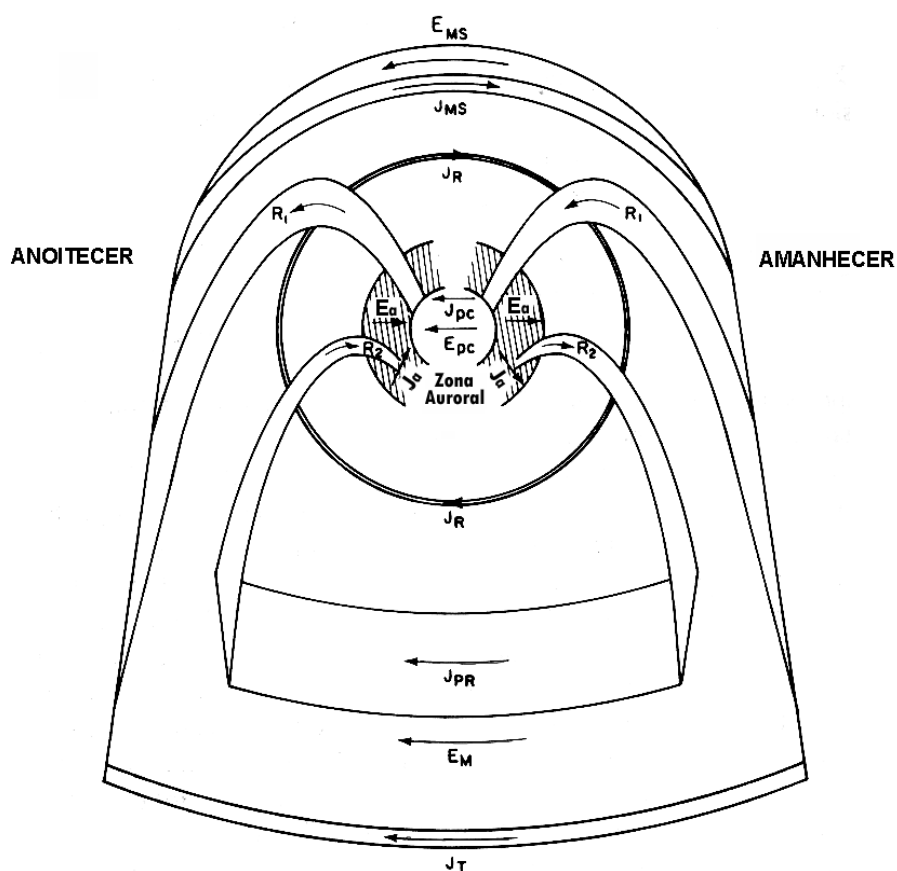


FIGURA 2.11 - Diagrama esquemático das correntes e campos elétricos existentes no sistema magnetosfera-ionosfera, os quais resultam do campo magnético alongado na cauda da magnetosfera e da interação entre o vento solar e o campo magnético terrestre.

FONTE: Kelley (1989, p.266).

Os campos elétricos magnetosféricos mapeados para a ionosfera auroral sofrem uma inversão no sentido, de acordo com a ilustração apresentada na Figura 2.12. Desta forma, os campos elétricos da região auroral ionosférica E_a são dirigidos do amanhecer para o crepúsculo (sentido oposto ao campo elétrico na calota polar E_{pc}). O fluxo resultante do plasma ionosférico (Figura 2.13), portanto, é na direção oposta ao Sol, nas latitudes mais altas (resultado da conexão entre as linhas abertas do campo magnético e o campo elétrico devido ao vento solar), e na direção do Sol, através das zonas aurorais (resultado do campo elétrico E_a que, por sua vez, é determinado pela diferença de potencial entre as linhas fechadas do campo magnético, na magnetosfera). Entretanto, o fluxo de plasma representado na Figura 2.13 não inclui a influência da co-rotação do plasma devido ao movimento de rotação terrestre.

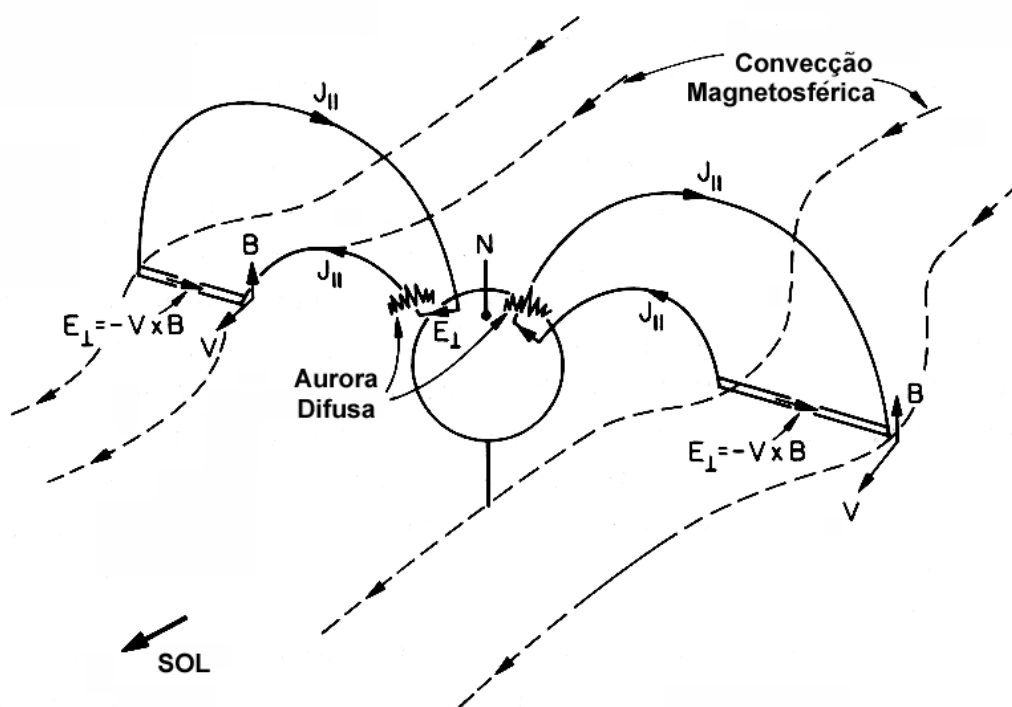


FIGURA 2.12 - Vista tridimensional da geometria dos campos elétricos e magnéticos nos tubos de fluxo da zona auroral.

FONTE: Kelley (1989, p.266).

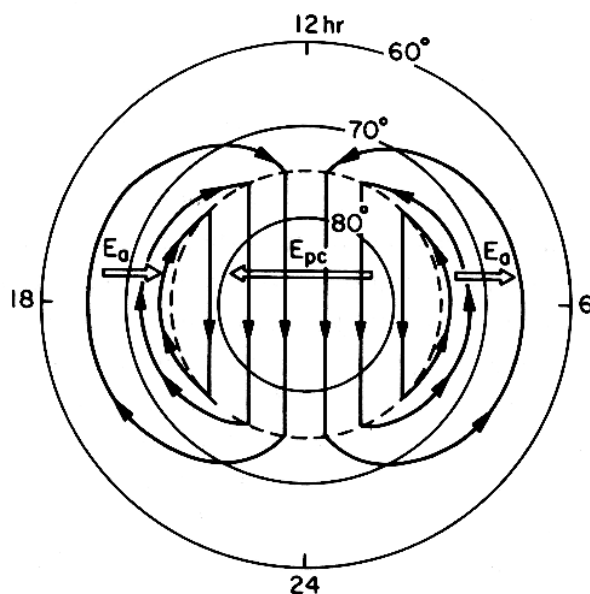


FIGURA 2.13 - Representação dos campos elétricos ionosféricos e do fluxo de plasma devido a estes campos, na calota polar e zona auroral do hemisfério norte.

FONTE: Kelley (1989, p.267).

À medida que o plasma magnetosférico flui em direção à Terra, as partículas são submetidas às forças devido ao gradiente e curvatura do campo magnético terrestre, além das forças que causam o movimento de giro destas partículas. O resultado é uma separação zonal de cargas, onde os prótons derivam na direção do crepúsculo e os elétrons na direção do amanhecer, criando um campo elétrico na magnetosfera interna que aponta do crepúsculo para o amanhecer, o qual tende a cancelar o campo elétrico interplanetário amanhecer-crepúsculo. Desta forma, a magnetosfera interna fica blindada contra os campos elétricos magnetosféricos e o fluxo de plasma em torno desta região. Visto que o campo elétrico magnetosférico é quase nulo no lado interno (voltado para a Terra) da corrente de anel, sobre as linhas de campo magnético de baixas latitudes, o campo elétrico devido à rotação da Terra (mapeado a partir das zonas aurorais) torna-se comparável ao campo elétrico magnetosférico nesta região, submetendo o plasma a uma deriva na direção do movimento de rotação terrestre. Nas

latitudes abaixo de 50° , o plasma é induzido a um movimento circular em torno da Terra. Porém, próximo a 60° de latitude, no lado do anoitecer, a velocidade de co- rotação do plasma e a velocidade de deriva devido ao campo elétrico magnetosférico opõem-se de forma a criar um ponto de estagnação (ponto S) no fluxo de plasma resultante, ilustrado na Figura 2.14. No plano equatorial da magnetosfera interna, o fluxo de plasma deverá parecer com aquele representado na Figura 2.15. Na região sombreada próxima à Terra, o plasma flui em círculos concêntricos, formando a plasmasfera. Externamente a esta região, o fluxo de plasma ocorre aproximadamente na direção do Sol, no plano equatorial. Quando a linha de fluxo encontra a magnetopausa, supõe-se que entre em contato com o campo interplanetário e retorne ao longo do topo da magnetosfera ou retorne através das laterais da cauda, na camada limite (Kelley, 1989).

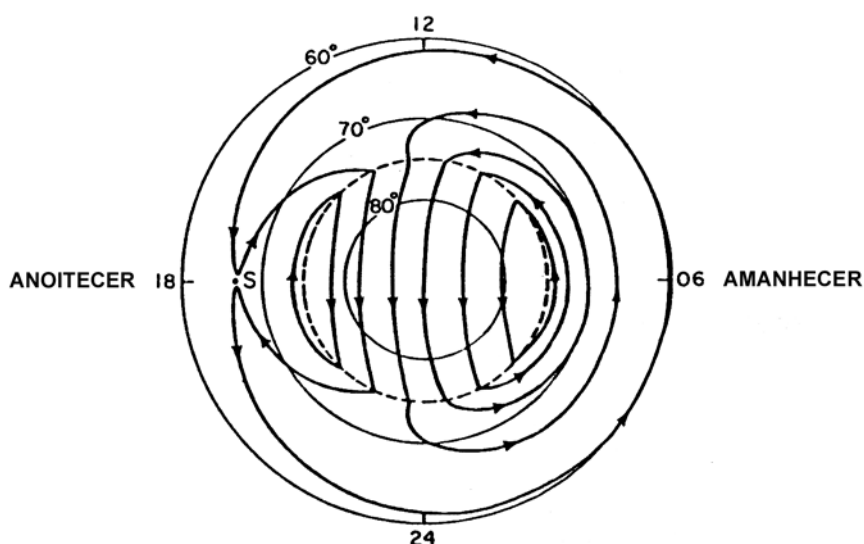


FIGURA 2.14 - Trajetórias do fluxo ionosférico nas altas latitudes, incluindo o efeito de co- rotação do plasma com a Terra. O diagrama está fixo em relação ao Sol.

FONTE: Kelley (1989, p.272).

2.5.2 Penetração de Campos Elétricos na Ionosfera de Baixas Latitudes

A dinâmica da ionosfera de baixas latitudes é controlada, em grande parte, pelos campos elétricos ionosféricos que, associados às derivas de plasma, respondem à atividade geomagnética através de distintas formas. Durante períodos magneticamente calmos as duas principais fontes de campos elétricos ionosféricos, em um sistema de referência (não-inercial) fixo em relação à Terra, são a circulação magnetosférica devido à interação do vento solar com o campo magnético terrestre e o dínamo do vento neutro. A convecção magnetosférica domina nas latitudes geomagnéticas aproximadamente maiores que 60° , enquanto que os campos elétricos devido ao dínamo ionosférico são mais importantes nas latitudes mais baixas, de acordo com Mozer (1973) e Richmond et al. (1976), citados por Fejer (1986).

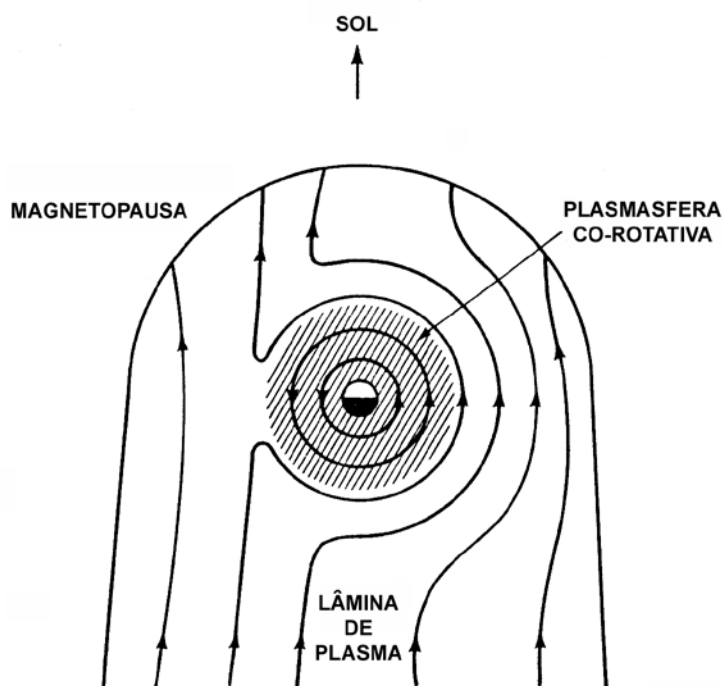


FIGURA 2.15 - Contornos da velocidade de fluxo do plasma no plano equatorial magnético. Os círculos concêntricos indicam a co-rotação do plasma na magnetosfera interna. O diagrama está fixo em relação ao Sol.

FONTE: Kelley (1989, p.273).

Medidas de radar têm sido extensivamente utilizadas para determinar o comportamento dos campos elétricos de baixas latitudes durante condições magneticamente perturbadas. Grandes perturbações no campo elétrico com duração de minutos a algumas horas têm sido observadas simultaneamente em todas as longitudes. Medidas da deriva do plasma na região F, obtidas no Radio Observatorio de Jicamarca, têm demonstrado que o campo elétrico equatorial zonal é fortemente afetado pela atividade magnética. Tais perturbações resultam dos efeitos da penetração direta de campos elétricos provenientes das altas latitudes e da ação do dínamo devido aos ventos termosféricos (durante o período perturbado), cuja amplitude é proporcional à deposição de energia nas altas latitudes da ionosfera (Fejer e Scherliess, 1995).

Os grandes decréscimos nos campos elétricos zonais equatoriais (em relação aos valores durante os períodos calmos) são normalmente associados com as inversões do campo magnético interplanetário para o norte, enquanto que as inversões deste campo magnético na direção sul são geralmente menos efetivas na perturbação dos campos elétricos equatoriais. Grandes perturbações no campo elétrico equatorial também são observadas durante períodos de elevada atividade de sub-tempestade e intensas correntes de anel assimétricas (Fejer, 1986).

Existem basicamente dois processos responsáveis pela maior parte das perturbações no campo elétrico de médias e baixas latitudes durante períodos perturbados. O primeiro é a penetração direta de campos elétricos e correntes a partir da magnetosfera e ionosfera de altas latitudes para as latitudes inferiores através da ionosfera condutora. Esta penetração não ocorre sempre, de acordo com Blanc (1978), Fejer et al. (1979b) e Gonzales et al. (1979), citados por Fejer (1986), sendo controlada por vários processos eletrodinâmicos (Maekawa (1980), Kamide e Matsushita (1981) e Senior e Blanc (1984), igualmente citados por Fejer (1986)). O segundo mecanismo ocorre devido à ação dinâmica dos ventos termosféricos, durante o período das tempestades, produzidos pelo aquecimento auroral. Estes ventos alteram a circulação global, gerando campos elétricos perturbados em médias e baixas latitudes (Blanc e Richmond, 1980) e causando variações na composição e densidade termosféricas (Rishbeth, 1975).

Os campos elétricos devido à penetração direta e dínamo perturbado têm escalas de tempo consideravelmente diferentes. O primeiro propaga-se para as médias e baixas latitudes ionosféricas quase instantaneamente. Kikuchi e Araki (1979) sugeriram que esta transmissão ocorre através do modo de guia-de-onda magnético transversal de ordem zero (TM_0) excitado por campos elétricos polares que propagam-se na direção norte-sul dentro do guia-de-onda Terra-ionosfera. Em contraste, os campos elétricos devido ao dínamo perturbado têm um atraso de tempo (“time delay”) de algumas horas. A teoria de Blanc e Richmond (1980) previu que os campos elétricos equatoriais (derivadas de plasma) deveriam ser afetados pelos campos elétricos do dínamo perturbado em torno de 9 horas após grandes aumentos na deposição de energia. Todavia, estudos experimentais e modelos têm demonstrado conclusivamente que as derivadas verticais de plasma na região equatorial devido aos campos elétricos do dínamo perturbado podem ocorrer até 30 horas após o aumento da deposição de energia na ionosfera de altas latitudes, durante os períodos de tempestades (Scherliess e Fejer, 1997).

Em baixas latitudes, os efeitos das perturbações nos campos elétricos devido à penetração direta e dínamo perturbado podem ser facilmente separados para sub-tempestades isoladas, o que não ocorre para tempestades magnéticas recorrentes e de longa duração. Nestas ocasiões, derivadas eletrodinâmicas induzidas pelos ventos e associadas com ondas de gravidade internas que se propagam a partir das zonas aurorais podem também perturbar a ionosfera de baixas latitudes, segundo Richmond e Matsushita (1975) e Deminov e Deminova (1988), citados por Fejer (1991). Na região equatorial, os campos elétricos devido ao dínamo perturbado podem ser identificados mais claramente quando uma grande perturbação magnética é seguida por um período calmo. Caso contrário, o comportamento da perturbação pode ser mascarado pelos campos elétricos de penetração direta que ocorrem quase simultaneamente com as perturbações nos sistemas de correntes de altas latitudes (Fejer et al., 1983). Uma ilustração da diferença entre as características dos campos elétricos magnetosféricos de penetração direta e dos campos elétricos devido ao dínamo perturbado pode ser observada na Figura 2.16. As linhas sólidas na parte inferior representam o comportamento diurno médio das derivadas verticais em um período calmo. Grandes e

rápidas variações na amplitude da deriva vertical ocorreram no dia 8 de agosto, após as 23 LT¹ (04 UT²), em resposta ao início da sub-tempestade. Em 9 de agosto, as derivas diurnas estiveram próximas a valores não-perturbados, com lentas variações na deriva vertical ocorrendo a partir das 22 LT e uma eventual reversão na direção da deriva. Considerando que o nível de atividade magnética neste período estava baixo, tal efeito não poderia ser atribuído aos campos elétricos de penetração direta. Além disso, a variação da deriva foi mais lenta em relação àquela que caracteriza os efeitos da penetração direta. Neste caso, o desvio nas derivas verticais equatoriais devido ao dínamo perturbado ocorreu após um período entre 20 e 24 horas, em relação ao início da tempestade.

2.5.2.1 Penetração Direta

Os efeitos da penetração de campos elétricos magnetosféricos das altas latitudes para as baixas latitudes da ionosfera podem gerar perturbações de curta duração e grandes amplitudes no campo elétrico zonal, que ocorrem simultaneamente em diferentes latitudes e longitudes, de acordo com Gonzales et al. (1979), Fejer (1986) e Fejer et al. (1990a), citados por Fejer (1991). Apesar de observações das correntes e campos elétricos equatoriais sobre várias longitudes indicarem que as perturbações de origem magnetosférica são globais, o efeito das perturbações nas baixas latitudes depende, em parte, da distribuição espacial da perturbação ocorrida na zona auroral (Spiro et al., 1988).

Kelley et al.(1979), citado por Fejer (1986), propuseram que as perturbações no campo elétrico equatorial zonal são fundamentalmente produzidas por campos elétricos de convecção, com um controle indireto do IMF. Eles sugeriram que súbitas inversões para o norte no IMF, a partir de uma direção estacionária sul, causa um desequilíbrio temporário entre a densidade de carga relacionada à convecção e a carga no limite interno da corrente de anel, que normalmente blindava o efeito dos campos elétricos de

¹ Local Time = hora local.

² Universal Time = hora universal.

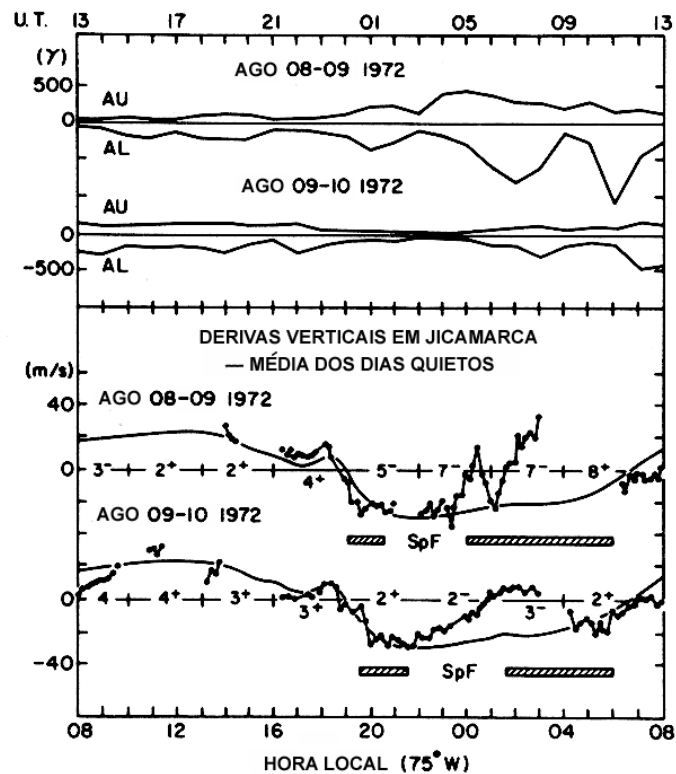


FIGURA 2.16 - Índices do eletrojato auroral e derivas verticais da região F sobre Jicamarca, em 8-10 de agosto de 1972. As curvas sólidas no painel inferior mostram a variação diurna média da deriva vertical do plasma em períodos calmos. Os desvios em relação a este comportamento iniciando às 23:00 LT, em 8 de agosto, são devido aos efeitos da penetração direta, enquanto que os desvios mais lentos iniciando às 22:00 LT, em 9 de agosto, são devido ao dínamo perturbado.
 FONTE: Fejer et al. (1983, p. 538).

altas latitudes para as médias e baixas latitudes. De acordo com Vasyliunas (1972), citado por Fejer (1986), a constante de tempo para o decréscimo ou acúmulo de cargas de blindagem nesta camada de Alfvén é maior do que vários minutos. Este desequilíbrio produz uma perturbação no campo elétrico crepúsculo-amanhecer (na direção oeste durante o dia, e para leste à noite) que pode penetrar na plasmasfera. A eficiência deste processo depende igualmente de parâmetros como a condutividade ionosférica, o nível de atividade magnética e a hora local. Os campos elétricos transientes devido ao

“overshielding” da magnetosfera interna produzem derivas de plasma na região F para baixo, na direção equatorial, durante o dia e derivas para cima, em direção aos pólos, à noite (Fejer, 1991). Um processo similar ocorre em períodos de súbitos aumentos na convecção, durante o tempo necessário para o restabelecimento das cargas de blindagem da camada de Alfvén, quando a penetração dos campos elétricos pode ocorrer na plasmasfera. Significativas variações para sul no IMF aumentam o campo elétrico amanhecer-crepúsculo na magnetosfera interna (“undershielding”), o qual corresponde a um campo elétrico para leste no lado diurno e para oeste no lado noturno, ou seja, com a mesma polaridade dos campos elétricos equatoriais nos períodos calmos. Ambos os processos são ilustrados na Figura 2.17.

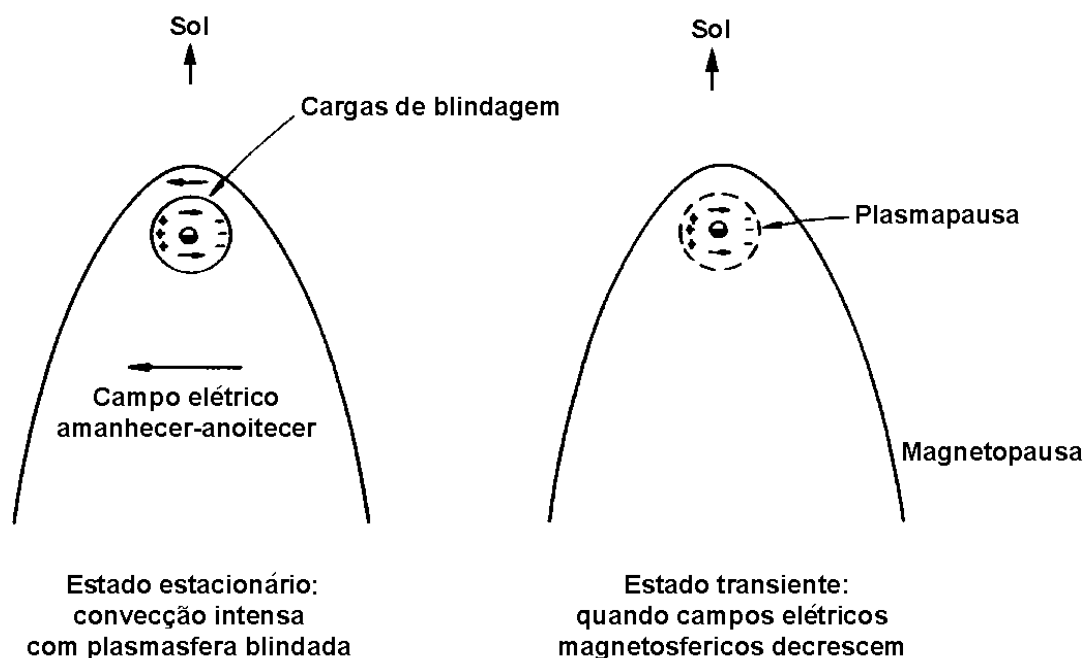


FIGURA 2.17 - Diagrama (no plano equatorial) demonstrando como o rápido decréscimo na convecção magnetosférica pode criar variações no campos elétricos dentro da plasmapausa.

FONTE: Kelley (1989, p. 99).

De acordo com Fejer (1991), A. D. Richmond sugeriu que os ventos fósseis (“fossil winds”) termosféricos, cujo mecanismo é ilustrado na Figura 2.18, podem ter um papel significativo na geração de campos elétricos de perturbação durante a ocorrência de

súbitos decréscimos na convecção magnetosférica. Durante os períodos de forte convecção, um sistema de ventos termosféricos é estabelecido de forma similar à convecção ionosférica, ou seja, na direção anti-solar sobre a calota polar, e na direção solar na zona auroral (Killeen et al.,1984, citado por Fejer et al.,1990). Estes ventos são, em grande parte, confinados à região polar da camada de blindagem e, portanto, têm pouco efeito direto sobre os campos elétricos de baixas latitudes.

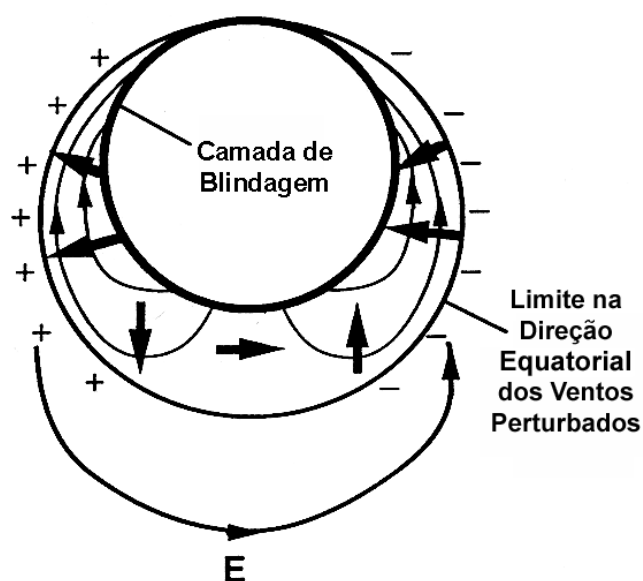


FIGURA 2.18 - Diagrama do mecanismo dos ventos fósseis para a geração de campos elétricos de médias e baixas latitudes. O círculo interno representa a camada de blindagem atual, que moveu-se na direção do pólo como resultado de um súbito aquietamento. O círculo externo é a borda equatorial dos ventos perturbados que foram gerados no período ativo (anterior). As linhas de contorno com setas mostram a direção das componentes horizontais do fluxo de velocidade dos ventos neutros. As setas maiores representam as correntes Pedersen geradas pelos ventos perturbados. A camada de blindagem é ilustrada como uma superfície equipotencial: as cargas negativas acumulam-se no lado do amanhecer, enquanto as cargas positivas amontoam-se no lado do anoitecer, causando um campo elétrico crepúsculo-amanhecer em médias e baixas latitudes.

FONTE: Fejer et al. (1990, p.451).

Supondo que um período de forte convecção é seguido por um súbito aquietamento da magnetosfera, a região polar e a zona auroral serão contraídos na direção do pólo a uma taxa de aproximadamente 2-3°/h, de acordo com Nakai et al. (1986), citado por Fejer et al. (1990). Devido à inércia da atmosfera neutra, os ventos perturbados enfraquecem lentamente, em uma escala de tempo de horas. Desta forma, o retrocesso da zona auroral e da camada de blindagem para o pólo deixa um significativo campo de vento perturbado no local que anteriormente correspondia às extremidades desta camada.

A corrente Pedersen $\Sigma_p \mathbf{V} \times \mathbf{B}$, gerada pelos ventos, têm uma divergência na borda equatorial dos ventos perturbados (Figura 2.18), causando um acúmulo de cargas negativas no lado do amanhecer e cargas positivas no lado do anoitecer, na região da borda equatorial. Considerando que a camada de blindagem seja aproximadamente equipotencial e move-se 5° para o pólo durante o período calmo, Fejer et al. (1990) estimaram uma redução total no potencial através da borda equatorial, devido aos ventos perturbados, dada por:

$$V_{drop}^{fossilwind} \approx \left[\frac{10^\circ}{57,3^\circ} \right] R_E (150 \text{ m/s}) (0,5 \times 10^{-4} \text{ T}) \approx 10 \text{ KV},$$

onde a distância latitudinal de 5° foi multiplicada por dois para considerar os lados do amanhecer e anoitecer, supondo uma velocidade do vento de 150 m/s e uma intensidade do campo magnético de 0,5 gauss. Dez quilovolts são, aproximadamente, um terço do potencial necessário para explicar o evento típico de penetração.

Supondo que a configuração do campo magnético magnetosférico permaneça constante, durante o período de aquietamento, cálculos baseados no modelo de convecção indicam que a camada de blindagem move-se apenas 1° na direção do pólo (Fejer et al., 1990). Isto sugere que variações de grande escala na configuração do campo magnético magnetosférico, associado com um aquietamento geomagnético, pode afetar significativamente a localização da ionosfera e o movimento da camada de blindagem.

Durante tais condições geomagnéticas, o limite da região polar (normalmente associado ao limite entre linhas de campo magnético abertas e fechadas) e a borda equatorial da zonal auroral são observados moverem-se na direção do pólo. O aparente decréscimo no fluxo magnético da região polar corresponde ao decréscimo no fluxo das linhas de campo que atravessam os lóbulos da cauda magnética, o que implica em um decréscimo na intensidade da corrente transversa da cauda. O decréscimo na intensidade desta corrente, cujo sentido é amanhecer-crepúsculo, torna as linhas de campo magnético mais dipolares no lado noturno da camada de blindagem (Figura 2.19), causando um movimento desta camada na direção dos pólos. Os campos elétricos de baixas latitudes devido à esta reconfiguração magnética são proporcionais à taxa de movimento da camada de blindagem (Fejer, 1991).

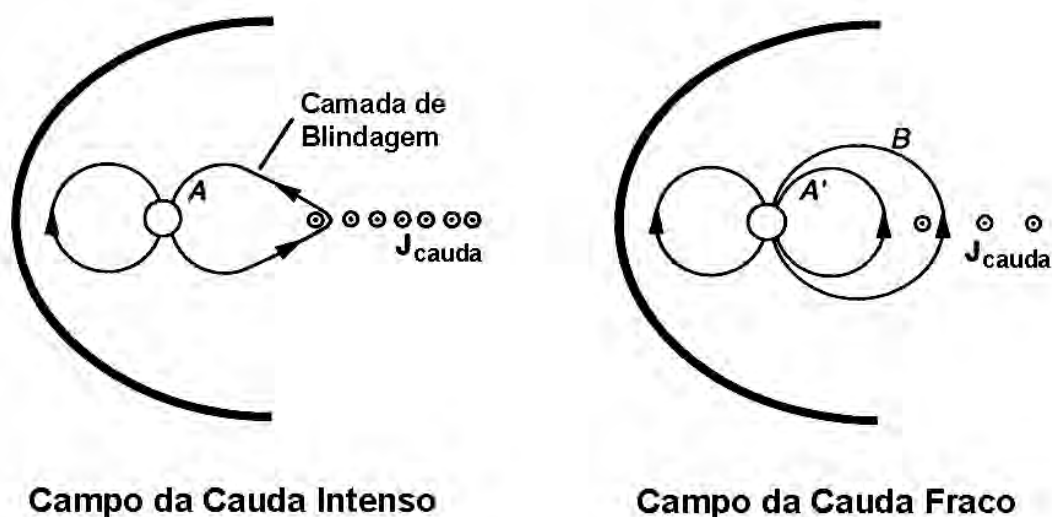


FIGURA 2.19 - Ilustração do mecanismo de reconfiguração magnética. A linha de campo indicada pela letra A, no diagrama à esquerda, representa a camada de blindagem durante um período ativo, distendida por causa da intensa corrente que atravessa a cauda magnética. O enfraquecimento desta corrente torna as linhas de campo magnético mais dipolares (A', no diagrama à direita). A linha B representa a posição final da camada de blindagem, após seu movimento da direção dos pólos.

FONTE: Fejer et al. (1990, p.452).

Fejer et al. (1990) sugeriram que os efeitos combinados dos processos de “overshielding”, ventos fósseis e reconfiguração magnética poderiam ser responsáveis pela penetração direta dos campos elétricos das altas para as baixas latitudes. Adicionalmente, sugeriram que o movimento da camada de blindagem seria um indicador direto da penetração de campos elétricos magnetosféricos para baixas latitudes, pois os campos elétricos de baixas latitudes devido ao “overshielding” e à reconfiguração magnética são proporcionais à variação do movimento latitudinal da camada de blindagem, enquanto que os campos elétricos de baixas latitudes devido aos ventos fósseis são proporcionais ao movimento da camada de blindagem na direção dos pólos (o efeito dos ventos fósseis não ocorre quando a camada de blindagem move-se na direção do equador) durante o tempo de decaimento dos ventos neutros de perturbação. Posteriormente, Fejer (1999) observou que os ventos fósseis não são responsáveis pela assimetria que ocorre na duração dos campos elétricos perturbados, no período entre a redução e o aumento do potencial na calota polar, concluindo que o mecanismo do dínamo perturbado poderia explicar esta assimetria. Adicionalmente, observou que o mecanismo dos ventos fósseis poderia ser efetivo durante tempestades intensas, porém não há indicações da importância deste mecanismo durante sub-tempestades.

Os campos elétricos magnetosféricos mapeados para a ionosfera polar através das linhas de campo magnético conectadas ao IMF são transmitidos para as baixas latitudes quase instantaneamente, via modo de guia-de-onda magnético transversal de ordem zero (TM_0), segundo estudos realizados por Kikuchi et al. (1978), Kikuchi e Araki (1979) e Kikuchi et al. (1996). A propagação horizontal dos campos elétricos para o equador pode ser explicada fundamentalmente por um modelo de linha de transmissão plano paralela formado pelos condutores Terra e ionosfera, separados por uma região não-condutora (Kikuchi e Araki, 1979). Quando as correntes alinhadas ao campo magnético (correntes das regiões 1 e 2) alcançam a ionosfera polar, cargas elétricas são transportadas por difusão para o lado inferior da ionosfera, induzindo cargas de sinais opostos na superfície terrestre (Figura 2.20). O campo elétrico estabelecido entre estas cargas se propaga horizontalmente com a velocidade da luz, seguindo um modo eletromagnético transversal TME (modo TM_0 , de acordo com Kikuchi e Araki (1979))

através da região isolante entre a Terra e a ionosfera. Tal modo de propagação é caracterizado pela conexão entre a corrente Hall estabelecida na ionosfera polar e a corrente induzida na superfície da Terra através de uma corrente de deslocamento vertical $\partial E/\partial t$ que flui ao longo da frente de onda. O circuito de corrente resultante induz um campo magnético leste-oeste (B) no guia-de-onda limitado pela ionosfera e superfície terrestre que pode propagar-se instantaneamente na direção norte-sul (da mesma forma que o modo TM_0), acompanhando o campo elétrico leste-oeste da ionosfera (Kikuchi et al., 1978). A atenuação geométrica dos campos elétricos transmitidos para as baixas latitudes (Figura 2.21) ocorre devido à finita escala do campo elétrico polar.

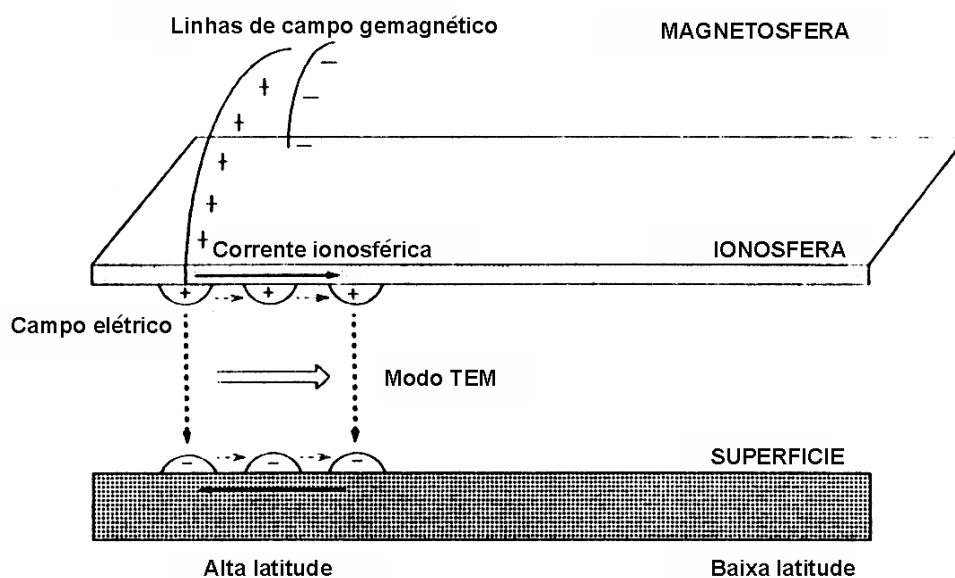


FIGURA 2.20 - Modelo de linha de transmissão plano-paralela formado pelos condutores Terra e ionosfera, o qual possibilita a propagação instantânea dos campos elétricos aurorais para a ionosfera equatorial. As cargas elétricas transportadas da magnetosfera para a ionosfera polar, ao longo das linhas de campo magnético, induzem um campo elétrico vertical entre as duas placas condutoras, que se propaga horizontalmente com a velocidade da luz em direção às baixas latitudes, seguindo o modo TEM.

FONTE: Kikuchi et al. (1996, p. 17171).

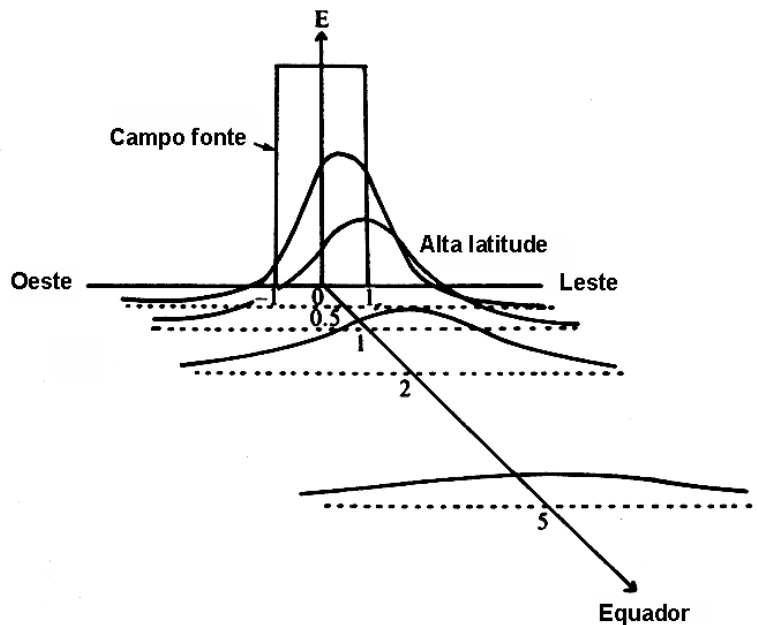


FIGURA 2.21 - Atenuação dos campos elétricos devido à escala finita do campo elétrico na fonte. A distância na direção norte-sul é normalizada pela escala leste-oeste deste campo fonte.

FONTE: Kikuchi et al. (1978, p. 650).

2.5.2.2 Dínamo Perturbado

As perturbações que ocorrem nos ventos termosféricos, campos elétricos e correntes em baixas latitudes, têm efeito global e estão relacionadas à resposta da circulação termosférica global ao aquecimento em altas latitudes, durante o período das tempestades (Blanc e Richmond, 1980). Este aquecimento, devido à dissipação Joule das correntes sub-aurorais intensificadas e à precipitação de partículas, gera uma circulação meridional que se estende a partir da latitude onde se iniciou o aquecimento para as latitudes menores, com ventos na direção do equador nas altitudes da região F (Mazaudier e Venkateswaran, 1990).

A força de Coriolis atuando sobre o fluxo na direção do equador produz ventos zonais para oeste (“easterlies”). Estes ventos para oeste geram correntes Pedersen na direção

do equador em altitudes próximas a 150 km, onde o valor da condutividade ionosférica Pedersen é elevado. Tais correntes Pedersen tenderão a acumular cargas positivas no equador, estabelecendo um campo elétrico na direção do pólo, o qual opõe-se e eventualmente interrompe o fluxo de corrente Pedersen, de acordo com a Figura 2.22. Este campo elétrico perpendicular à componente vertical do campo magnético terrestre (para baixo no hemisfério Norte) gera correntes Hall para leste (e derivas de plasma para oeste), cuja intensidade máxima deve ocorrer nas médias latitudes. Tais correntes são interrompidas nos terminadores do amanhecer e crepúsculo, onde as condutividades ionosféricas têm acentuado gradiente longitudinal, estabelecendo cargas de polarização nos terminadores e originando um campo elétrico crepúsculo-amanhecer. Além disso, as correntes são defletidas para altas e baixas latitudes onde efetuam um fechamento através de dois vórtices separados, um vórtice polar e um vórtice equatorial. Estes vórtices têm correntes para oeste associadas a eles nas regiões polar e equatorial. É importante notar que o vórtice de corrente perturbada equatorial tem sentido oposto ao

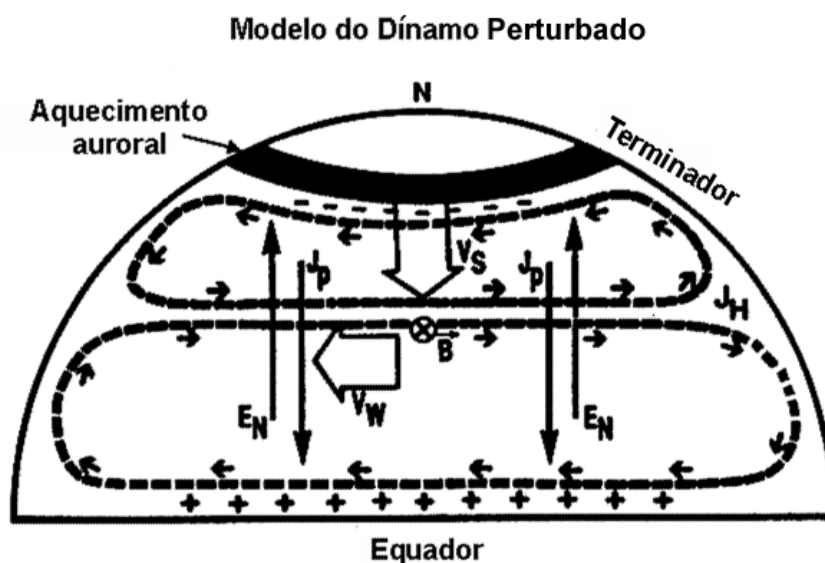


FIGURA 2.22 - Ilustração do mecanismo do dínamo perturbado, segundo a teoria de Blanc e Richmond (1980).

FONTE: Mazaudier e Venkateswaran (1990, p.516).

fluxo do sistema de corrente Sq. (Figura 2.23), de forma que o campo elétrico relativo aos períodos calmos sofrem decréscimos e, algumas vezes, podem ser revertidos (Fejer et al., 1983). Blanc e Richmond (1980), citado por Fejer (1991), demonstraram que a componente zonal dos campos elétricos devido ao dínamo perturbado é para oeste durante o dia e para leste à noite (após, aproximadamente, 21:00 LT) resultando, respectivamente, em derivas de plasma para baixo e para cima na região F equatorial, enquanto que a componente meridional aponta para cima e na direção dos pólos, correspondendo a derivas de plasma para oeste.

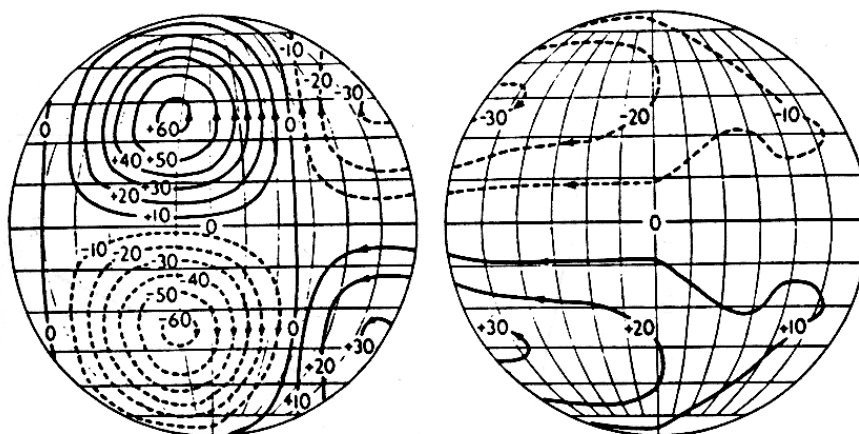


FIGURA 2.23 - Sistemas de correntes Sq, durante períodos de equinócio e mínima atividade solar.

FONTE: Rishbeth e Garriott (1969, p. 228).

De acordo com Fejer et al. (1983), Ganguly et al. (1987), Sastri (1988, 1989), Mazaudier e Venkateswaran (1990), citados por Fejer (1991), medidas da componente horizontal do eletrojato equatorial, das derivas de plasma da região F e da densidade eletrônica durante tempestades magnéticas, indicam que os efeitos do dínamo perturbado podem afetar significativamente a ionosfera de baixas latitudes. Observações a partir de dados de magnetômetros de superfície e ionossondas durante tempestades ionosféricas revelaram a ocorrência de reduções significativas e persistentes na intensidade do eletrojato equatorial, seguidas por um reduzido desenvolvimento da anomalia equatorial. Tais observações indicaram que as perturbações no campo elétrico

equatorial nem sempre acompanham o aumento da atividade magnética, mesmo na presença dos efeitos de tempestades ionosféricas nas médias latitudes (Sastri, 1988). Por esta razão, é provável que outros efeitos tais como composição química da ionosfera de médias latitudes e ondas de gravidade de longa duração, além das perturbações geomagnéticas, contribuam para a ocorrência dos campos elétricos do dínamo perturbado (Fejer, 1991). Apesar destes estudos, a importância do processo do dínamo perturbado sobre os campos elétricos zonais de baixas latitudes ainda não está totalmente clara.

2.5.3 Modificação do Sistema de Ventos Termosféricos Durante as Tempestades Magnéticas

O efeito dominante para a produção de ventos na termosfera é a variação diurna da absorção da radiação solar no espectro do extremo ultravioleta (EUV) que aquece e expande a termosfera no lado diurno, criando gradientes de pressão na direção dia-noite (Rishbeth, 1972; Richmond, 1995; Titheridge, 1995). A extensão horizontal da atmosfera é maior do que sua extensão vertical e, conseqüentemente, os movimentos são predominantemente horizontais; os ventos verticais são tipicamente da ordem de 1% da magnitude dos ventos horizontais. Em altas latitudes, especialmente durante as perturbações magnéticas, o aquecimento Joule devido às intensas correntes elétricas, o aquecimento causado pela precipitação de partículas e a injeção de “momentum” pela força de Lorentz ($\mathbf{J} \times \mathbf{B}$) são importantes mecanismos na produção de ventos. Um efeito adicional, especialmente na baixa termosfera, é a propagação de ondas globais para cima, a partir da atmosfera inferior.

A Figura 2.24 ilustra o comportamento dos ventos termosféricos durante períodos magneticamente calmos, através dos resultados da simulação de um modelo de ventos termosféricos horizontais e variações de temperatura obtidos às 12 UT, para 300 km (topo) e 125 km (base) de altura, em condições de mínima atividade solar e no período de equinócio (Richmond, 1995). O ponto sub-solar (latitude 0° , longitude 0°) está

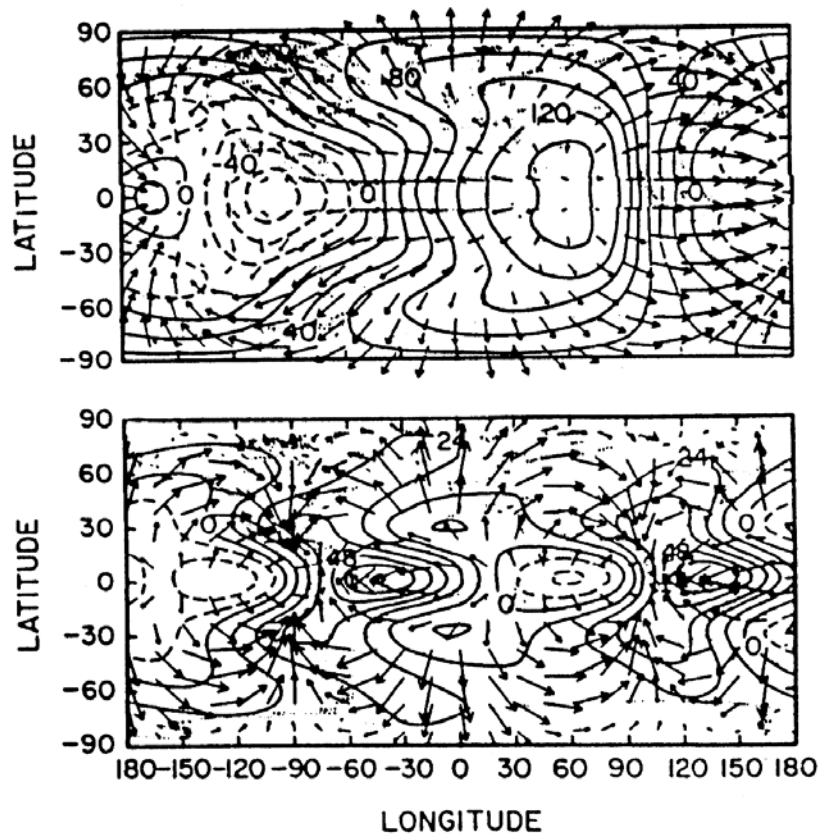


FIGURA 2.24 - Temperaturas (curvas sólidas) e ventos (setas) às 12 UT para condições de equinócio e atividade solar mínima, em níveis de pressão atmosférica de $6,8 \mu\text{Pa}$ (aproximadamente 300 km, topo) e $2,7 \text{ mPa}$ (aproximadamente 125 km, base).

FONTE: Richmond (1995, p. 264).

localizado no centro dos diagramas. Os efeitos das correntes auroras não foram incluídos nesta simulação. Na atmosfera superior, a temperatura se maximiza no período da tarde (onde está associada com uma expansão atmosférica e uma região de alta pressão), originando um fluxo de ar na direção dia-noite (alta para baixa pressão) que é contrariado principalmente pelos efeitos do arrasto iônico e da viscosidade. Na atmosfera inferior o arrasto iônico e a viscosidade são pouco importantes, e o vento representa um balanço entre a inércia, a força de Coriolis e a força devido ao gradiente de pressão. Na parte inferior da Figura 2.24, as variações do vento e temperatura fecham

dois ciclos em longitude, correspondendo a uma variação temporal com um período de 12 horas, decorrente da inclusão das marés atmosféricas no modelo.

Nas altas latitudes, mesmo sob condições magneticamente calmas, existe uma contínua produção de ionização devido à precipitação de partículas que ocasiona um aquecimento nas alturas das regiões D e E (Vickrey et al. (1982); Baumjohan et al. (1985), citados por Titheridge (1995)). Uma considerável injeção de energia nestas latitudes também ocorre devido à interação entre a atmosfera neutra e o movimento do plasma ionosférico. Os campos elétricos magnetosféricos mapeados para as altas latitudes da ionosfera produzem derivas de plasma na direção $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, com velocidades horizontais muito intensas. As colisões entre o plasma em movimento e a atmosfera neutra causam um elevado aumento de temperatura nas alturas da região E, através do arrasto iônico ou aquecimento Joule causado pelas correntes. Este aquecimento causa variações (principalmente diurnas) na temperatura e composição da atmosfera superior das altas latitudes (Mayr et al. (1990), citado por Titheridge (1995)) e modifica os ventos das altas e médias latitudes, durante as tempestades magnéticas (Forbes et al. (1993b); Fesen et al. (1993b), citados por Titheridge (1995)). A Figura 2.25 apresenta uma simulação numérica da distribuição do vento em altas latitudes (145 km de altura) e a distribuição de velocidade dos íons, evidenciando a influência da convecção iônica sobre os ventos. Deve-se observar que, devido aos efeitos da rotação terrestre e do arrasto iônico, as células de ventos estão atrasadas em aproximadamente 2 horas em relação às células de convecção dos íons.

Adicionalmente, existe uma apreciável quantidade de energia que entra na atmosfera superior, a partir das altitudes menores. Isto ocorre na maior parte das latitudes e provém da dissipação de energia das ondas planetárias, ondas de marés e ondas de gravidade produzidas na densa atmosfera inferior (Forbes et al. (1993b), citados por Titheridge (1995)). A penetração desta energia na ionosfera é bastante complexa, podendo modificar a circulação termosférica global (Fuller-Rowell et al., 1994; Richmond, 1995; Fuller-Rowell et al., 1997).

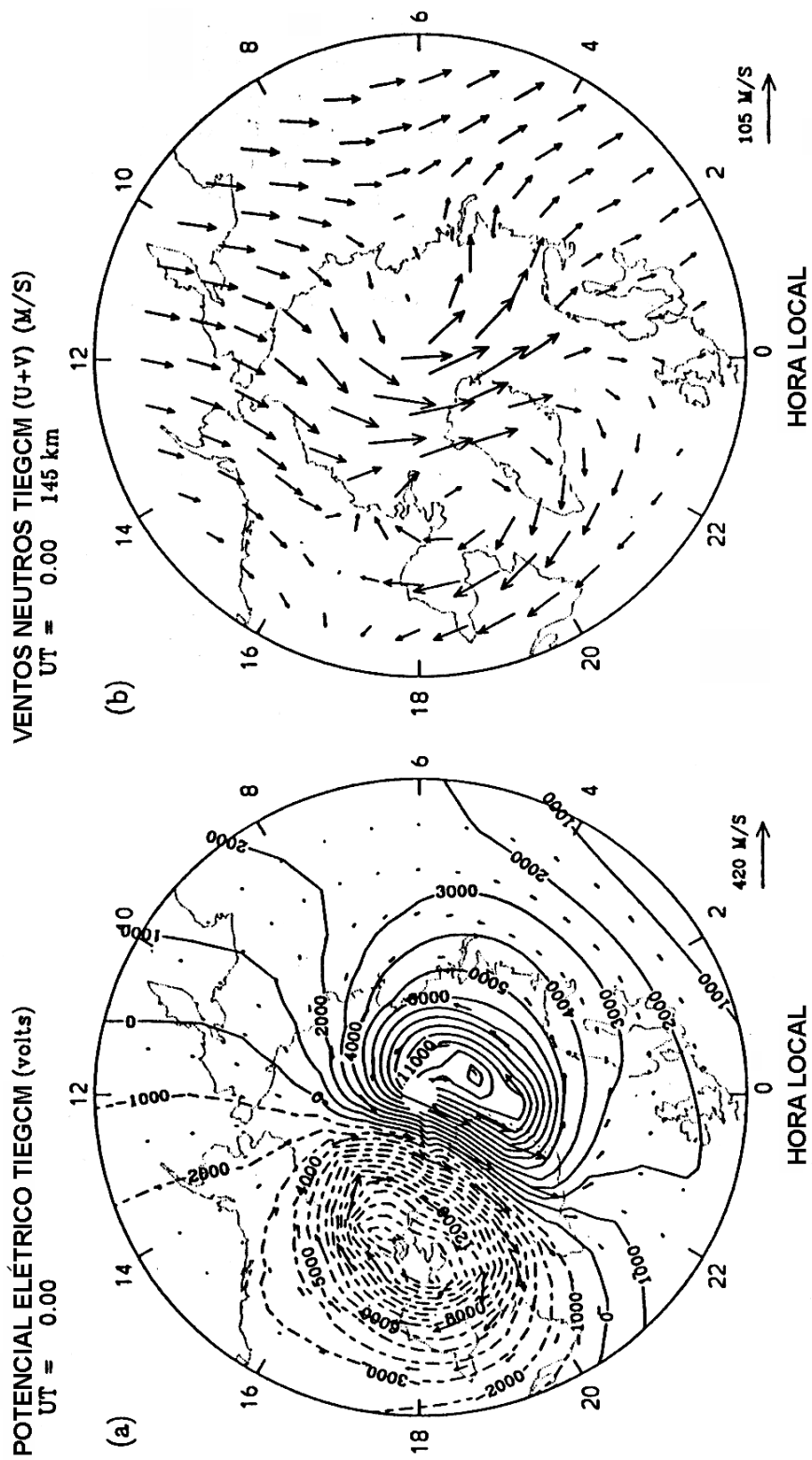


FIGURA 2.25 - Resultados de uma simulação numérica com o modelo TIEGCM (Thermosphere Ionosphere Electrodynamics General Circulation Model), às 0 UT para condições de equinócio e atividade solar mínima. (a) Potencial elétrico e velocidades de convecção iônica entre 47.5° e o pólo norte geográfico. (b) Velocidades do vento em 145 km de altitude.
 FONTE: Richmond (1995, p. 267).

2.5.3.1 Efeitos Globais das Tempestades Magnéticas sobre a Circulação Termosférica

Durante condições magnéticas perturbadas, as fontes de energia magnetosféricas intensificam-se e expandem-se espacialmente. Os campos elétricos de convecção e aurorais deslocam-se na direção equatorial, aumentando a deposição de energia na atmosfera superior em latitudes relativamente menores. O aquecimento resultante desta injeção de energia expande verticalmente a atmosfera, originando gradientes de pressão que modificam o sistema de ventos termosféricos. O aquecimento Joule em altas latitudes também produz um fluxo inicial de plasma para cima em torno do oval auroral, originando ondas que podem se propagar para o equador em poucas horas, de acordo com Mayr et al. (1984) e Prölss (1993), citados por Burns et al. (1995).

O aquecimento do gás neutro na termosfera de altas latitudes origina duas células de ventos que fluem em direção ao equador a partir dos pólos de cada hemisfério, em direção oposta aos ventos gerados pelo aquecimento solar devido à absorção da radiação EUV (Figura 2.26). O impacto desta circulação transiente sobre a termosfera restringe-se a um determinado setor de longitude, se a perturbação enfraquecer após algumas horas. Por outro lado, se a perturbação persistir por alguns dias, a resposta da termosfera é global com grandes aumentos na velocidade do vento, temperatura e densidade (Volland, 1996).

Os ventos termosféricos que fluem na direção do equador adquirem uma velocidade para oeste em relação à Terra, através do efeito de Coriolis. Em uma atmosfera idealizada sem atrito, um gradiente de pressão latitudinal de grande escala estabelece um balanço geostrófico onde a força de Coriolis na direção meridional equilibra a força devido ao gradiente de pressão, resultando em um vento zonal. Na termosfera, porém, o balanço geostrófico não é totalmente satisfeito devido à viscosidade do ar e ao arrasto iônico (Rishbeth, 1972; 1998). Este último atua como uma força resistiva sobre os ventos e ondas na termosfera, de forma que as colisões entre os íons coagidos pelo campo geomagnético e as moléculas de ar impedem que os íons movam-se livremente

com o vento (Rishbeth, 1979; Rishbeth, 1998). De acordo com Blanc e Richmond (1980), citado por Fuller-Rowell (1997), o desenvolvimento do vento zonal para oeste pode ser também interpretado através da conservação de momentum angular. Os ventos na direção equatorial transportam o ar das altas latitudes, onde o momento angular associado com a rotação terrestre é menor, para as latitudes menores. À medida que estas parcelas de ar alcançam as médias latitudes, um movimento para oeste é desenvolvido, conservando-se o momento angular. Outro fator limitante para o movimento meridional é a redução do gradiente de pressão devido ao movimento das parcelas de ar que transportam energia das altas para as baixas latitudes (Fuller-Rowell, 1997).

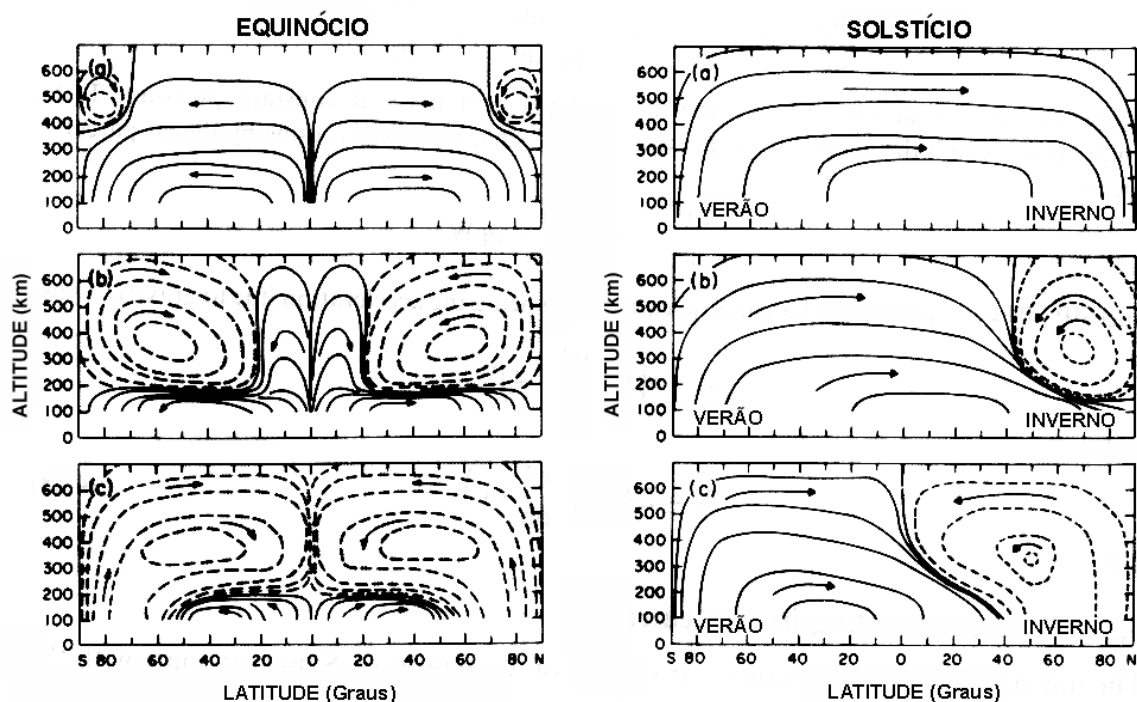


FIGURA 2.26 - Efeito do aquecimento de altas latitudes na circulação termosférica, durante os períodos de equinócio e solstício, modificando as células de Hadley. Os painéis mostram a circulação meridional (a) sob condições magneticamente calmas, (b) para níveis de atividade médios, (c) durante sub-tempestades magnéticas.

FONTE: Hargreaves (1992, p. 123).

Os ventos termosféricos também são responsáveis pela mistura vertical do ar neutro e pela redistribuição de calor na termosfera, devido à significativa velocidade vertical (Richmond e Matsushita, 1975; Volland, 1996). A modificação nas condições de vento e temperatura durante uma tempestade magnética influencia fortemente a composição do gás neutro nas alturas da região F, alterando as taxas de ionização e recombinação do plasma ionosférico.

Fuller-Rowell et al. (1994) utilizaram um modelo de acoplamento ionosfera-termosfera para determinar a resposta da atmosfera superior às tempestades geomagnéticas. Os resultados apontam dois efeitos importantes para a determinação da intensidade das perturbações dos ventos que fluem na direção equatorial, a partir de ambas as regiões polares: a localização do setor de longitude do pólo geomagnético e a preferência da propagação de ondas e ventos no lado noturno. Caso os dois efeitos coincidam, uma intensa resposta é gerada naquele setor. Todavia, o setor de longitude mais distante do pólo geomagnético e, adicionalmente, localizado no setor diurno, apresenta uma resposta menos intensa. A inibição da propagação no lado diurno pode ser uma consequência do predomínio dos ventos que fluem na direção polar, mas é mais provável que seja resultado da elevada densidade de ionização que dissipa a perturbação mais rapidamente, devido ao arrasto iônico. Outro aspecto observado está relacionado à razão de propagação da perturbação, consistente com a velocidade de fase de uma onda de gravidade (600-700 m/s). Uma circulação meridional (acima de 100 m/s) estabeleceu-se logo em seguida à passagem da frente de onda, indicando que a onda e o início da circulação global são manifestações do mesmo fenômeno. Apesar da energia transportada pelas ondas de gravidade ser pequena em relação à energia transportada pelos ventos de grande escala (Richmond (1979b), citado por Pröls (1982)), este mecanismo pode explicar o curto período de tempo para a resposta da atmosfera de baixas latitudes à atividade magnetosférica. Após algumas horas, as ondas provenientes de ambos os hemisférios entram em contato, interagem e afetam a dinâmica da termosfera em uma escala global. Para uma tempestade com duração de 6 horas, as duas ondas e a circulação interferem entre si e cancelam-se parcialmente, criando ventos na direção polar sobre uma extensa área. As perturbações que penetram no hemisfério

oposto são uma característica dominante da resposta dos ventos termosféricos e parte integrante do sistema de ventos global. Na fase final da tempestade, após um período aproximado de 12 horas desde o início da tempestade (nesta simulação), a circulação global é restabelecida.

2.5.3.2 Resposta do Sistema Termosfera-Ionosfera de Altas Latitudes às Tempestades Magnéticas

A ionosfera e a termosfera de altas latitudes são diretamente afetadas pela interação entre o vento solar e a magnetosfera, através do acoplamento magnético. Os campos elétricos de convecção originados na magnetosfera são mapeados para a ionosfera de altas latitudes e produzem uma intensa convecção de plasma (cuja configuração depende da orientação e intensidade do campo magnético interplanetário) sobre a região polar, derivando os íons na direção $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ nas altitudes das regiões E e F. Através do mecanismo de arrasto iônico, o gás neutro é forçado a adotar uma circulação similar à convecção dos íons (Deng et al., 1993; Lu et al., 1995; Richmond, 1995; Titheridge, 1995). Quando ocorre uma súbita modificação na convecção do plasma, os ventos neutros não seguem esta variação imediatamente devido à inércia do gás neutro. Os ventos neutros impelidos pelos íons durante a tempestade magnética podem persistir por várias horas na fase de recuperação e produzir significativas correntes ionosféricas e magnetosféricas sobre a região polar, através de processos similares ao dínamo de médias e baixas latitudes (Deng et al., 1993). Este mecanismo é conhecido como “flywheel effect”.

Uma variação deste conceito está relacionado ao efeito dos ventos fósseis (Fejer et al., 1990). Durante uma tempestade magnética, o oval auroral e a convecção em altas latitudes se expandem, de forma que o sistema de ventos acelerado pelo arrasto iônico se estende para latitudes menores. Este sistema de ventos continua a exercer a influência do dínamo no período de aquietamento das condições magnéticas. A característica adicional do conceito dos ventos fósseis em relação ao “flywheel effect” é a conexão entre a influência do dínamo e a camada de blindagem. Na fase de recuperação de uma

tempestade magnética, a projeção ionosférica da borda interna da corrente de anel retrocede para latitudes magnéticas mais altas, expondo a ionosfera de latitudes relativamente menores aos efeitos do dínamo devido aos ventos previamente acelerados pela convecção dos íons (Fuller-Rowell, 1997).

Uma ilustração da convecção do plasma em altas latitudes é apresentada na Figura 2.27, obtida através de um modelo de convecção baseado na sobreposição da distribuição de um campo elétrico tipicamente polar com um campo elétrico de co-rotação. Algumas trajetórias de deriva estão confinadas à calota polar, que está totalmente escura durante o inverno (trajetória 1). Densidades de ionização muito reduzidas podem ser observadas à medida que a quantidade de plasma decai, o que pode explicar a formação dos buracos polares (“polar holes”), segundo Sojka et al. (1981a, 1991), citados por Prölss (1995). Nas outras trajetórias o fluxo estaciona de forma que, durante algumas horas, o plasma permanece afastado das fontes de produção (trajetória 5). Este caso ocorre no setor do anoitecer, onde o enfraquecimento do fluxo de plasma pode ocasionar pronunciadas reduções na ionização. A utilização de modelos indica que tal fluxo estacionário seja o mecanismo responsável pelo desenvolvimento da depressão principal, de acordo com Knudsen et al. (1974), Watkins (1978), Spiro et al. (1978), Sojka et al. (1981a), Qeegan et al. (1982) e Fuller-Rowell et al. (1991a), citados por Prölss (1995). Por outro lado, plasma com uma elevada densidade de ionização, proveniente do lado iluminado pelo Sol, é transportado para a região da calota polar (trajetórias 3 e 4), formando uma língua de ionização (“tongue of ionization”), segundo Knudsen et al. (1974), Sojka et al. (1981a, 1992a) e Fuller-Rowell et al. (1987), citados por Prölss (1995). Este plasma pode derivar na direção dos setores do anoitecer e amanhecer, contribuindo para o aumento de ionização na borda polar da depressão principal, de acordo com Robinson et al. (1985), Rodger et al. (1986) e Senior et al. (1987), citados por Prölss (1995). Tal aumento estabelece o limite equatorial de uma região anular com elevada densidade de ionização denominada de toróide de plasma polar (“polar plasma torus”), “auroral peak”, “auroral clifts” ou “plasma rings” situada, aproximadamente, na região do oval auroral. A região do toróide de plasma (“plasma torus”) apresenta variações com a atividade magnética similares às variações da região do oval auroral e, portanto,

expande-se em direção às latitudes menores durante os períodos de tempestade. Modelos de fluxos estacionários similares ao representado na Figura 2.27 não apresentam sempre o mesmo comportamento, pois a distribuição e a intensidade dos campos elétricos estão constantemente ajustando-se às condições variáveis do espaço interplanetário.

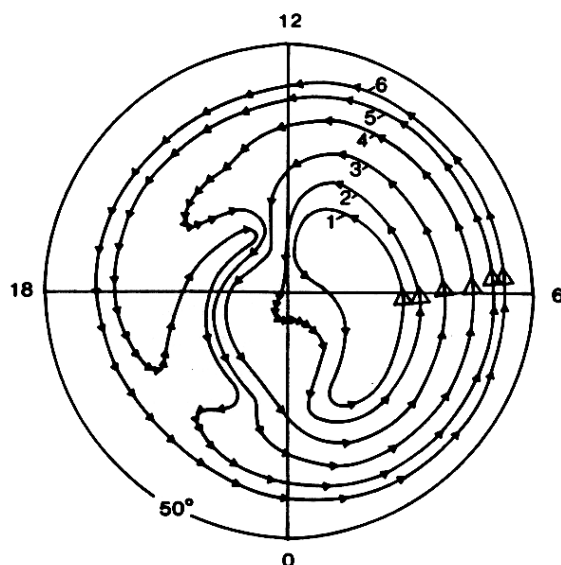


FIGURA 2.27 - Exemplo de trajetórias de convecção do plasma em 300 km de altitude (hemisfério norte), sob a influência combinada dos campos elétricos de co-rotação e magnetosféricos. Os triângulos maiores indicam os pontos iniciais utilizados no cálculo das trajetórias, enquanto que os triângulos sólidos menores indicam tempos sucessivos de 1 hora. O limite da calota polar (não indicado) é estabelecido por um círculo de raio 15° e centrado 5° na direção da meia-noite, a partir do pólo geomagnético.

FONTE: Prölss (1995, p. 232).

Durante períodos geomagneticamente perturbados, os campos elétricos de convecção expandem para latitudes relativamente mais baixas. Devido ao deslocamento entre os pólos geomagnético e geográfico, a região de intensa convecção de plasma na direção solar, localizada no setor da tarde, é transportada para latitudes geográficas crescentemente baixas. À medida que esta célula de convecção encontra continuamente plasma ionosférico fresco produzido pela radiação solar co-rotacionando ao longo da

sua borda equatorial, uma região latitudinalmente estreita de aumento da densidade de plasma (“storm-enhanced plasma density” – SED) é produzida, e a ionização é transportada para altas latitudes no setor do meio-dia. Esta característica explica os pronunciados aumentos de densidade ionosférica próximas ao anoitecer em médias latitudes observadas durante estágios iniciais das tempestades magnéticas (denominado “dusk effect”) e constitui uma fonte do aumento de plasma observado sobre a calota polar na região F durante os períodos perturbados. Embora os efeitos do SED sejam mais claramente observados durante tempestades magnéticas, quando os campos elétricos de convecção expandem para relativamente baixas latitudes, a convecção de plasma devido à produção solar para as calotas polares também ocorre durante condições não perturbadas (Foster, 1993).

2.5.3.3 Resposta do Sistema Termosfera-Ionosfera de Médias Latitudes às Tempestades Magnéticas

Ao contrário das altas latitudes, onde a velocidade de deriva das partículas carregadas freqüentemente excede a velocidade do vento neutro em magnitude, nas médias e baixas latitudes a velocidade do vento neutro é geralmente maior do que a velocidade de deriva das partículas carregadas (Richmond, 1995). Adicionalmente, o efeito dos campos elétricos nas médias latitudes é pequeno (Miller et al., 1986).

Em condições magneticamente calmas, os ventos que fluem na direção polar durante o dia movem a ionização para altitudes menores, onde o aumento da recombinação reduz a densidade de ionização (Figura 2.28). À noite, os ventos na direção do equador conduzem o plasma para cima, ao longo das linhas de campo geomagnético, para regiões com menores taxas de recombinação. Este efeito é o principal responsável pela manutenção da ionosfera noturna em grande parte do globo. Os ventos zonais, por outro lado, contribuem para os movimentos verticais quando a declinação magnética é grande. Estes ventos constituem a maior causa das diferenças observadas no comportamento da região F em distintas longitudes. Os ventos zonais também podem explicar a grande diferença verificada em locais similares, nos hemisférios norte e sul (Titheridge, 1995).

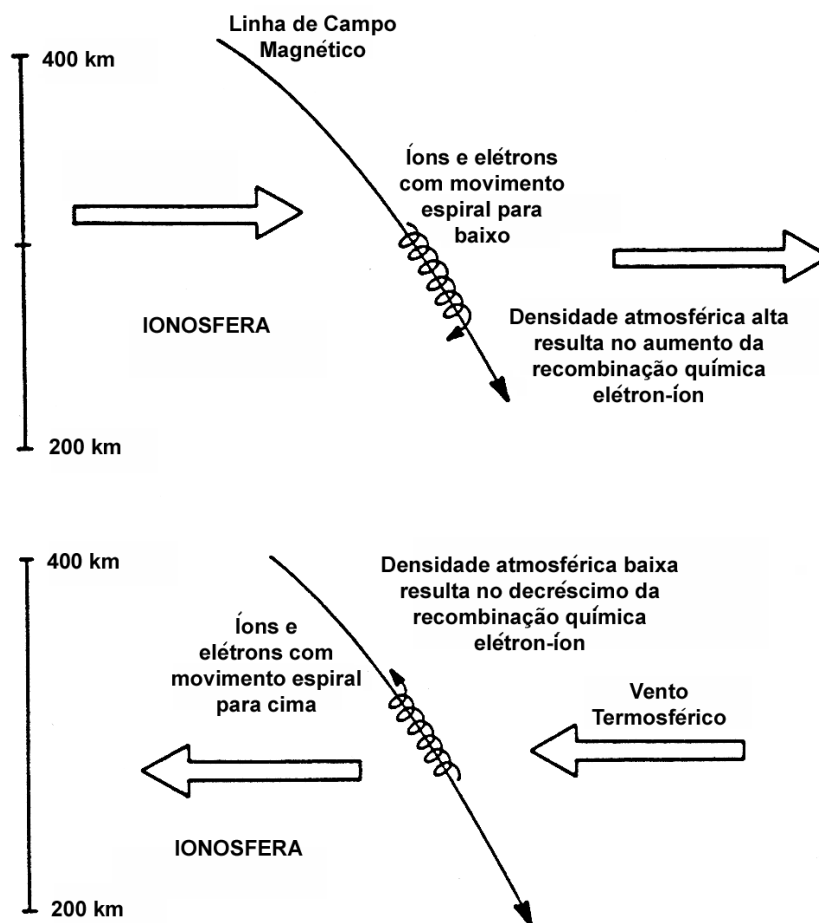


FIGURA 2.28 - Ilustração do mecanismo através do qual os ventos termosféricos afetam a ionosfera. Os ventos neutros são predominantemente horizontais, mas eles podem mover o plasma verticalmente e horizontalmente onde as linhas do campo magnético terrestre são inclinadas. Quando os ventos neutros fluem na direção equatorial, o plasma é empurrado para cima; quando os ventos sopram na direção dos pólos, o plasma é movido para baixo, modificando a altura da camada F e produzindo variações significativas na densidade ionosférica.

FONTE: Richmond (1987, p.135).

Durante as tempestades magnéticas, os padrões de ventos das médias latitudes são modificados pelos ventos que fluem na direção equatorial, devido ao aquecimento e

expansão da atmosfera polar. Estes ventos adquirem uma componente zonal para oeste (em relação à Terra), devido ao efeito de Coriolis, à medida que fluem na direção das baixas latitudes. Fesen et al. (1993b), citado por Titheridge (1995), mostraram que os ventos tornam-se mais direcionados para o equador e para oeste, com o aumento da atividade auroral em todas as latitudes. Desta forma, a resposta do sistema termosfera-ionosfera pode variar a cada tempestade.

2.5.3.4 Resposta do Sistema Termosfera-Ionosfera de Baixas Latitudes às Tempestades Magnéticas

Os movimentos na ionosfera de baixas latitudes são controlados por uma interação eletrodinâmica complexa que envolve os ventos neutros, o campo magnético terrestre e os campos elétricos produzidos pela ação do dínamo nas regiões E e F (Titheridge, 1995). Em condições magneticamente calmas, os movimentos de ionização na região F são causados pelos ventos neutros e pela deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$. Durante o dia, os ventos neutros que fluem na região E originam campos elétricos zonais na região equatorial, os quais são mapeados para a região F, produzindo derivas de plasma para cima. Este plasma difunde-se ao longo das linhas de campo geomagnético e deposita-se nas latitudes aproximadas de $\pm 15^\circ$ de latitude, formando os picos da anomalia equatorial. Os ventos meridionais nestas latitudes também produzem um fluxo inter-hemisférico de ionização. Este efeito varia de acordo com a longitude à medida que as declinações magnéticas causam ventos zonais, que são adicionados ou subtraídos da componente meridional.

As modificações no desenvolvimento da anomalia equatorial é uma das manifestações mais perceptíveis da resposta do sistema termosfera-ionosfera equatorial às perturbações magnetosféricas (Abdu et al., 1993). Tais modificações podem ser causadas pelas mudanças que ocorrem nos campos elétricos e ventos termosféricos, durante os períodos de tempestade (Prölss, 1995). As variações nos campos elétricos podem ser ocasionadas (1) pela sobreposição de campos elétricos externos de origem polar e magnetosférica e (2) por modificações no campo elétrico do dínamo perturbado.

As perturbações nos campos elétricos de origem magnetosférica estão associadas principalmente com a fase inicial de uma tempestade magnética, cuja atividade de sub-tempestade é muito intensa. Neste caso, súbitas variações no potencial da calota polar e/ou da corrente de anel causam um aumento temporário no campo elétrico zonal para leste, produzindo um aumento na deriva para cima e na subsequente drenagem de ionização na região equatorial. Por outro lado, os campos elétricos de origem magnetosférica para oeste podem inibir a formação da anomalia equatorial (Abdu et al., 1991). Na fase de recuperação da sub-tempestade, associada a uma rápida inversão do campo magnético interplanetário para o norte, a penetração do campo elétrico crepúsculo-amanhecer nas latitudes equatoriais origina uma inibição da anomalia equatorial no lado diurno e um simultâneo desenvolvimento da anomalia no período noturno.

As perturbações nos campos elétricos também podem resultar de uma modificação nos ventos associados ao dínamo, de acordo com Blanc e Richmond (1980), citados por Prölss (1995). Estas mudanças ocorrem com um certo atraso de tempo e, portanto, este mecanismo pode explicar somente os efeitos das perturbações ionosféricas que ocorrem durante as fases principal e de recuperação de uma tempestade magnética. Conforme o estudo destes autores, os ventos associados às tempestades fluem de forma a reduzir o campo elétrico dos períodos calmos, enfraquecendo o efeito fonte e ocasionando aumento da ionização nas latitudes equatoriais e decréscimos nas latitudes sub-equatoriais, no período diurno.

Adicionalmente, a modificação da anomalia equatorial pode ser causada pelas derivas devido ao vento induzido. Estes ventos dirigidos para o equador e intensificados durante as tempestades, opõem-se ao transporte de ionização (na direção polar) ao longo das linhas de campo magnético, inibindo a formação da anomalia equatorial e ocasionando decréscimos na densidade de ionização nas regiões de crista da anomalia e aumentos próximos ao equador.

2.5.4 Comportamento do Conteúdo Eletrônico Total Durante as Tempestades Magnéticas

A dissipação de energia devido ao vento solar afeta continuamente a densidade da atmosfera superior polar, mesmo durante condições magneticamente calmas. Esta energia é suficientemente grande para produzir uma zona de perturbação permanente, onde são observadas modificações características na composição atmosférica. Durante condições perturbadas, tais modificações não ficam restritas às regiões polares, mas se expandem em direção às latitudes médias (Figura 2.29).

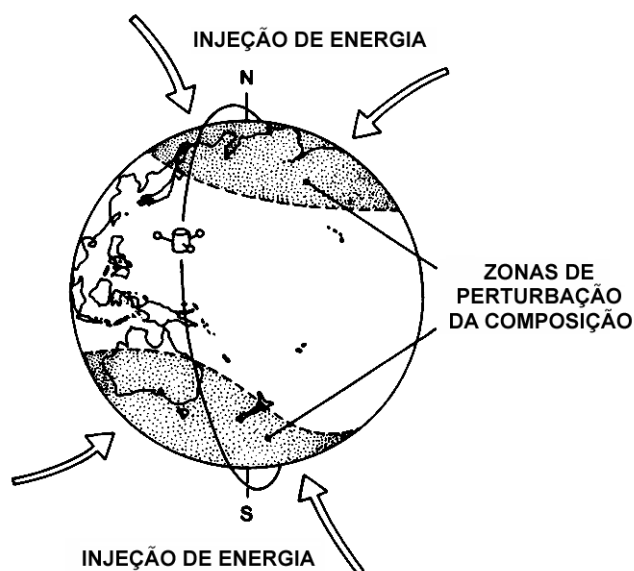


FIGURA 2.29 - Injeção de energia e formação das zonas de perturbação na composição neutra durante um evento de tempestade magnética.

FONTE: Prölss (1980, p. 184).

Os efeitos destas perturbações afetam globalmente a densidade de ionização nas alturas da região F ionosférica e, por esta razão, são denominados de perturbações ionosféricas ou tempestades ionosféricas. O primeiro termo é utilizado quando as variações espaciais e temporais envolvidas são parcialmente irregulares ou quando as modificações ocorridas nas latitudes sub-aurorais são essencialmente de natureza transitória; o

segundo termo indica que as perturbações observadas podem ser razoavelmente severas (Prölss, 1995).

A morfologia destas perturbações não se apresenta de modo uniforme, ocorrendo variações anômalas na densidade de ionização em distintas fases da tempestade magnética e sobre diferentes localidades. Resultados de estudos sistemáticos desenvolvidos por Appleton e Piggott (1952), Marin (1953) e Matsushita (1959), citados por Field e Rishbeth (1997), sobre a morfologia e a física da camada F durante as perturbações magnéticas estabeleceram que as tempestades ionosféricas possuem normalmente três fases distintas: a fase positiva, a fase negativa e a fase de recuperação. A fase positiva inicial é caracterizada por um aumento na densidade e conteúdo eletrônicos e prolonga-se por poucas horas após o início da tempestade, o qual coincide algumas vezes com o SSC, embora isto não seja necessariamente correto e nem todas as tempestades magnéticas têm SSCs (Prölss, 1995; Field e Rishbeth, 1997). Em seguida, ocorre a fase principal ou negativa, com duração de aproximadamente um dia, onde a densidade eletrônica e o conteúdo eletrônico são normalmente reduzidos abaixo do seu valor médio. Na fase de recuperação, a ionosfera gradualmente retorna aos valores normais (Hargreaves, 1992; Field e Rishbeth, 1997). Esta fase pode durar desde um até vários dias.

Os estudos sobre o comportamento da região F durante as tempestades ionosféricas demonstraram que o conteúdo eletrônico total (TEC) comporta-se de forma similar à densidade no pico da camada F2 ($N_m F2$), porém a espessura da camada (“slab thickness” - τ) geralmente aumenta, especialmente nos primeiros dias das tempestades (Rishbeth e Garriott, 1969; Titheridge e Buonsanto, 1988; Hargreaves, 1992), de acordo com a Figura 2.30.

Nos itens a seguir, apresenta-se uma descrição dos fenômenos que causam as fases positivas e negativas das tempestades ionosféricas, assim como a dependência destas perturbações ionosféricas em relação à intensidade da tempestade, hora local e época do ano.

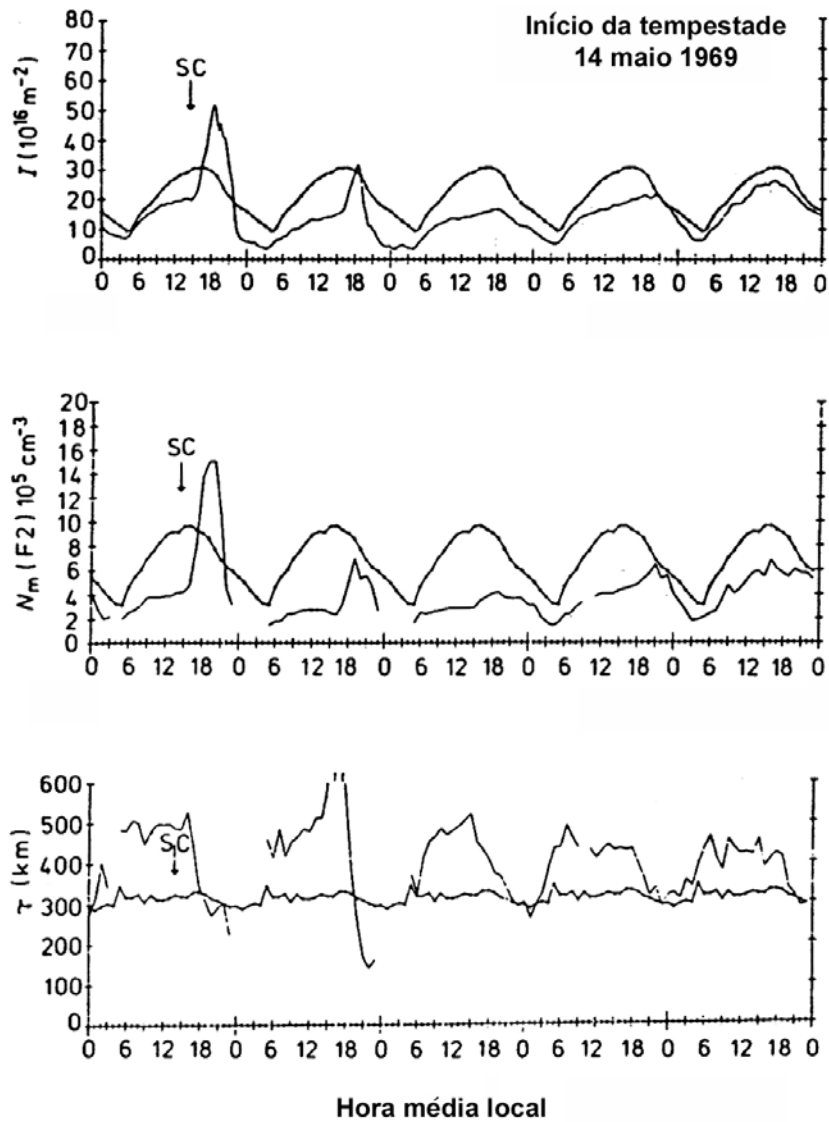


FIGURA 2.30 - Conteúdo eletrônico (I), densidade eletrônica no pico da camada F2 (N_m) e espessura da camada (τ) observada em uma estação situada em médias latitudes, durante uma tempestade ionosférica. O início da tempestade é indicado pelo SSC. As curvas que apresentam a mesma variação e se repetem a cada 24 horas representam os valores de tais parâmetros em períodos magneticamente calmos, os quais são calculados através de uma média contendo 7 dias de dados.

FONTE: Hargreaves (1992, p.281).

2.5.4.1 Fase Positiva das Tempestades Ionosféricas

As tempestades ionosféricas são fenômenos extremamente complexos. As modificações na produção, perda e movimentos da ionização são causados por diversos fatores, os quais dependem da localização (latitude, longitude e altitude), estação do ano, hora local e hora de início da tempestade magnética (Titheridge e Buonsanto, 1988). Com o início da tempestade magnética, o aquecimento Joule devido às correntes elétricas e o aquecimento causado pela precipitação de partículas aumentam a pressão atmosférica nas altas latitudes, produzindo ondas de gravidade e intensificando os ventos neutros que fluem em direção ao equador, nas alturas da região F. Estes ventos elevam a ionização para regiões cuja taxa de recombinação é relativamente menor, produzindo aumentos diurnos no TEC.

De acordo com Prölss et al. (1991), a fase positiva das tempestades ionosféricas pode ser causada por três mecanismos: “Traveling Atmospheric Disturbances” (TADs), modificações na circulação dos ventos de grande-escala e expansão do aumento da ionização polar. Todavia, a penetração de campos elétricos magnetosféricos das altas para baixas latitudes ionosféricas pode contribuir para o aumento da ionização (Jakowski et al., 1992; Ho et al., 1998a; Jakowski et al., 1999). Adicionalmente, a difusão de plasma para baixo a partir da plasmasfera, a ionização corpuscular e a transferência de plasma entre os hemisférios são mecanismos que contribuem para o aumento do conteúdo eletrônico total (Balan et al., 1991).

Durante uma sub-tempestade magnética, indicada pelo aumento no índice AE no exemplo da Figura 2.31, uma significativa quantidade de energia é injetada na atmosfera superior polar. Considerando que o atraso de tempo (“time delay”) entre a atividade de uma sub-tempestade em altas latitudes e as conseqüentes perturbações na densidade em latitudes menores é relativamente curto, velocidades de propagação de centenas de metros por segundo seriam necessárias para transportar as perturbações para as latitudes equatoriais. Velocidades de propagação desta ordem são típicas das perturbações atmosféricas formadas pela sobreposição de ondas de gravidade, denominadas de

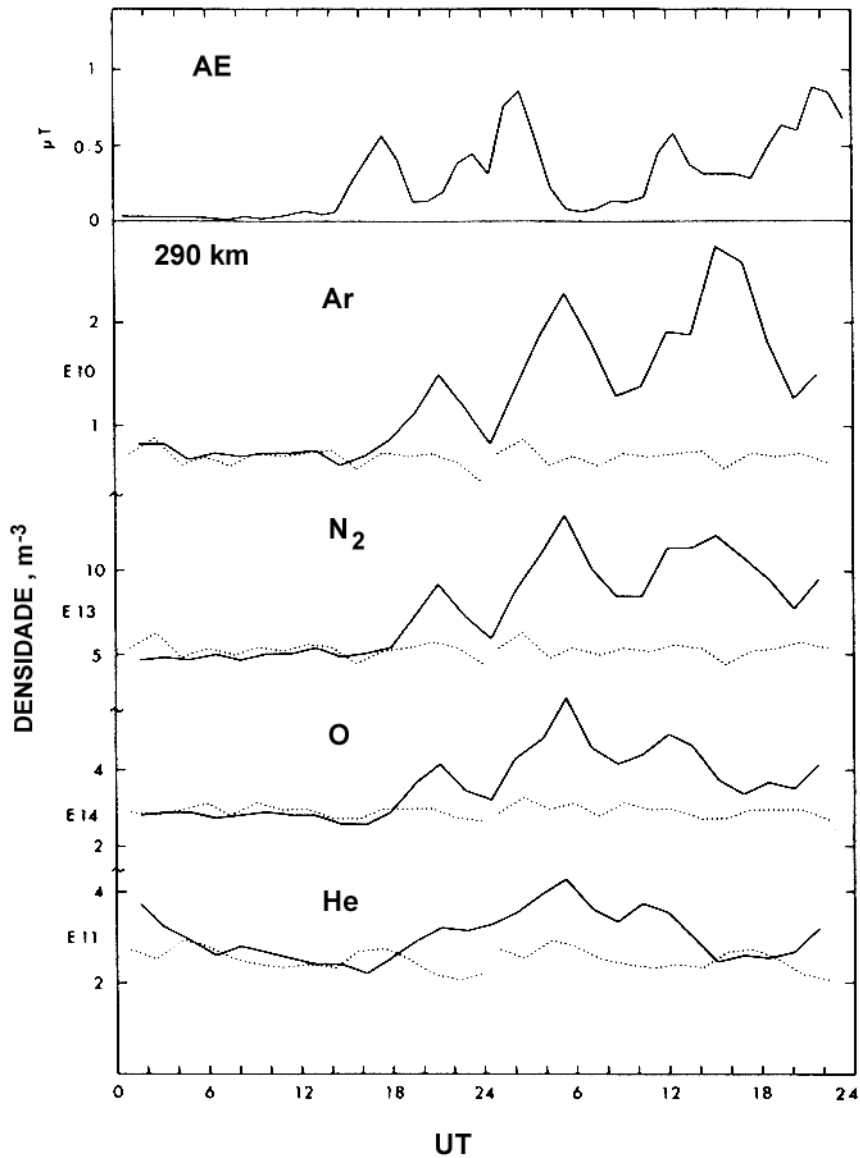


FIGURA 2.31 - Efeitos das tempestades termosféricas em baixas latitudes.

O painel superior apresenta o desenvolvimento da atividade magnética durante o evento de perturbação, em 19/20 de janeiro de 1973. As variações associadas do argônio (Ar), nitrogênio molecular (N_2), oxigênio atômico (O) e hélio (He) são representadas no painel inferior. Medidas obtidas em 18 de janeiro servem como referência para os períodos calmos (linha pontilhada).

FONTE: Prölss (1997, p. 231).

TADs, que se propagam das latitudes polares para as latitudes equatoriais com velocidades elevadas, transportando ventos de magnitude moderada na mesma direção (Figura 2.32). Nas latitudes médias, estes ventos arrastam a ionização para cima, ao

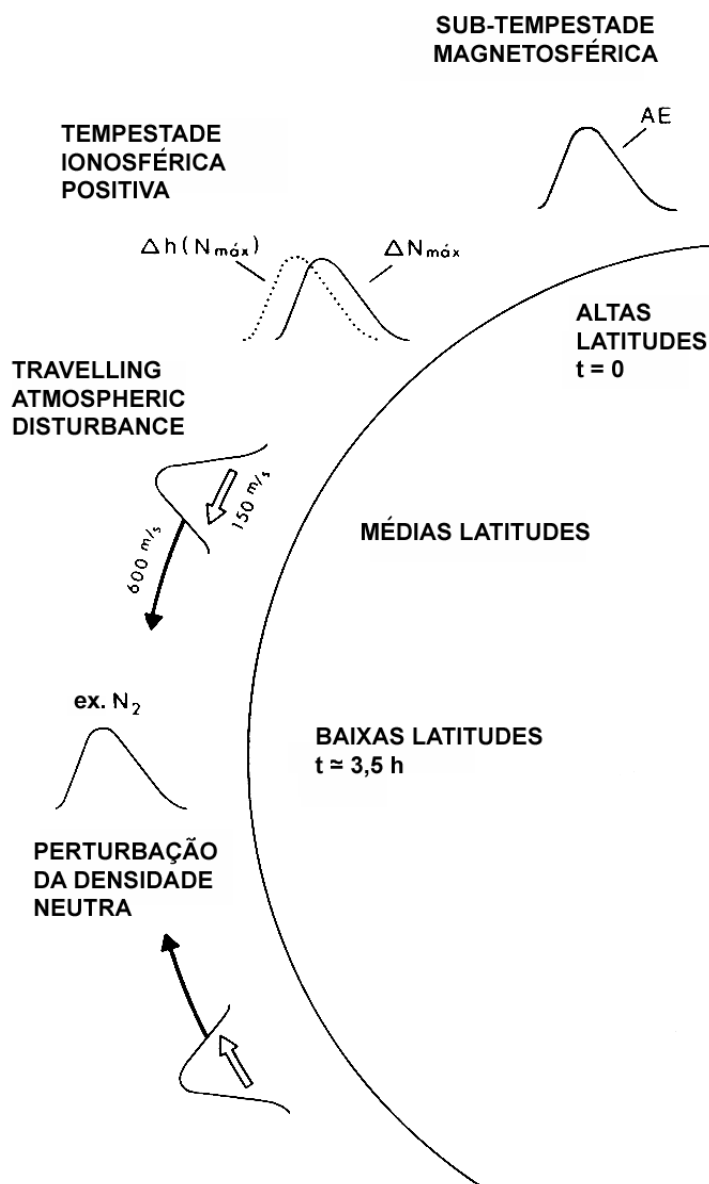


FIGURA 2.32 - Relação entre as sub-tempestades magnetosféricas (índice AE), TADs, tempestades ionosféricas positivas de curta duração ($\Delta h(N_{max})$, ΔN_{max}) e perturbações na densidade em baixas latitudes.

FONTE: Prölss (1997, p. 232).

longo das linhas de campo magnético, causando um aumento temporário na altura da camada $\Delta h(N_{max})$. A elevação desta camada ionizada resulta em um aumento na densidade de ionização ΔN_{max} , que corresponde a uma fase positiva de duração limitada. É importante notar que este mecanismo ocorre na ionosfera somente no período diurno. Durante a noite, a ausência de produção da ionização não permite a formação de fases positivas notáveis. Todavia, as variações na altura da camada associadas às TADs são observadas independentemente da hora local (Prölss, 1995).

A Figura 2.33 apresenta um exemplo da fase positiva de uma tempestade ionosférica desenvolvida em médias latitudes, em resposta à uma súbita injeção de energia em latitudes polares, indicada pelo índice AE. A causa imediata deste aumento de densidade é uma rápida elevação da camada F, conforme demonstrado na parte central desta figura. A interação entre densidade e altura da camada fica ainda mais evidente quando são analisados os perfis verticais da densidade.

Além das fases positivas de curta duração produzidas pelas TADs, são observados aumentos mais longos e duradouros na densidade de ionização, igualmente associados ao aumento na altura da camada (Figura 2.34). Estes eventos ocorrem devido à contínua injeção de energia nas latitudes polares e às conseqüentes modificações causadas na circulação dos ventos meridionais de grande-escala. Durante o dia, a zona de alta pressão desenvolvida sobre a região polar reduz a intensidade dos ventos na direção dos pólos (causado pelo aquecimento devido à radiação solar), normalmente observados neste setor de hora local. Conseqüentemente, o escoamento da energia nesta região será menor, causando um aumento de temperatura em latitudes médias e baixas, de acordo com Burns et al. (1992), citados por Prölss (1997). Por outro lado, no período da noite a mesma zona de alta pressão polar reforça os ventos regulares dirigidos para o equador e, juntamente com o arrasto iônico, produz as zonas de perturbação devido às tempestades (“storms surges”).

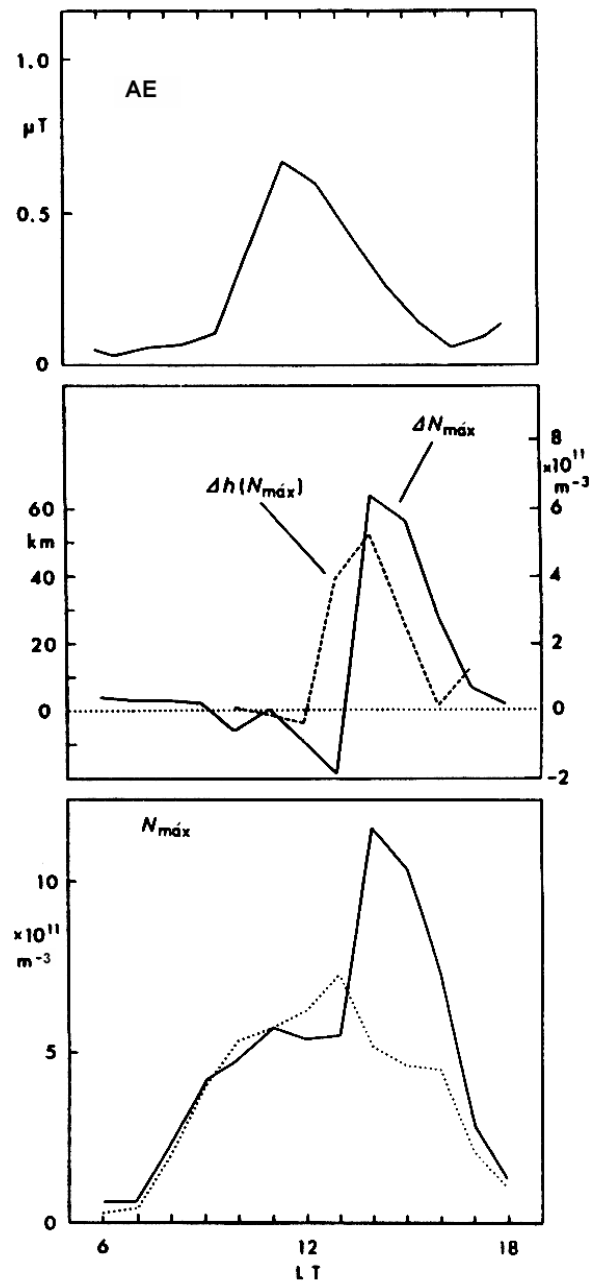


FIGURA 2.33 - Exemplo da fase positiva de uma tempestade ionosférica de curta duração. Em resposta à uma sub-tempestade isolada em 23 de janeiro de 1973, a ionosonda em Slough (51°N, 359°E) observa um aumento na densidade eletrônica máxima. Os dados obtidos em 22 de janeiro servem como referência para os períodos calmos (linha pontilhada). FONTE: Prölss (1997, p. 236).

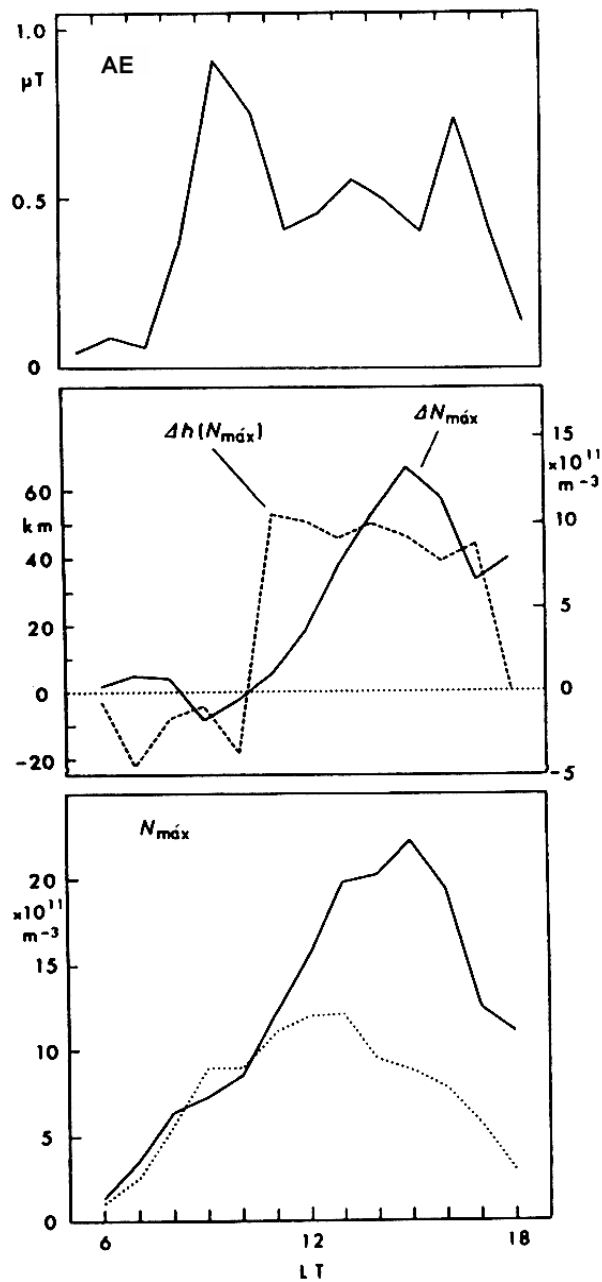


FIGURA 2.34 - Fase positiva de uma tempestade ionosférica de longa duração. A apresentação corresponde àquela da Figura 2.33. A tempestade foi observada em Pt. Arguello (36°N, 239°E), em 21 de fevereiro de 1973. Os dados registrados em 18/19 de fevereiro servem como referência para os períodos calmos.
 FONTE: Prölss (1997, p. 237).

Os ventos intensificados que fluem em direção às baixas latitudes durante as tempestades magnéticas também podem inibir a formação da anomalia equatorial. Tais ventos opõem-se ao transporte de ionização (na direção polar) ao longo das linhas de campo magnético, reduzindo a densidade de ionização nas regiões de crista da anomalia e causando efeitos positivos próximo ao equador. Adicionalmente, fases positivas podem ser observadas nestas latitudes devido ao aumento na densidade do oxigênio atômico transportado das altas para as baixas latitudes pela circulação termosférica de grande escala (Prölss, 1995).

Os campos elétricos de origem magnetosférica e ionosférica podem contribuir para explicar os efeitos observados nas tempestades ionosféricas. Os campos elétricos polares de origem magnetosférica podem penetrar na ionosfera de baixas latitudes durante a fase inicial da tempestade, quando a blindagem devido à corrente de anel não se encontra completamente desenvolvida (Jakowski et al., 1992). Neste caso, o campo elétrico para leste (no lado diurno) induz uma elevação no plasma produzido através do processo de foto-ionização, resultando em uma fase positiva da tempestade ionosférica. No lado noturno, o campo elétrico de convecção para oeste contrai a plasmasfera através das forças $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, movendo o plasma das superfícies de L (“L-shells”) mais altas para as mais baixas. Este movimento causa um aumento da pressão do plasma nas “L-shells” mais baixas, aumentando a difusão do plasma para baixo e, conseqüentemente, o conteúdo eletrônico nas extremidades da L-shell (Davies et al. (1979), citado por Balan et al. (1991)). Forbes e Harel (1989), citados por Jakowski et al. (1992), sugerem que o efeito dos campos elétricos devido ao dínamo perturbado (gerado pela ação dinâmica dos ventos termosféricos durante o período de tempestades) pode afetar significativamente a ionosfera de baixas latitudes. Segundo Blanc e Richmond (1980), as contribuições do dínamo perturbado para os campos elétricos leste-oeste de baixas latitudes geralmente produzem derivas de plasma para baixo durante o dia e para cima no período noturno.

Os aumentos de ionização nas regiões auroral e sub-auroral, observados por Ho et al. (1998a) no período noturno, foram causados parcialmente pelo deslocamento equatorial

da borda polar da depressão principal e parcialmente pelo aumento da precipitação de partículas energéticas em torno do oval auroral. A depressão principal, ilustrada na Figura 2.35, é a manifestação ionosférica da plasmapausa e uma região de baixa densidade eletrônica. Em condições magneticamente calmas, a plasmasfera terrestre estende-se até $L \sim 4-5$. A borda inferior deste intervalo de latitude corresponde à posição do menor aumento noturno do TEC observado em um período magneticamente calmo e sob condições de atividade solar mínima (Balan et al., 1991). A depressão principal é observada ocorrer no período da noite em ambos os hemisférios, entre as latitudes geomagnéticas de 60° e 65° , movendo-se na direção do equador durante períodos perturbados (Hargreaves, 1992). Durante as tempestades magnéticas, a plasmasfera sofre uma compressão (devido ao alongamento da magnetosfera) de forma que a depressão principal movimenta-se na direção das latitudes menores, cedendo lugar à região adjacente do toróide de plasma que contém uma elevada densidade de ionização. O aumento da ionização na região do toróide de plasma (Figura 2.35) está

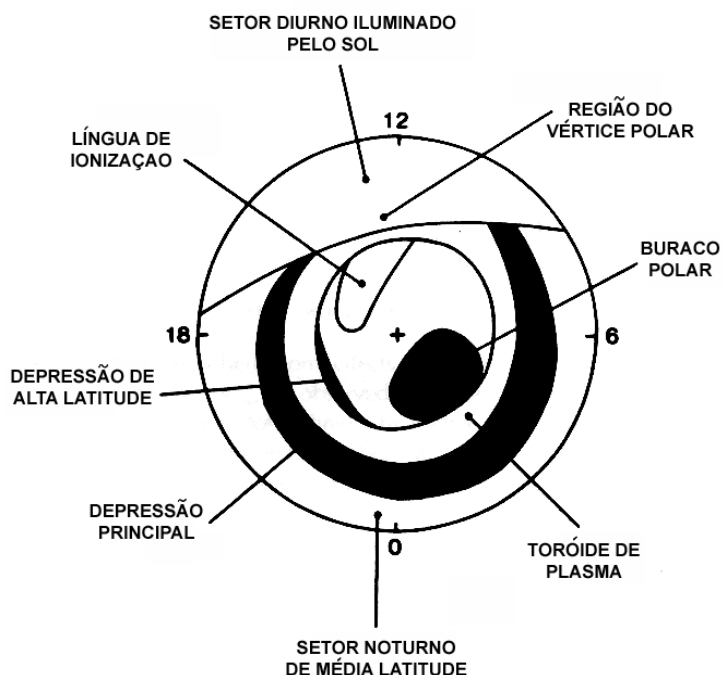


FIGURA 2.35 - Diagrama esquemático ilustrando a distribuição espacial da ionosfera na região polar.

FONTE: Prölss (1995, p. 229).

associado com a precipitação de partículas, que também afeta a estrutura da depressão devido à proximidade destas regiões. Durante condições magnéticas mais ativas, a precipitação de partículas intensifica-se e expande-se, podendo causar fases positivas em latitudes maiores e menores, segundo os autores Essex e Watkins (1973), Buonsanto et al. (1979), Mendillo et al. (1987), Providakes et al. (1989) e Prölss et al. (1991), citados por Prölss (1995).

Ho et al. (1998a) observaram, além dos fenômenos acima descritos, o efeito da transferência de plasma a partir do hemisfério conjugado. No hemisfério de inverno, o fluxo de plasma ao longo das linhas de campo magnético terrestre é para baixo, ou seja, da plasmasfera para a ionosfera (particularmente após a meia-noite) e a duração deste fluxo decresce com o aumento da atividade solar, de acordo com Evans e Holt (1978), citados por Balan et al. (1991). No hemisfério de verão, o fluxo de plasma ocorre da ionosfera para a plasmasfera (por toda a noite) e aumenta com a atividade solar. Desta forma, a plasmasfera fornece ionização para a ionosfera noturna de inverno, enquanto estiver sendo mantida pelo hemisfério de verão.

2.5.4.2 Fase Negativa das Tempestades Ionosféricas

As pronunciadas reduções na densidade de ionização que caracterizam a fase negativa das tempestades ionosféricas são causadas principalmente pelas modificações na composição do gás neutro resultantes do aquecimento da ionosfera e termosfera polares, devido à intensificação do eletrojato auroral e à precipitação de partículas naquelas regiões (Prölss et al., 1991; Jakowski et al., 1992; Ho et al., 1998a; Jakowski et al., 1999), que se expandem a partir das regiões polares para as latitudes menores. Este fenômeno pode ser observado na Figura 2.36, através de medidas das variações relativas nas densidades do nitrogênio molecular e oxigênio atômico, em função da latitude magnética, registradas por um satélite de órbita polar (Prölss, 1995). O termo $R(n) = 1$ é utilizado como referência, significando ausência de variações em relação aos períodos calmos. A característica mais notável desta apresentação é o desenvolvimento de uma zona de perturbação que se estende das altas para as médias latitudes, marcada por um

significativo aumento na densidade do nitrogênio molecular e simultânea diminuição na densidade do oxigênio atômico.

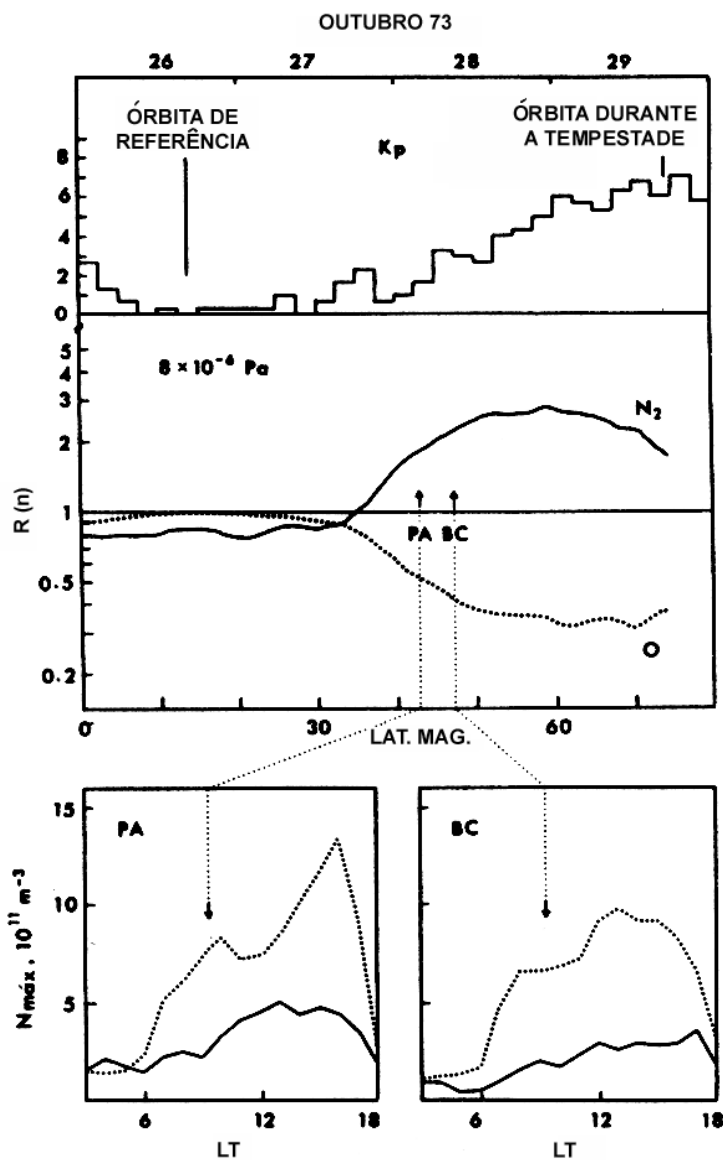
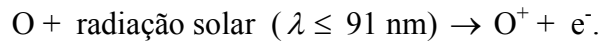


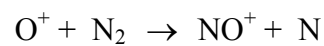
FIGURA 2.36 - Mudanças na composição do gás neutro associadas às tempestades magnéticas e fases negativas resultantes. Os dados registrados durante o período da tempestade (29 de outubro, linhas sólidas) são comparados com dados de referência em dias calmos (26 de outubro, linhas pontilhadas) para as estações de ionossonda em Pt. Arguello ($36^{\circ}N$, $239^{\circ}E$) e Boulder ($40^{\circ}N$, $255^{\circ}E$).

FONTE: Prölss (1997, p. 237).

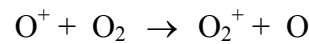
A produção de ionização nas alturas da região F2 é baseada na foto-ionização do oxigênio atômico polar:



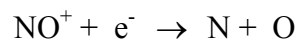
No caso da perda de ionização, inicialmente ocorre a transferência de cargas em reações do tipo:



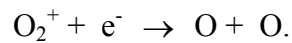
e



e, posteriormente, os íons moleculares resultantes NO^+ e O_2^+ são rapidamente destruídos através das respectivas recombinações dissociativas:



e



Conseqüentemente, um aumento nestes gases ocasionará um crescimento imediato na taxa de perda de ionização. Desta forma, um decréscimo na densidade do oxigênio atômico e um aumento na densidade do nitrogênio molecular são combinados de forma a reduzir a densidade de ionização nas alturas da região F.

Resultados mais precisos podem ser obtidos quando as variações observadas na composição são utilizadas em modelos numéricos da ionosfera (Figura 2.37). Os efeitos calculados e observados na fase negativa são comparáveis em magnitude, confirmando que as mudanças observadas na composição são suficientes para explicar a redução observada na densidade de ionização, pelo menos durante os períodos de baixa atividade solar (Prölss, 1995).

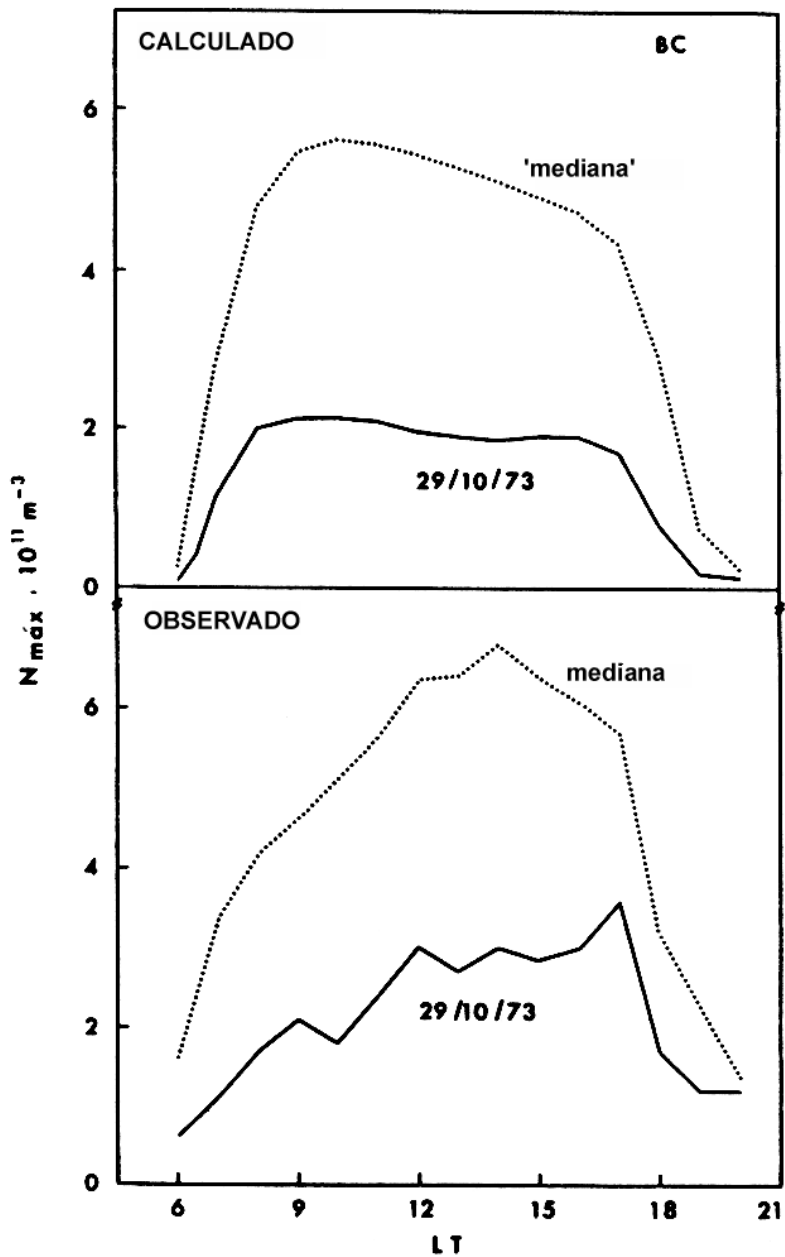


FIGURA 2.37 - Comparação entre variações diárias calculadas e observadas na densidade eletrônica máxima da camada F2, durante condições calmas e perturbadas. As variações ocorridas durante o período calmo (15/10/1973) são indicadas pela mediana mensal, e as condições perturbadas são representadas por dados obtidos no dia 29/10/1973, em Boulder.

FONTE: Prölss (1995, p. 208).

Considerando que a produção e a perda de ionização são sensíveis às variações de densidade da razão O/N_2 , este parâmetro é um bom indicador das perturbações na composição atmosférica (Prölss, 1980). Esta afirmação pode ser verificada na Figura 2.38, onde as variações na composição neutra e densidade eletrônica máxima apresentam um elevado grau de conformidade. Apesar de alguns dados investigados não demonstrarem este íntimo acoplamento, pois a densidade do plasma na região F2 é controlada por vários processos competitivos, os dados de plasma e composição são normalmente bem correlacionados. Evidências adicionais deste acoplamento entre a fase negativa das tempestades ionosféricas e as mudanças na composição neutra derivam do fato de que ambos os fenômenos exibem o mesmo tipo de variações regulares. Isto inclui variações sistemáticas relacionadas à intensidade da perturbação, hora local e estação do ano (Prölss, 1980).

As fases negativas também podem ser causadas pelo deslocamento da região da depressão principal para latitudes relativamente menores. Este fenômeno é caracterizado por uma acentuada redução na densidade de ionização, observada principalmente no setor do anoitecer, precedida por uma fase positiva da tempestade ionosférica. De acordo com a Figura 2.39, a ausência de correlação entre a variação latitudinal de N_2/O e a estrutura da depressão confirma a suposição em que os efeitos relativos à depressão principal não são causados por mudanças na composição neutra, durante condições magneticamente calmas ou perturbadas (Raitt et al., 1975; Schunk et al., 1976; Spiro et al., 1978; Sojka et al., 1981; Quegan et al., 1982; Evans et al., 1983; citados por Prölss et al., 1991).

2.5.4.3 Variações Sistemáticas das Perturbações Ionosféricas

Determinada a relação entre as tempestades ionosféricas e as mudanças na composição neutra da atmosfera, algumas variações comuns são apresentadas por estes fenômenos. Tais variações incluem o aumento da extensão e amplitude da perturbação, de acordo com o aumento da intensidade da tempestade magnética; as variações com a hora local, caracterizadas por grandes e extensas perturbações nos setores da noite e da manhã; e as

variações sistemáticas associadas à estação do ano, onde as perturbações que ocorrem durante o inverno são maiores, porém restritas à região de altas latitudes (Prölss, 1980).

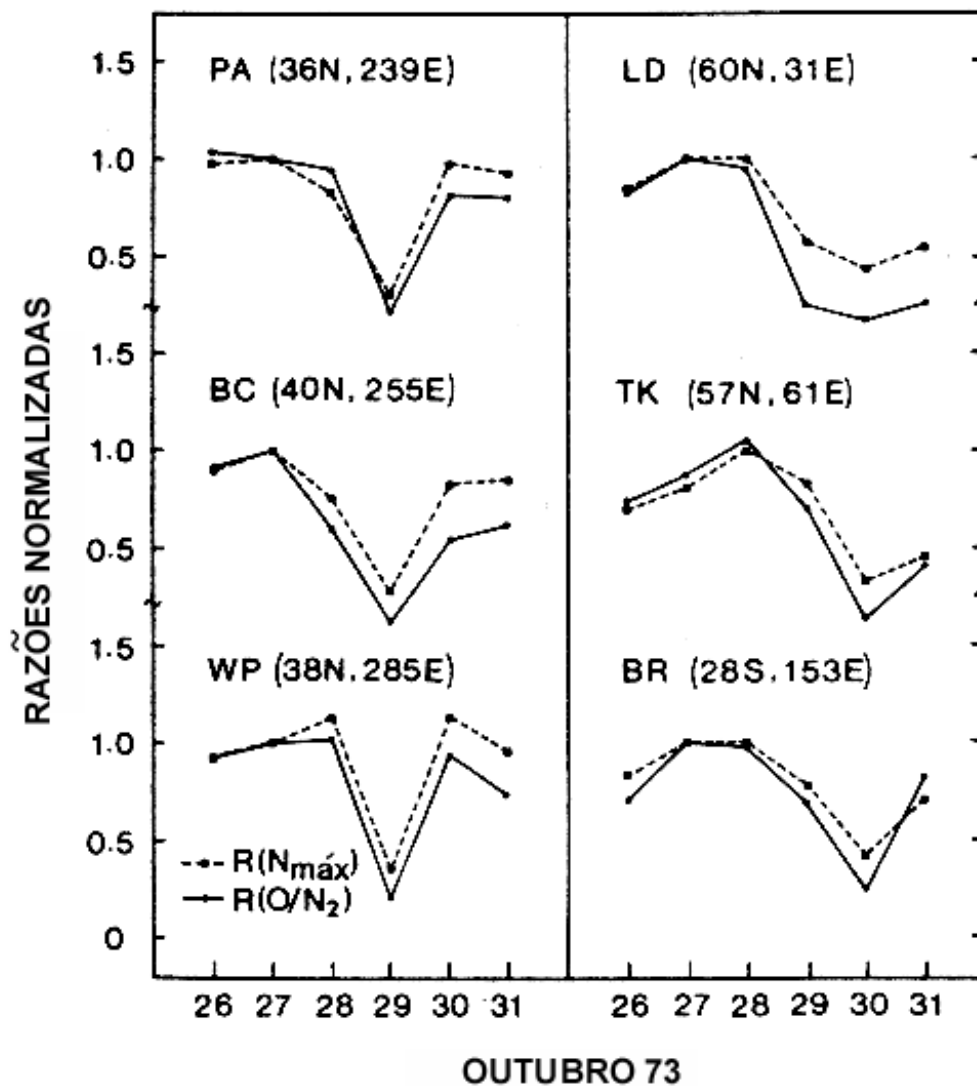
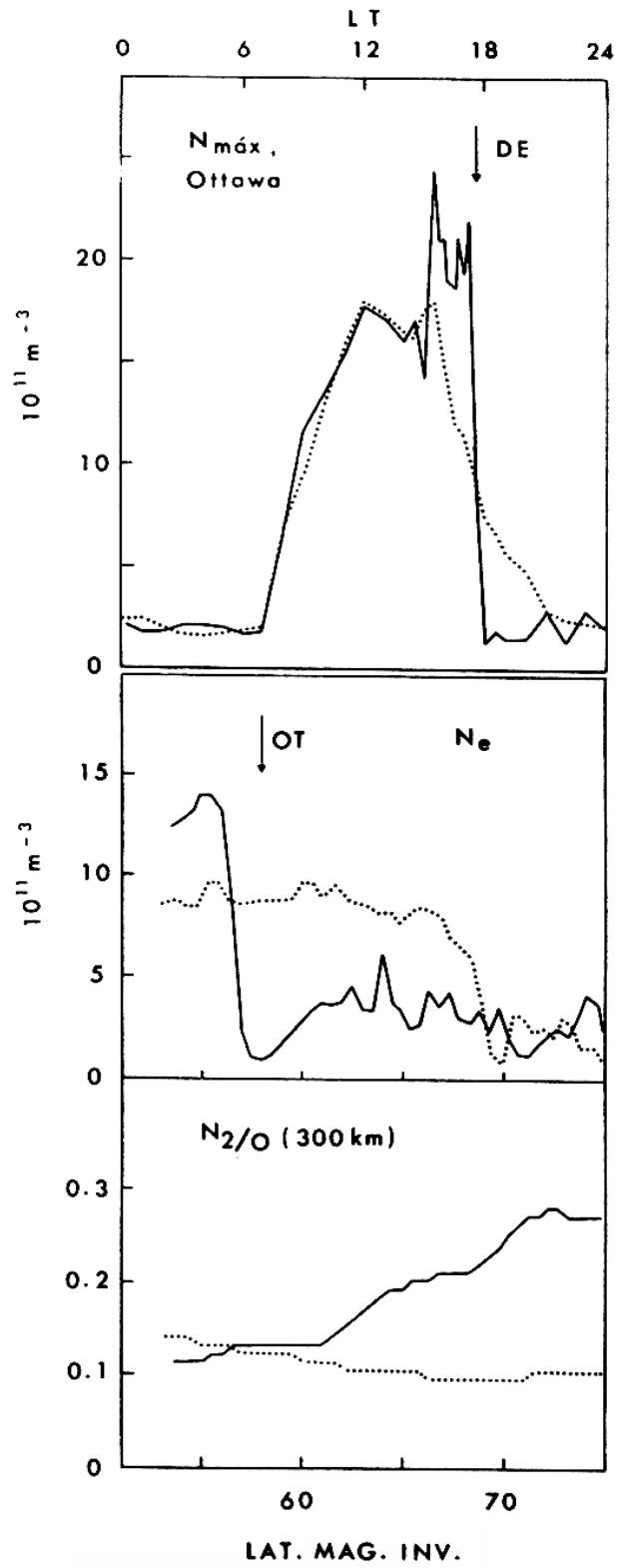


FIGURA 2.38 - Relação entre a densidade eletrônica máxima da região F e as mudanças na composição neutra, durante a fase negativa de uma tempestade ionosférica. As siglas PA, BC, WP, LD, TK e BR representam, respectivamente, as estações de ionosonda situadas em Point Arguello, Boulder, Wallops Island, Leningrad, Tomsk e Brisbane.

FONTE: Prölss (1980, p. 189).

FIGURA 2.39 - Fase negativa das tempestades ionosféricas associadas ao deslocamento da depressão principal. O painel superior mostra a variação com a hora local da densidade eletrônica máxima da camada F, observada em 07/12/1982. Os dados obtidos em 06/12 servem como referência para os períodos calmos (linha pontilhada). O painel central apresenta a estrutura latitudinal da densidade eletrônica entre 270 e 300 km de altura, registrada por um satélite no dia 07/12 às 1740 LT em uma longitude geográfica próxima à Ottawa. A hora em que foi realizada a medição pelo satélite está indicada no painel superior, e a posição relativa à Ottawa é indicada no painel central. O painel inferior apresenta as mudanças na composição neutra, observadas durante a passagem do satélite.

FONTE: Prölss et al. (1991, p. 1284).



2.5.4.3.1 Variações com a Intensidade da Tempestade Magnética

A amplitude e extensão das perturbações na composição neutra da atmosfera aumentam de acordo com a intensidade das perturbações magnéticas (Prölss, 1980), conforme os dados apresentados para dois níveis diferentes de atividade magnética na Figura 2.40. As variações relativas na razão de concentração entre o nitrogênio molecular e o oxigênio atômico (N_2/O) são representadas com $R(N_2/O) = 1$ referindo-se à períodos calmos.

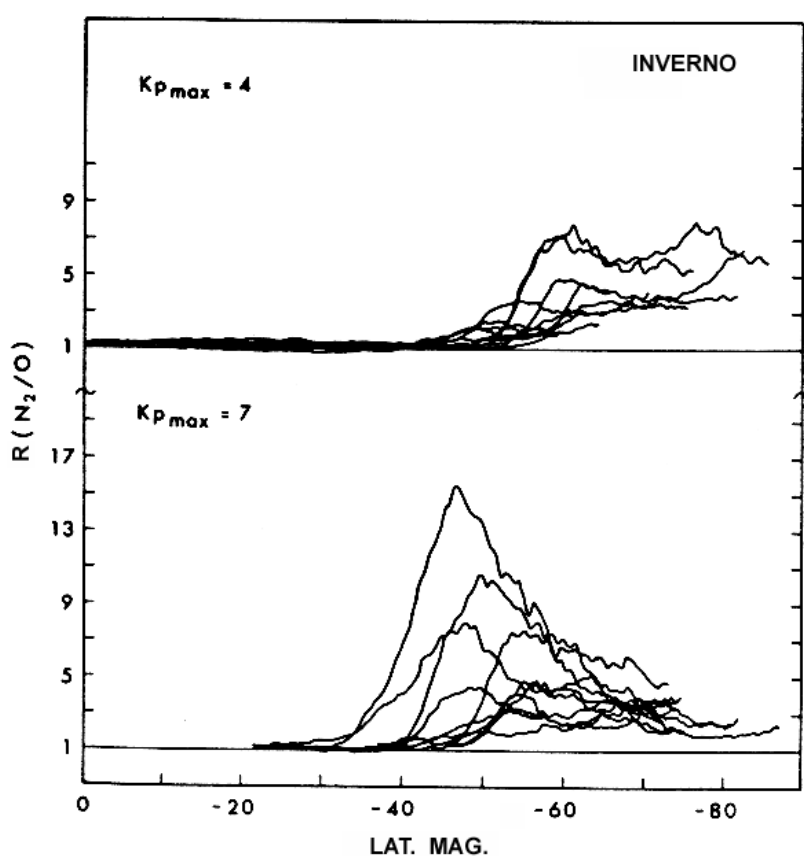


FIGURA 2.40 - Variação da estrutura latitudinal de uma perturbação atmosférica com a intensidade da atividade magnética. Os dados obtidos durante as tempestades magnéticas de 2/6/1973 ($Kp_{max} = 4$, painel superior) e 21/5/1973 ($Kp_{max} = 7$, painel inferior) referem-se à mesma estação (inverno no hemisfério sul) e setor de hora local.

FONTE: Prölss (1980, p. 193).

Titheridge e Buonsanto (1988) analisaram o efeito da intensidade das tempestades magnéticas sobre a ionosfera de médias latitudes. Os resultados demonstraram que no verão (Figura 2.41a,b) houve uma apreciável fase positiva somente para as tempestades mais intensas, enquanto que no inverno (Figura 2.41c,d) houve um aumento no TEC aproximadamente proporcional ao aumento do índice a_p . O tamanho médio da fase negativa mostrou ser independente da intensidade da perturbação para ambas as latitudes e estações do ano.

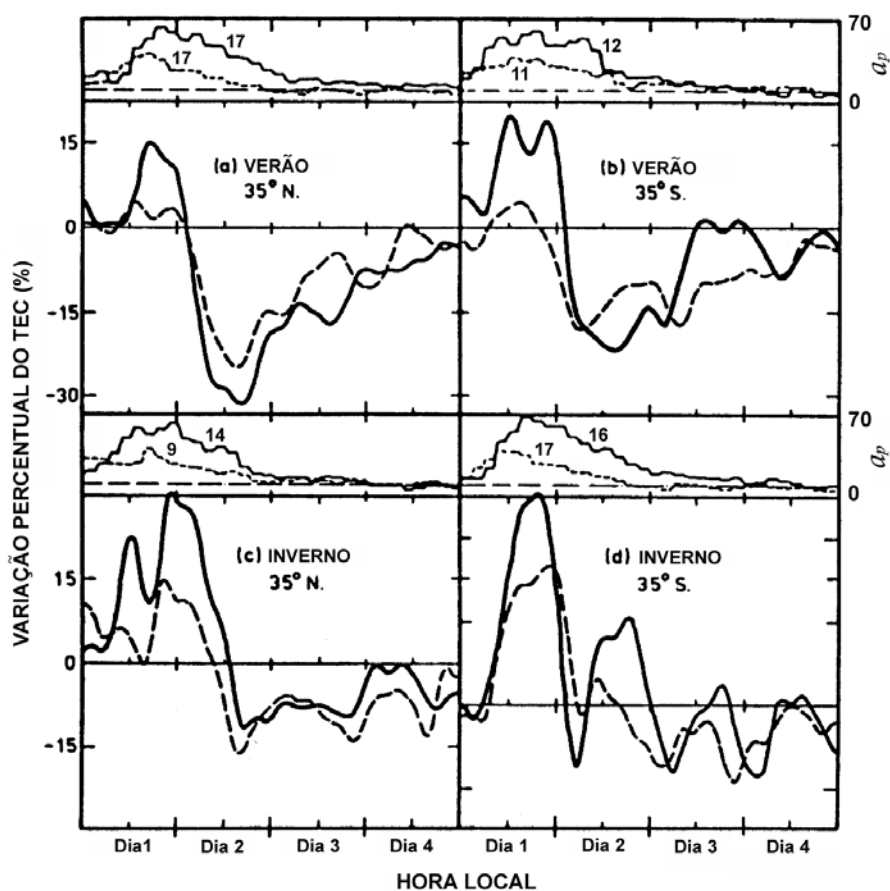


FIGURA 2.41 - Efeito da intensidade das tempestades sobre a resposta ionosférica, nas latitudes de $\pm 35^\circ$. As linhas sólidas e tracejadas referem-se às tempestades com $K_p > 6^+$ e $K_p \leq 6^-$, respectivamente. O número de tempestades analisadas em cada grupo está indicado na correspondente representação gráfica do índice a_p .

FONTE: Titheridge e Buonsanto (1988, p. 769).

2.5.4.3.2 Variações com a Hora Local

Uma das características mais importantes das tempestades ionosféricas está associada à dependência destas com relação à hora local (Prölss, 1995). A fase negativa das tempestades ionosféricas em médias latitudes é normalmente observada suceder à atividade magnética ocorrida durante a noite precedente. Esta fase inicia mais freqüentemente na madrugada e muito raramente nos setores do meio-dia e tarde, de acordo com Jones (1971a), Prölss e von Zahn (1978) e Danilov e Morozova (1985), citados por Prölss (1995). Por outro lado, Appleton e Piggot (1952), Martyn (1953b),

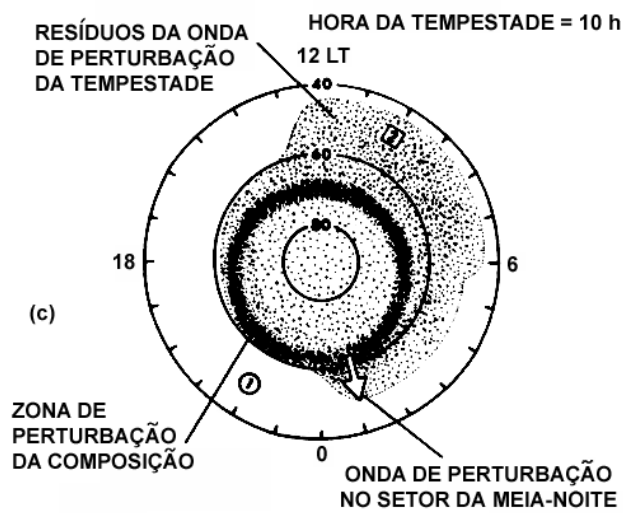
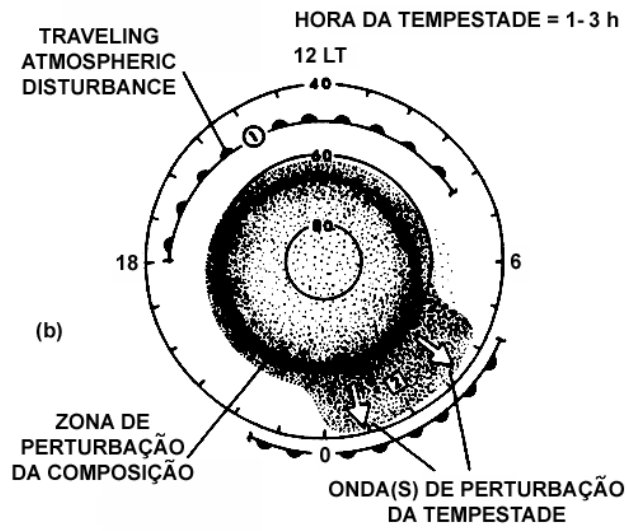
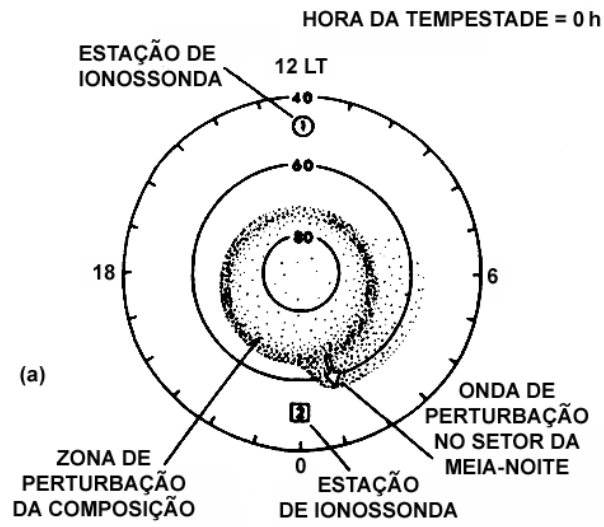
Thomas e Venables (1966), Jones (1971a), Mendillo (1973), Hargreaves e Bagenal (1977), Inoue et al. (1978), Titheridge e Buonsanto (1988), Jakowski et al. (1990), Balan e Rao (1990) e Prölss (1993a), citados por Prölss (1995), demonstraram que as fases positivas das tempestades ionosféricas estão geralmente associadas com o início da atividade magnética no setor diurno.

Prölss (1993a), citado por Prölss (1995), apresentou uma possível explicação para a variação dos efeitos das perturbações ionosféricas com a hora local, a qual é baseada nas suposições em que as fases positivas são causadas por ventos meridionais e as fases negativas ocorrem devido a mudanças na composição do gás neutro, conforme descrito nas seções anteriores. A Figura 2.42a ilustra condições moderadamente calmas, pouco antes do início da tempestade. O aquecimento devido à dissipação Joule e à precipitação de partículas maximiza-se ao longo de uma região anular, nas latitudes polares. As mudanças na composição produzidas por este aquecimento são igualmente restritas às altas latitudes, exceto no setor meia-noite/madrugada. Nesta região, ventos de intensidade moderada (“midnight surges”) transportam as perturbações na composição para latitudes sub-aurorais. Todavia, tais mudanças na composição são relativamente pequenas e dissolvem-se rapidamente enquanto rotacionam com a Terra na direção do setor da manhã.

Uma súbita adição de energia, devida ao aumento na atividade de sub-tempestade, origina uma TAD que se move na forma de uma frente de perturbação global e circumpolar em direção às baixas latitudes (Figura 2.42b). À medida que tal perturbação desloca-se sobre a estação de ionosonda No.1, fases positivas são observadas neste local. Este não é o caso da estação No.2, que não registrará nenhum aumento significativo na densidade de ionização, mas somente um súbito aumento na altura da camada. A atividade magnética pode temporariamente aquietar-se, após a primeira sub-tempestade. Se outras sub-tempestades ocorrerem em seguida, este novo aumento de energia pode gerar outras TADs e adicionais aumentos na densidade de ionização. Alternativamente, a atividade magnética pode permanecer em um nível elevado e, neste caso, a injeção de energia ocasionará mudanças prolongadas na circulação global dos ventos. Durante o dia, os ventos na direção dos pólos serão reduzidos ou mesmo invertidos, mantendo a elevação da camada F ionosférica e causando aumentos na densidade de ionização.

FIGURA 2.42 - Seqüência temporal dos efeitos das tempestades ionosféricas-termosféricas. A ilustração esquemática apresenta uma vista sobre o hemisfério norte. Os círculos concêntricos indicam as latitudes magnéticas de 80, 60 e 40°. A área pontilhada identifica as regiões com aumento anômalo na densidade da razão N_2/O . (a) Ilustra as condições de pré-tempestade, (b) a fase de expansão e (c) a fase final de uma tempestade.

FONTE: Prölss (1995, p. 214).



Importantes características da fase inicial de uma tempestade são a expansão da zona de aquecimento polar e as perturbações na composição associadas, conforme indicado na Figura 2.42b. Exceto durante tempestades magnética intensas, estas perturbações não se estendem para latitudes médias, de acordo com Miller et al. (1990), Yeh et al. (1991), Oliver et al. (1991), Buonsanto et al. (1992), citados por Prölss (1995). Conseqüentemente, a estação No.1 não observará os efeitos de perturbação na composição neutra. Este não é o caso da estação No.2, que está localizada no setor da madrugada, onde fortes ventos (“storm surges”) transportarão o ar perturbado para longe da região aquecida, em direção às latitudes médias. Esta região será inundada com ar de elevado conteúdo molecular (ex. N_2). A Figura 2.43 ilustra a extensão assimétrica da zona de perturbação nos setores da madrugada e tarde/anoitecer.

Na fase final da tempestade, quando a atividade magnética encontra-se reduzida (Figura 2.42c), a região do oval e as perturbações na composição associadas retrocedem para as altas latitudes e os “storm surges” perdem intensidade. A perturbação gerada nas primeiras horas da madrugada está agora localizada no setor da manhã, e continua suficientemente intensa para produzir fases negativas durante o dia, as quais dominarão o comportamento ionosférico observado na estação No.2. Em contraste, a estação No. 1 deverá encontrar a região perturbada somente quando passar através do setor noturno, desde que a atividade magnética continue. Neste caso, os efeitos da fase negativa serão observados somente após o amanhecer.

O modelo acima descrito explica muito bem as distintas variações com a hora local dos efeitos das tempestades ionosféricas como, por exemplo, por que uma estação situada em médias latitudes e no período diurno observa uma fase positiva ou negativa, ou uma fase positiva seguida por uma fase negativa. Este modelo também é consistente com as observações em que a fase positiva é observada principalmente durante a fase inicial de uma tempestade e no setor local diurno, e o início da fase negativa é mais freqüente no setor da madrugada e seus efeitos podem ser consideravelmente demorados em relação aos efeitos da fase positiva (Prölss, 1995). Todavia, a idéia de que as perturbações na composição neutra da atmosfera rotacionam na direção do setor diurno, após terem sido

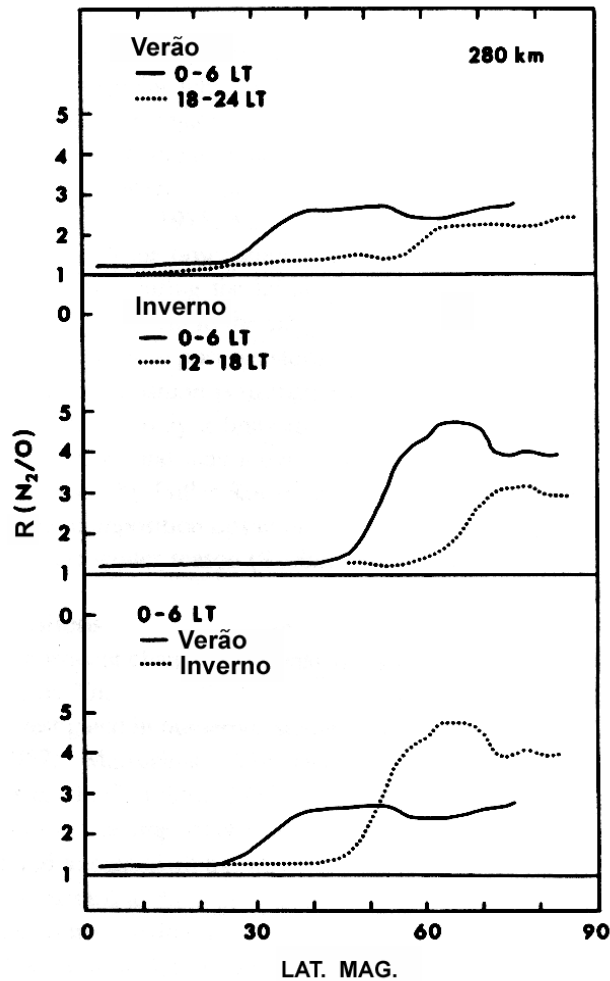


FIGURA 2.43 - Variações sazonais e com a hora local na extensão da zona de perturbação na composição da atmosfera neutra. A atividade magnética corresponde a condições muito perturbadas.

FONTE: Prölss (1995, p. 216).

geradas, apresenta apenas uma descrição de primeira ordem. Na verdade, a zona de perturbação move-se na direção polar ao mesmo tempo em que se desloca para o lado diurno, e ao entrar no lado noturno move-se na direção do equador (Fuller-Rowell et al., 1997). Esta oscilação latitudinal (devido aos ventos) da zona de perturbação pode explicar a rápida recuperação de algumas tempestades observadas durante o inverno, de acordo com Skoblin e Förster (1993), citados por Prölss (1995).

2.5.4.3.3 Variações Sazonais

As tempestades ionosféricas apresentam distintas características associadas às estações do ano. Um importante aspecto desta variação é que durante o verão as fases negativas são observadas estender-se desde as regiões polares até os sub-trópicos, enquanto que no inverno ficam restritas à região de altas latitudes (Prölss, 1995). A Figura 2.43 ilustra esta distribuição assimétrica para as condições de verão no hemisfério Sul, onde a zona de perturbação se estende na direção do equador aproximadamente 20° além do observado no período de inverno. Tais variações resultam da interação entre os ventos sazonais, que fluem do hemisfério de verão para o hemisfério de inverno, e os ventos induzidos pelas tempestades magnéticas. No verão, ambos os tipos de ventos estão em fase e podem favorecer uma rápida expansão da perturbação atmosférica em direção às latitudes menores. Por outro lado, no inverno os sistemas de vento não se encontram em fase e a expansão pode ser inibida (Prölss, 1980). O aumento gradual da perturbação N_2/O no hemisfério do verão e o relativo aumento acentuado no hemisfério de inverno são consistentes com esta explicação. Um aspecto importante relacionado às variações sazonais é que a fase positiva das tempestades ionosféricas é observada principalmente no período de inverno. Este fato pode ser justificado pela limitada extensão da zona de perturbação durante esta estação do ano. Portanto, uma grande parte da região de médias latitudes ficará exposta apenas às perturbações devido aos ventos (Prölss, 1995).

Essex et al. (1981) e Ho et al. (1998a), utilizando dados do TEC coletados em diferentes latitudes, e Titheridge e Buonsanto (1988), analisando o comportamento do TEC em médias e baixas latitudes, observaram os resultados desta variação sazonal. De acordo com a Figura 2.44, a fase positiva das tempestades ionosféricas apresentou-se maior no inverno, enquanto que a fase negativa foi maior no verão. Adicionalmente, Titheridge e Buonsanto (1988) observaram que, em médias latitudes, a fase negativa foi geralmente maior no hemisfério norte e os efeitos positivos foram maiores no hemisfério sul. Este último resultado também foi observado em baixas latitudes, apesar da grande variação no comportamento das tempestades analisadas. Porém, uma fase negativa apreciável ocorreu somente no período do verão, no hemisfério norte.

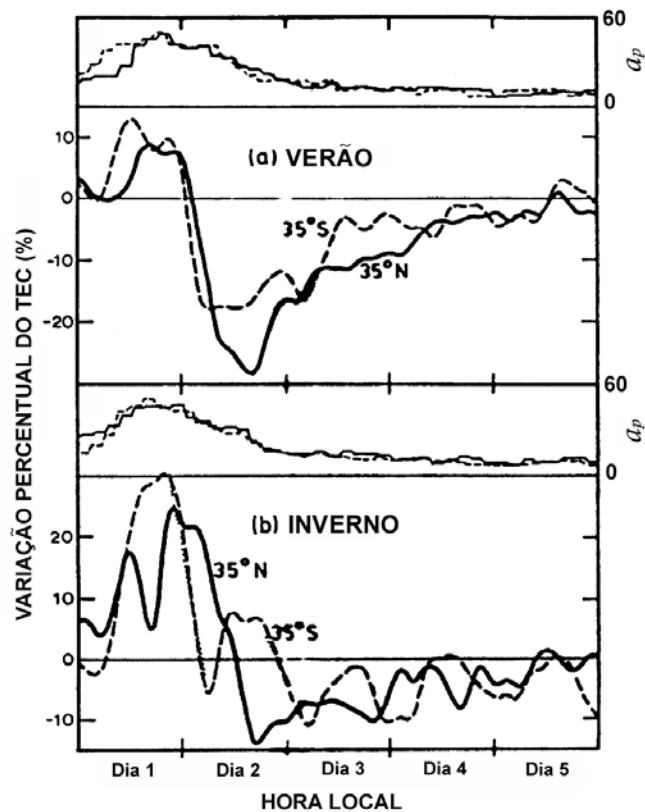


FIGURA 2.44 - Desvios percentuais médios do TEC em médias latitudes. Os resultados no período de verão (a) incluem 34 tempestades em 35°N e 24 tempestades em 35°S. Os resultados no período de inverno (b) incluem 24 tempestades em 35°N e 33 tempestades em 35°S.
 FONTE: Titheridge e Buonsanto (1988, p. 768).

Field e Rishbeth (1997) analisaram dados de frequência crítica da camada F2 (f_oF_2) para 53 estações localizadas entre 70°N e 80°S durante condições geofísicas variadas e observaram que, em geral, o comportamento da ionosfera nos equinócios durante períodos magneticamente perturbados assemelha-se mais ao comportamento da ionosfera durante o verão (no hemisfério norte) do que durante o inverno.

As variações do TEC observadas por Ho et al. (1998a), para todas as latitudes durante três dias de uma tempestade, estão apresentadas na Figura 2.45. As variações percentuais relativas ao período magneticamente calmo são calculadas ao longo do

meridiano de Greenwich para ambos os hemisférios. Os maiores efeitos da tempestade ocorreram nas altas e médias latitudes, enquanto que em baixas latitudes os efeitos foram menos notáveis, devido ao amortecimento dos ventos neutros pela difusão de calor na direção polar e ao pequeno ângulo de inclinação magnética.

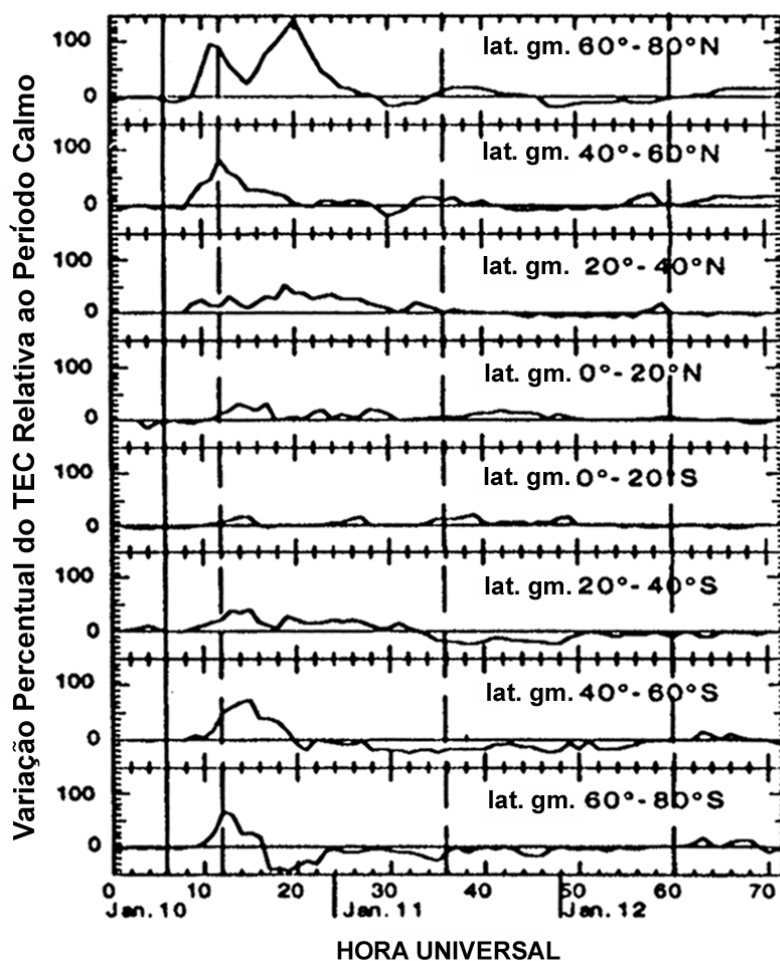


FIGURA 2.45 - Variações percentuais do TEC ionosférico durante a tempestade, relativas ao período calmo, em diferentes intervalos de latitude. A linha sólida vertical indica a hora de início da fase principal da tempestade (0600 UT, Jan 10), enquanto que as linhas tracejadas indicam o meio-dia local. As fases positivas e negativas da tempestade ionosférica aparecem claramente nas altas latitudes.

FONTE: Ho et al. (1998a, p. 2591).

CAPÍTULO 3

EFEITOS DA IONOSFERA NOS SINAIS DO GPS

Os sinais de rádio emitidos pelos satélites GPS são afetados pela ionosfera, ao se propagarem através deste meio anisotrópico¹. Este fato é uma decorrência da natureza dispersiva da ionosfera, onde a velocidade de propagação de uma onda eletromagnética depende de sua frequência. Os principais efeitos desta região atmosférica sobre os sinais do GPS são o atraso de grupo na modulação do sinal, o avanço na fase da portadora, o deslocamento Doppler, a rotação da polarização do sinal, a curvatura da onda de rádio, a distorção na forma de onda do pulso, a cintilação da fase do sinal, o enfraquecimento e a cintilação da amplitude do sinal (Klobuchar, 1996). O método utilizado neste trabalho para a determinação do conteúdo eletrônico total está relacionado ao atraso da modulação e avanço na fase da portadora. Estes efeitos, assim como a teoria que envolve a propagação de ondas em um meio anisotrópico, serão discutidos neste capítulo.

3.1 Propagação de Ondas em um Meio Isotrópico

A propagação de ondas eletromagnéticas através de um determinado meio satisfaz as equações de Maxwell. Considerando um meio eletricamente e magneticamente isotrópico, onde as densidades de carga e corrente elétrica sejam nulas, tais equações podem ser escritas na seguinte forma (Davies, 1990):

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = 0 \quad (3.1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (3.3)$$

¹ Quando uma ou mais propriedades do meio depende da direção.

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (3.4)$$

onde $\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}$, $\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$. As quantidades \mathbf{D} , \mathbf{B} , \mathbf{E} e \mathbf{H} são, respectivamente, os vetores deslocamento elétrico, indução magnética, intensidades de campo elétrico e magnético e as constantes ε e μ representam a permissividade elétrica e a permeabilidade magnética, e $\nabla = \mathbf{x} \partial / \partial x + \mathbf{y} \partial / \partial y + \mathbf{z} \partial / \partial z$.

Aplicando o rotacional na equação (3.3) e substituindo em (3.4) neste resultado, obtém-se:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = -\varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2}.$$

Utilizando a identidade vetorial $\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E}$ na expressão anterior e observando que $\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$, obtém-se a equação da onda:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = 0. \quad (3.5)$$

Esta equação pode ter como solução uma onda plana do tipo $\mathbf{E}(\mathbf{r}, t) = \mathbf{E}_0 \exp i(\omega t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})$, onde ω é a frequência angular da onda e \mathbf{k} é o vetor da onda. Utilizando esta notação complexa, os operadores ∇ e $\partial / \partial t$ tornam-se:

$$\frac{\partial}{\partial t} = i\omega \quad (3.6)$$

e

$$\nabla = -i \mathbf{k}. \quad (3.7)$$

Substituindo esta notação na equação (3.5), obtém-se o número de onda (representado pelo módulo de \mathbf{k}) :

$$k = \omega\sqrt{\varepsilon\mu} . \quad (3.8)$$

A velocidade de propagação de uma onda plana é dada por $v = 1/\sqrt{\varepsilon\mu}$. Relacionando esta expressão com a equação (3.8), obtém-se:

$$v = \frac{\omega}{k} . \quad (3.9)$$

O índice de refração do meio n é dado por:

$$n = \frac{c}{v} \quad (3.10)$$

onde c representa a velocidade de propagação de uma onda eletromagnética no vácuo.

3.2 Polarização da Onda

Seja uma onda plana propagando-se na direção positiva do eixo z , em um meio eletricamente neutro e anisotrópico, onde o campo elétrico \mathbf{E} e a polarização elétrica \mathbf{P} do meio têm direções diferentes. Considerando que a polarização seja uma função das oscilações da carga, a anisotropia elétrica do meio é dada por:

$$\mathbf{D} = \varepsilon_0\mathbf{E} + \mathbf{P} . \quad (3.11)$$

As propriedades magnéticas para um gás ionizado e para o vácuo são, essencialmente, as mesmas (Davies, 1990). Portanto,

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}. \quad (3.12)$$

Considerando que os vetores elétricos e magnéticos da onda não variam nas direções x e y , a utilização de (3.7) nas equações (3.1) e (3.2) resulta nas expressões:

$$D_z = \varepsilon_0 E_z + P_z = 0 \quad (3.13)$$

e

$$B_z = \mu_0 H_z = 0 \quad (3.14)$$

Similarmente, utilizando a notação complexa nas equações (3.3) e (3.4), obtém-se:

$$-kE_y = \mu_0 \omega H_x \quad (3.15)$$

$$kE_x = \mu_0 \omega H_y \quad (3.16)$$

$$kH_y = i\omega (\varepsilon_0 E_x + P_x) \quad (3.17)$$

$$-kH_x = i\omega (\varepsilon_0 E_y + P_y). \quad (3.18)$$

Substituindo (3.15) em (3.18) obtém-se, após algumas operações algébricas, a seguinte expressão:

$$n^2 = 1 + \frac{P_y}{\varepsilon_0 E_y} \quad (3.19)$$

e, da mesma forma, substituindo-se (3.16) em (3.17), resulta:

$$n^2 = 1 + \frac{P_x}{\varepsilon_0 E_x} \quad (3.20)$$

Relacionando as equações (3.19) e (3.20) e este resultado às equações (3.15) e (3.16), obtém-se a polarização da onda R :

$$R = \frac{E_y}{E_x} = \frac{P_y}{P_x} = -\frac{H_x}{H_y}. \quad (3.21)$$

3.3 Propriedades do Plasma

A ionosfera é considerada como sendo um gás fracamente ionizado (plasma) onde, na ausência de perturbações externas, o número de cargas positivas é praticamente igual ao número de cargas negativas, o que caracteriza a neutralidade macroscópica do plasma. O movimento e a interação entre estas partículas, na presença de campos elétricos e magnéticos, serão descritos a seguir.

3.3.1 Freqüência Angular de Plasma

Na presença de um campo elétrico estático \mathbf{E} , a equação do movimento de um íon de carga e e massa m , na direção x , é dada por (Davies, 1966):

$$m \frac{d^2 x}{dt^2} = eE. \quad (3.22)$$

A ocorrência de uma perturbação em um plasma, tal que haja deslocamento de íons positivos e elétrons, produz um campo elétrico induzido:

$$E = -\frac{Nex}{\epsilon_0}$$

onde N é a densidade numérica de íons. A atração eletrostática, por sua vez, produz uma força restauradora:

$$eE = -\frac{Ne^2x}{\epsilon_0}$$

Substituindo este resultado em (3.22), obtém-se a equação do movimento de um elétron:

$$\frac{d^2x}{dt^2} + \frac{Ne^2x}{m\epsilon_0} = 0. \quad (3.23)$$

A equação (3.23) representa o movimento de um oscilador harmônico simples, cuja frequência angular é dada por:

$$\omega_N^2 = \frac{Ne^2}{m\epsilon_0}, \quad (3.24)$$

onde ω_N , denominada frequência angular de plasma, representa a frequência natural de oscilação do plasma quando o mesmo sofre uma perturbação. Assim, quando um plasma é afastado de sua condição de equilíbrio, os campos elétricos internos resultantes originam um movimento coletivo de partículas que tendem a restaurar a neutralidade de cargas inicial, mantendo a propriedade de neutralidade macroscópica do plasma (Bittencourt, 1995).

3.3.2 Frequência Ciclotrônica

Na presença de um campo magnético externo \mathbf{B}_0 , um íon de carga e e massa m que se move com uma velocidade \mathbf{v} em uma região do espaço, é submetido a uma força (Bittencourt, 1995):

$$m \frac{d\mathbf{v}}{dt} = e(\mathbf{v} \times \mathbf{B}_0). \quad (3.25)$$

A partir deste momento, \mathbf{B}_0 será referido apenas como campo magnético. A velocidade desta partícula tem componentes nas direções paralela e perpendicular ao campo magnético. A componente paralela não é afetada pelo campo magnético, e a velocidade ao longo de \mathbf{B}_0 mantém-se constante no tempo. A força resultante, portanto, deve-se apenas à componente do movimento na direção perpendicular a \mathbf{B}_0 , ou seja:

$$m \frac{d\mathbf{v}}{dt} = e(\mathbf{v}_\perp \times \mathbf{B}_0).$$

A partícula é, então, acelerada em torno das linhas de força do campo magnético. A projeção deste movimento sobre um plano perpendicular a \mathbf{B}_0 é um círculo de raio r_H e a velocidade angular da partícula ω_H , denominada por frequência ciclotrônica ou frequência angular de plasma, é dada por (Davies, 1966):

$$\omega_H = \frac{|e|B_0}{m}. \quad (3.26)$$

3.3.3 Frequência de Colisão

As colisões podem ser um fator dominante no movimento das partículas contidas em um plasma com elevada densidade de átomos ou moléculas. Quando elétrons de raio r_e e partículas neutras de raios r_a se aproximam dentro de uma distância $r_e + r_a$, ocorre uma colisão elástica. Considerando que $r_e \ll r_a$, o número de colisões por segundo entre elétrons e átomos é dado por (Davies, 1990):

$$v_{ea} = \frac{v_e}{l_e} = \pi r_a^2 n_a \left(3 \frac{KT}{m} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.27)$$

onde

$$l_e = (\pi r_a^2 n_a)^{-1} \quad (3.28)$$

corresponde ao livre caminho médio dos elétrons, n_a é a densidade numérica dos átomos ou moléculas, K é a constante de Boltzmann, T é a temperatura (em Kelvin), m é a massa do elétron e

$$v_e = (3KT/m)^{1/2} \quad (3.29)$$

representa a velocidade térmica dos elétrons.

O movimento dos elétrons através de um gás composto por partículas neutras e ionizadas é influenciado, adicionalmente, pela força de Coulomb. Neste caso, as frequências de colisão entre elétrons e partículas neutras ν_{en} , elétrons e íons ν_{ei} , íons e partículas neutras ν_{in} , íons e íons ν_{ii} podem ser aproximadas por (Davies, 1990):

$$\nu_{en} = 5 \times 10^{-1} n_n T^{1/2} \quad (3.30)$$

$$\nu_{ei} = [34 + 8,36 \log(T^{3/2}/n_e^{1/2})] n_i T^{-3/2} \quad (3.31)$$

$$\nu_{in} = 3,35 \times 10^{-21} n_n / M^{1/2} \quad (3.32)$$

$$\nu_{ii} = 3,06 \times 10^{-14} \nu_{ei} / M^{1/2} \quad (3.33)$$

onde n_n , n_i e n_e são as densidades numéricas das partículas neutras, íons positivos e negativos, e elétrons, respectivamente, M é a massa molecular média e T é a temperatura.

3.4 Relações Constitutivas

As relações constitutivas são expressões que relacionam os vetores \mathbf{P} e \mathbf{E} , em um meio magneto-iônico. Considerando o movimento dos elétrons sob a influência do campo

elétrico da onda e de um campo magnético externo \mathbf{B}_0 uniforme e, ainda, considerando somente as colisões entre elétrons e moléculas neutras, as forças que atuam sobre estes elétrons são as seguintes: a força eletrostática $e\mathbf{E}$, a força de Lorentz $e\mathbf{v} \times \mathbf{B}_0$ devido ao movimento dos elétrons em relação ao campo magnético externo \mathbf{B}_0 , a força de atrito $m\nu\mathbf{v}$ devido à perda de momentum dos elétrons através das colisões e a força devido ao movimento do elétron no campo magnético da onda. Esta última pode ser desprezada, pois a força que atua sobre os elétrons, devido ao campo magnético da onda, é muito menor do que a força devido ao campo elétrico da onda. Assim, a equação do movimento pode ser escrita na seguinte forma:

$$m\mathbf{a} = e\mathbf{E} + e\mathbf{v} \times \mathbf{B}_0 - m\nu\mathbf{v}. \quad (3.34)$$

Utilizando a expressão (3.6), resulta em:

$$e\mathbf{E} = -m\omega^2\mathbf{r} - ei\omega\mathbf{r} \times \mathbf{B}_0 - m\nu i\omega\mathbf{r}. \quad (3.35)$$

Multiplicando-se a equação acima pelo termo $Ne/m\varepsilon_0$ é possível, através do uso de (3.24) e (3.26), obter a seguinte expressão:

$$\varepsilon_0 \frac{\omega_N^2}{\omega^2} \mathbf{E} = -\mathbf{P} - i\mathbf{P} \times \hat{\mathbf{B}}_0 \frac{\omega_H}{\omega} + i \frac{\nu}{\omega} \mathbf{P} \quad (3.36)$$

onde o vetor polarização elétrica $\mathbf{P} = Ne\mathbf{r}$. Após algumas operações algébricas, obtém-se a seguinte expressão para as relações constitutivas:

$$-\varepsilon_0 X \mathbf{E} = (1 - iZ) \mathbf{P} + i\mathbf{P} \times \mathbf{Y} \quad (3.37)$$

onde $X = \omega_N^2/\omega^2$, $\mathbf{Y} = e\mathbf{B}_0/m\omega$, $Z = \nu/\omega$ e ω corresponde à frequência angular da onda. Considerando que a onda propaga-se na direção z de um sistema ortogonal e o

campo magnético externo esteja situado no plano xz , em relação à este sistema, as componentes da equação (3.37) podem ser escritas na seguinte forma:

$$-\varepsilon_0 X E_x = P_x + iY_L P_y - iZ P_x \quad (3.38)$$

$$-\varepsilon_0 X E_y = P_y + iY_T P_z - iY_L P_x - iZ P_y \quad (3.39)$$

$$-\varepsilon_0 X E_z = P_z - iY_T P_y - iZ P_z \quad (3.40)$$

onde $Y_L = eB_L / m\omega$ e $Y_T = eB_T / m\omega$. Os índices L e T referem-se, respectivamente, às componentes longitudinal e transversal ao campo magnético, relativas à direção de propagação da onda.

3.5 Índice de Refração em um Meio Anisotrópico

Uma expressão que relaciona a polarização da onda R e os termos X , Y e Z pode ser obtida a partir das relações constitutivas. Substituindo a equação (3.13) na equação (3.40), obtém-se:

$$\frac{P_z}{P_y} = \frac{iY_T}{1 - iZ - X}. \quad (3.41)$$

Multiplicando as equações (3.38) e (3.39), respectivamente, por P_y e P_x e subtraindo estes resultados, obtém-se:

$$Y_L P_y^2 = Y_T P_x P_z - Y_L P_x^2. \quad (3.42)$$

Substituindo-se (3.41) em (3.42) e lembrando que $R = P_y / P_x$, resulta na seguinte equação quadrática:

$$Y_L R^2 - \frac{iY_T^2}{1-X-iZ} R + Y_L = 0. \quad (3.43)$$

Em geral, existem duas soluções distintas para a equação acima, que correspondem às duas ondas características possíveis de existir no meio considerado, as quais são dadas por:

$$R = \frac{i}{2Y_L} \left\{ \frac{Y_T^2}{1-X-iZ} \mp \sqrt{\frac{Y_T^4}{(1-X-iZ)^2} + 4Y_L^2} \right\}. \quad (3.44)$$

A equação que representa o índice de refração em um meio anisotrópico é, então, obtida a partir da substituição de (3.38) e (3.21) na equação (3.20), o que resulta em:

$$n^2 = 1 - \frac{X}{1 + iY_L R - iZ}. \quad (3.45)$$

e, posteriormente, utilizando a equação (3.44) na expressão acima, obtém-se a fórmula de Appleton-Hartree:

$$n^2 = 1 - \frac{X}{1 - iZ - \frac{Y_T^2}{2(1-X-iZ)} \pm \sqrt{\frac{Y_T^4}{4(1-X-iZ)^2} + Y_L^2}}. \quad (3.46)$$

3.6 Refração Ionosférica

A influência da ionosfera sobre a propagação de ondas de rádio é descrita através do índice de refração. Considerando que, neste meio anisotrópico, a frequência ciclotrônica tem um valor típico de 1,5 MHz, a frequência de colisão é da ordem de 10^4 Hz (Klobuchar, 1996) e as frequências dos sinais do GPS são da ordem de 1 GHz, os termos Y_T , Y_L e Z da expressão (3.46) podem ser desprezados. Assim, esta equação pode ser aproximada por:

$$n^2 = 1 - X. \quad (3.47)$$

O termo X , definido na equação (3.37), pode ser reescrito na forma $X = f_N^2 / f^2$, através da relação $f = \omega / 2\pi$, onde f é a frequência da onda. Considerando que a frequência de plasma, na ionosfera, raramente excede 20 MHz (Klobuchar, 1996) e, portanto, $f \gg f_N$, é possível efetuar a seguinte expansão em série binomial:

$$\sqrt{1 - X} \approx 1 - \frac{X}{2}$$

e o índice de refração ionosférico, então, torna-se:

$$n = 1 - \frac{X}{2}. \quad (3.48)$$

A ionosfera é um meio dispersivo, onde a velocidade de fase varia de acordo com a frequência da onda que a atravessa. A velocidade de fase corresponde à velocidade de uma onda senoidal pura (Beard, 1975), enquanto que a velocidade de propagação da modulação de uma onda é denominada velocidade de grupo. Na ionosfera, estas velocidades são distintas e, de acordo com a equação (3.9), a velocidade de fase da portadora do sinal é dada por:

$$v_p = \frac{\omega}{k} \quad (3.49)$$

e o índice de refração de fase, de acordo com a equação (3.48), é dado por:

$$n_p = 1 - \frac{X}{2}. \quad (3.50)$$

Utilizando-se a equação (3.10), a expressão acima pode ser reescrita na forma:

$$v_p = \frac{c}{1 - (X/2)}. \quad (3.51)$$

Relacionando as equações (3.49) e (3.51), em termos de k , e diferenciando este resultado, obtém-se a seguinte expressão para a velocidade de grupo:

$$v_g = \frac{d\omega}{dk} = \frac{c}{1 + (X/2)} \quad (3.52)$$

onde o índice de refração de grupo, de acordo com a equação (3.10), é dado por:

$$n_g = 1 + \frac{X}{2}. \quad (3.53)$$

Comparando-se as equações (3.50) e (3.53), é possível observar que:

$$n_g > n_p$$

e, conseqüentemente,

$$v_g < v_p$$

demonstrando que o efeito da ionosfera sobre as velocidades de fase e grupo é aproximadamente igual em magnitude, porém com sinais contrários (Seeber, 1993).

A presença da ionosfera na trajetória de propagação das ondas de rádio transmitidas pelos satélites causa um desvio destes sinais em relação ao caminho geométrico retilíneo entre satélite e receptor, além de afetar a velocidade de propagação do sinal. Enquanto que uma onda eletromagnética propaga-se no vácuo com a velocidade da luz, na ionosfera o intervalo de tempo necessário para o sinal percorrer a distância satélite-receptor será maior que o tempo correspondente no vácuo. Assim, a diferença entre o caminho s percorrido pelo sinal, desde a sua emissão até a sua chegada ao receptor, e a

distância geométrica s_0 entre estes dois pontos pode ser representada pela seguinte expressão:

$$\Delta^{Iono} = \int n ds - \int ds_0 \quad (3.54)$$

onde $n = 1$ para s_0 . Considerando que, para altas frequências, a trajetória percorrida pelo sinal pode ser aproximada pela distância geométrica ($ds \approx ds_0$) e substituindo (3.50) e (3.53) na equação acima, obtém-se as refrações ionosféricas de fase e grupo (em metros):

$$\Delta_p^{Iono} = -\int \frac{X}{2} ds_0 = -\frac{40,3}{f^2} \int N ds_0 \quad (3.55)$$

e

$$\Delta_g^{Iono} = \int \frac{X}{2} ds_0 = \frac{40,3}{f^2} \int N ds_0 \quad (3.56)$$

onde:

$$\frac{X}{2} = \frac{e^2 N}{8\pi^2 \epsilon_0 m f^2} = \frac{40,3 N}{f^2}$$

e os termos N e f são dados, respectivamente, em elétrons/m³ e Hertz. As equações (3.55) e (3.56) demonstram que o caminho satélite-receptor medido por meio da fase da portadora é menor do que a distância geométrica s_0 , enquanto que o caminho satélite-receptor medido através da portadora modulada é maior do que a distância geométrica satélite-receptor, e a magnitude desta diferença é a mesma para ambos os casos.

O efeito da refração ionosférica é inversamente proporcional ao quadrado da frequência de uma onda eletromagnética que atravessa a ionosfera e diretamente proporcional ao número de elétrons presentes ao longo da trajetória de propagação desta onda eletromagnética, o que define o conteúdo eletrônico total:

$$TEC = \int N ds_0 . \quad (3.57)$$

Assim, reescrevendo as equações (3.55) e (3.56), obtém-se:

$$\Delta_p^{Iono} = -\frac{40,3}{f^2} TEC \quad (3.58)$$

e

$$\Delta_g^{Iono} = \frac{40,3}{f^2} TEC \quad (3.59)$$

onde o TEC é dado em elétrons/m². As equações (3.58) e (3.59) demonstram a ocorrência de um atraso no grupo e um avanço na fase da portadora modulada. Esta última, embora se propague com velocidade maior do que a velocidade da luz, não transporta nenhuma informação (Klobuchar, 1996).

CAPÍTULO 4

SISTEMA DE POSICIONAMENTO GLOBAL (GPS)

A utilização de ondas de rádio e satélites artificiais em navegação teve início na década de 60 com o desenvolvimento do “Navy Navigational Satellite System” (NNSS ou TRANSIT) (Jakowski, 1996). Em 1973, após vários estudos com o objetivo de aperfeiçoar os sistemas de navegação por satélites, o “U.S. Department of Defense” iniciou um programa para testes e desenvolvimento de um sistema de posicionamento de alta precisão para satisfazer as exigências das forças armadas, o qual recebeu a denominação de “NAVigation System with Time And Ranging Global Positioning System” (NAVSTAR GPS). Este sistema, ao contrário do TRANSIT, fornece maior acurácia de navegação e uma cobertura diária contínua, devido ao grande número de satélites disponíveis (Hofmann-Wellenhof et al., 1994).

4.1 Estrutura do Sistema

O sistema de posicionamento global ou “Global Positioning System” (GPS) é um sistema de rádio navegação que utiliza satélites artificiais para determinar a posição e a velocidade de um objeto, fixo ou móvel, situado em qualquer ponto sobre ou próximo à superfície terrestre, em relação a um sistema de referência. Os primeiros protótipos e satélites de desenvolvimento (Bloco I) foram lançados entre 1978 e 1985, totalizando 11 satélites dispostos em dois planos orbitais com 63° de inclinação (Seeber, 1993). Esta configuração de teste foi otimizada apenas para a região da América do Norte, tal que quatro ou mais satélites pudessem ser observados durante uma considerável fração do dia naquela região (Beutler, 1995). Os satélites do grupo Bloco II, cujo lançamento inicial ocorreu em 1989, foram projetados para fazer parte da primeira constelação operacional, constituída por 24 satélites (21 ativos e 3 reservas), orbitando em 6 planos com inclinação de 55°. A capacidade operacional inicial foi declarada em 8 de dezembro de 1993, quando 24 satélites (Blocos I, II e IIA) estavam operando com êxito (Leick, 1995; Parkinson, 1996; USNO, 2003b), enquanto que a capacidade operacional

plena ocorreu em 27 de abril de 1995 (USNO, 2003b). Atualmente, a constelação é formada por 28 satélites dos Blocos II, IIA e IIR (USNO, 2003a), estes últimos contendo sistemas mais avançados. O mais recente satélite do Bloco IIR, ilustrado na Figura 4.1, foi lançado em 31 de março de 2003 (USNO, 2003a). Algumas modernizações no sistema GPS foram planejadas para um futuro próximo e os satélites contendo tais modificações deveriam ser lançados em 2003 (Bloco IIR-M), 2005 (Bloco IIF) e 2008 (Bloco III), de acordo com McDonald e Hegarty (2001). Todavia, informações obtidas na presente data (10/02/2004) indicam que o lançamento do primeiro satélite do Bloco IIR-M deverá ocorrer em 2004, enquanto que o primeiro satélite do Bloco IIF têm lançamento previsto para 2006 (JPO, 2004). O lançamento dos satélites do Bloco III, porém, poderá ser adiado para o ano de 2012 (Divis, 2003). As modernizações planejadas para os futuros satélites mencionados serão mencionadas mais adiante, no texto.

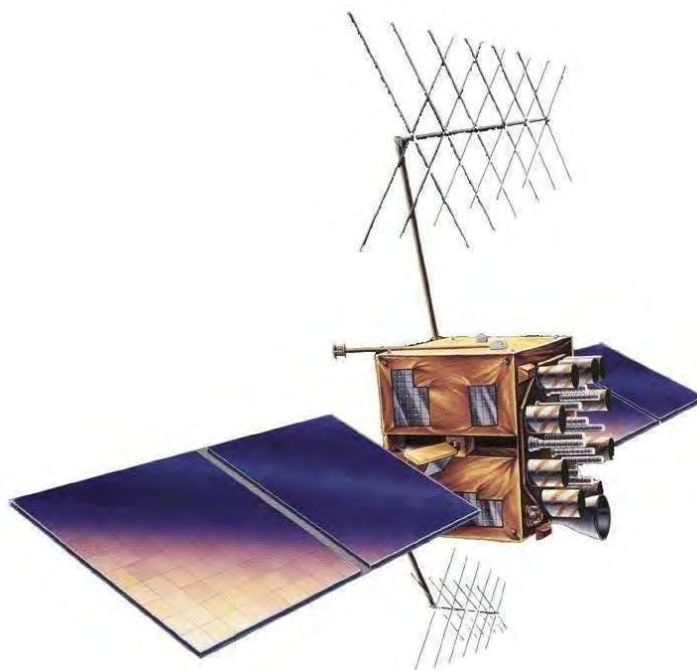


FIGURA 4.1 - Satélite do grupo Bloco IIR.

FONTE: FAS (2003).

Os satélites GPS constituem o segmento espacial do sistema e estão dispostos em órbitas aproximadamente circulares, situadas a 20.200 km de altura em relação à superfície terrestre e com um período orbital de 12 horas siderais ou, mais precisamente, 11^h 58^m (Beutler, 1995). Assim, em um ponto fixo sobre a superfície terrestre, a mesma configuração de satélites é observada 4 minutos mais cedo a cada dia. A altitude da órbita dos satélites foi estabelecida em função dos seguintes fatores: visibilidade do usuário, passagem periódica sobre as estações de controle e superfície continentais norte-americanas e custos de lançamento (Parkinson, 1996). Órbitas muito baixas demandariam um grande número de satélites para prover uma cobertura global do planeta; por outro lado, órbitas muito elevadas exigiriam um número menor de satélites, mas necessitariam de transmissores muito potentes. A presente constelação permite a observação simultânea de, no mínimo, quatro satélites a partir de (quase) todos os pontos localizados sobre a superfície da Terra em (quase) todas as horas do dia (Beutler, 1995). Além disso, a altura da órbita dos satélites GPS é tal que o arrasto da atmosfera é desprezível, a única força não-gravitacional a ser modelada é a pressão da radiação solar e apenas alguns termos do potencial gravitacional da Terra são necessários para a modelagem das órbitas, pois a força de atração é rapidamente atenuada com a altitude (Fortes, 2003). A Figura 4.2 mostra que a constelação apresenta falhas nas regiões polares, onde a elevação máxima dos satélites é de 53°. Porém, um receptor localizado nos pólos pode observar todos os seis planos orbitais, o que implica em um considerável número de satélites simultaneamente visíveis nos pólos (Beutler, 1995).

A vida útil dos satélites dos Blocos II/IIA foi planejada para atingir 7,3 anos e os satélites do Bloco IIR foram projetados para durar 7,8 anos (USNO, 2003a). Todavia, o tempo de missão médio (“mean mission duration” - MMD) de tais satélites tem atingido mais de 9 anos. Os satélites dos Blocos IIR/IIR-M e IIF foram projetados para durar, respectivamente, 10 e 12 anos (Tiberius e de Jong, 2002), mas o MMD de tais satélites deverá superar as expectativas. Os satélites que apresentam falhas operacionais são substituídos.

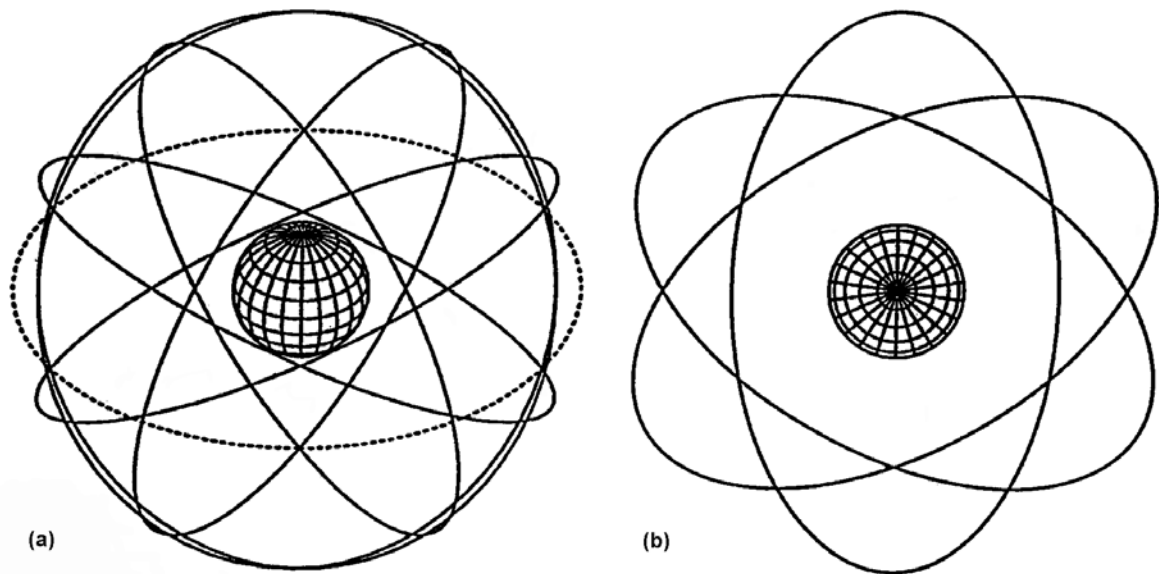


FIGURA 4.2 - Órbitas dos satélites GPS vistas a partir das latitudes de (a) 35° e (b) 90°, por um observador externo ao sistema.

FONTE: Beutler (1995, p. 2-4).

Os satélites GPS são constantemente rastreados através de 5 estações de controle (“Monitor Stations”) distribuídas em diferentes partes do globo terrestre (Figura 4.3), as quais transmitem os dados de cada satélite a um centro de controle principal (“Master Control Station”), localizado no Colorado (EUA). A partir destes dados, as informações orbitais e os parâmetros dos relógios dos satélites são preditos e posteriormente enviados para os respectivos satélites por meio de antenas de superfície que transmitem os sinais na banda S, situada no intervalo de frequências entre 2 e 4 GHz (Skolnik, 1970). As antenas de superfície, as estações de controle e o centro de controle principal constituem o segmento de controle do GPS (JPO, 2003).

Algumas atualizações estão previstas para o segmento de controle em um futuro próximo, aperfeiçoando substancialmente a qualidade e pontualidade das medidas de cada satélite rastreado pelos centros de controle. Os satélites serão atualizados mais freqüentemente e novas estações de controle e seis (ou mais) estações de superfície pertencentes à “National Imagery and Mapping Agency” (NIMA) serão adicionadas à

rede de rastreamento do GPS, aprimorando os dados processados na estação de controle principal (McDonald e Hegarty, 2001; Tiberius e de Jong, 2002). A NIMA opera atualmente uma rede global constituída de 11 estações permanentes rastreadoras dos satélites GPS. Os dados obtidos a partir destas estações, juntamente com os dados das 5 estações de controle e uma estação pertencente ao “International GPS Service” (IGS), são utilizados rotineiramente para produzir estimativas precisas das órbitas e dos relógios de todos os satélites (Merrigan et al., 2002).

Peter H. Dana 27/05/95



FIGURA 4.3 - Centro de controle principal e rede de estações de controle do sistema GPS.

FONTE: Dana (2003).

Finalmente, o segmento do usuário é formado pelos receptores, processadores e antenas que possibilitam ao operador receber as transmissões dos satélites GPS e calcular sua posição, velocidade e tempo.

4.2 Sistemas de Tempo e Calendário

Os vários sistemas de tempo existentes na atualidade são baseados em distintos processos periódicos. Na verdade, qualquer dispositivo capaz de gerar uma seqüência de intervalos constantes no tempo pode ser utilizado como um relógio. Algumas escalas de

tempo, como o tempo universal (UT) e o tempo sideral (ST), foram baseadas no movimento de rotação terrestre. Os movimentos do sol e da lua definiram uma escala de tempo mais precisa, denominada tempo das efemérides (ET). Contudo, maior precisão foi obtida com osciladores de cristais de quartzo e, posteriormente, com osciladores atômicos que utilizam os elementos césio, rubídio e hidrogênio (Figura 4.4).



FIGURA 4.4 - Ilustração do avanço na precisão da medida de tempo.

FONTE: Leick (1995, p. 27).

A precisão do sistema de posicionamento global deve-se, fundamentalmente, à estabilidade dos osciladores atômicos que compõem o sistema. Os satélites utilizam tradicionalmente relógios atômicos de césio e rubídio, que fazem parte do sistema GPS e cuja escala de tempo é definida operacionalmente como tempo GPS. A responsabilidade pelo monitoramento do tempo GPS deve-se ao centro de controle principal, que efetua as comparações e correções necessárias nos relógios dos satélites através da utilização de um conjunto de, aproximadamente, 50 relógios atômicos de césio e 12 “masers” de hidrogênio altamente precisos e destinados especificamente para este fim (Spilker Jr., 1996; USNO, 2003c).

O tempo GPS é derivado exclusivamente dos relógios atômicos que fazem parte do sistema GPS e, portanto, pode apresentar pequenas diferenças quando comparado ao tempo atômico (Seeber, 2003). O tempo atômico não está relacionado à rotação terrestre, mas às leis da natureza que governam a transição dos níveis de energia nos átomos. Para fins de navegação e geodésia, entretanto, é necessário relacionar “tempo” à rotação da Terra (Leick, 1995). A relação entre o tempo atômico e a rotação terrestre ocorre através da introdução de uma escala de tempo universal coordenado (UTC), para obter uma unidade de tempo uniforme e com a melhor adaptação possível à rotação terrestre. As escalas de tempo UTC e GPS são mantidas próximas através da inserção, em determinadas épocas, de um número inteiro de intervalos de segundos cumulativos no tempo UTC. O sistema de tempo GPS iniciou em 6 de janeiro de 1980, às 00:00 UTC, e caracteriza-se por apresentar um número que identifica a semana GPS (0 a 1023) e um número de segundos que reinicia a cada semana, ou seja, a hora GPS pode variar entre 0 e 604.800 segundos (= 60 segundos x 60 minutos x 24 horas x 7 dias), respectivamente, no início e no final de uma semana (Seeber, 1993). Ao encerrar a semana 1023, em 21 de agosto de 1999, a contagem da semana GPS foi reiniciada às 00:00 (tempo GPS) de 22 agosto de 1999 (USNO, 2003d), o que corresponde às 23:59:47 UTC do dia 21 de agosto de 1999. Esta diferença entre o tempo GPS e UTC encontra-se, desde o início de janeiro de 1999, em 13 segundos (USNO, 2003e; IERS, 2003). A determinação da semana GPS a partir de uma data civil (ano, mês e dia) e vice-versa pode ser obtida por meio de equações que relacionam o Dia Juliano (“Julian Day” - JD) a estas datas civis, de acordo com Hofmann-Wellenhof et al. (1994). A utilização do Dia Juliano, definido como o número de dias solares médios decorridos desde o meio-dia do ano de 4713 B.C., é mais apropriada em programas computacionais por ser representado através de uma única variável, ao contrário das datas civis que são representadas por um conjunto de três variáveis. Considerando que data Julianas são números extremamente grandes, cientistas introduziram uma escala denominada Dia Juliano Modificado (“Modified Julian Day” - MJD), de forma que $MJD = JD - 2.400.000,5$ e cuja transição do dia ocorre à meia-noite (Clyne, 2003). Informações adicionais sobre estes sistemas de

tempo e suas relações estão descritas em Hofmann-Wellenhof et al. (1994), Leick (1995), Seeber (1993), Spilker Jr. (1996) e USNO (2003f).

4.3 Posicionamento

O posicionamento através do GPS ocorre por um processo conhecido como trilateração, que determina a posição de um ponto a partir de medidas de distâncias. O processo para determinação destas medidas é baseado no tempo de propagação do sinal enviado pelo satélite, desde o instante da emissão até o momento de sua chegada no receptor. Admitindo-se que os relógios dos satélites e receptores estivessem perfeitamente sincronizados com o tempo GPS, o tempo de propagação deste sinal corresponderia à distância geométrica entre o satélite e o receptor. Na verdade, apesar da precisão dos osciladores atômicos instalados a bordo dos satélites, ajustes são efetuados periodicamente em seus relógios. Os relógios dos receptores, por serem menos precisos, apresentam uma pequena diferença em relação ao tempo GPS. Isto significa que as distâncias obtidas através do sistema GPS não correspondem às distâncias reais entre satélites e receptores pois, em ambos, os relógios estão defasados em relação ao sistema de tempo do GPS. Estas medidas incorretas de distância recebem, portanto, o nome de pseudodistâncias (“pseudoranges”). Além do atraso dos relógios, estão incluídos nas medidas de pseudodistância os erros devido à propagação do sinal e os erros relacionados aos receptores e satélites, os quais serão discutidos posteriormente.

O posicionamento do receptor em um referencial tridimensional ocorre da seguinte forma: considerando-se que o receptor esteja situado a uma distância R de um determinado satélite e os relógios dos satélites e receptores estejam perfeitamente sincronizados com o tempo GPS, é possível dizer que o receptor encontra-se em algum ponto sobre a superfície de uma esfera que envolve o satélite e cujo raio é igual a R . Entretanto, se o receptor estabelecer as distâncias relativas a dois satélites, então ele pode estar localizado em qualquer ponto sobre o círculo formado pela intersecção entre duas esferas. Adicionando-se um terceiro satélite, apenas dois pontos (um dos quais,

fisicamente incorreto) resultam da intersecção entre três esferas. Os receptores, porém, utilizam tipicamente relógios de cristal, os quais não são exatamente sincronizados com o tempo GPS (Hofmann-Wellenhof et al., 1994). Neste caso, a distância satélite-receptor pode ser maior ou menor do que a distância geométrica entre eles (dependendo dos erros dos relógios), de forma que a intersecção das esferas ocorre em uma posição incorreta devido ao erro na medida do tempo. Obtendo-se a medida de pseudodistância de um quarto satélite visível ao receptor é possível eliminar os erros de posicionamento devido à imprecisão do relógio do receptor, ou seja, quatro medidas de pseudodistância são suficientes para determinar as quatro incógnitas: latitude, longitude, altura e tempo.

4.4 Estrutura do Sinal

A precisão do sistema GPS deve-se, principalmente, ao controle dos sinais emitidos pelos satélites através dos osciladores atômicos. Estes sinais são coerentemente derivados da frequência fundamental de 10,23 MHz e transmitidos na banda L, situada no intervalo de frequência entre 1 e 2 GHz (Skolnik, 1970), com polarização circular à direita, através das seguintes portadoras:

$$L1 = 154 \times 10,23 = 1575,42 \text{ MHz}$$

e

$$L2 = 120 \times 10,23 = 1227,60 \text{ MHz}$$

cujos comprimentos de onda são, aproximadamente, 19,03 cm e 24,42 cm.

Os satélites podem ser identificados através de um número relacionado a um segmento particular do código pseudo-aleatório (“Pseudo Random Noise” - PRN), definido por uma seqüência de códigos modulados sobre as portadoras (Figura 4.5) que é atribuído individualmente a cada satélite (Seeber, 1993). Desta forma, todos os satélites GPS podem transmitir nas mesmas frequências, diferenciando-se apenas pela modulação das portadoras L1 e L2. Os códigos pseudo-aleatórios transportam informações aos

receptores através de seqüências de valores binários (0 e 1, ou +1 e -1) que parecem aleatórias, porém são identificadas sem ambiguidades.

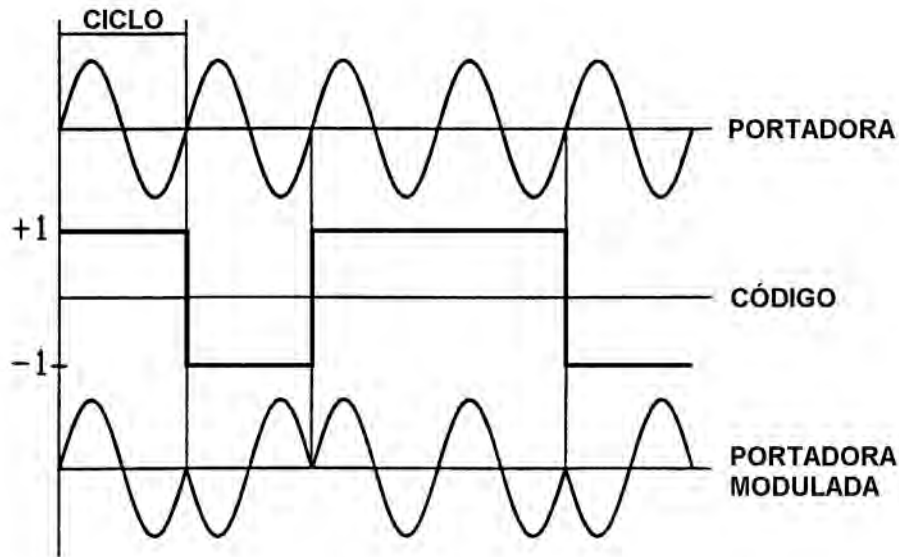


FIGURA 4.5 - Modulação do código sobre a onda portadora.

FONTE: Hofmann-Wellenhof et al. (1994, p. 77).

Os códigos PRN modulados sobre as portadoras são conhecidos como código C/A (“Coarse/Acquisition”), que está disponível para uso civil, e código P (“Precision”), restrito apenas a militares e usuários autorizados. O código C/A, com frequência de 1,023 MHz, é transmitido apenas na portadora L1, onde está modulado sobre esta portadora em quadratura de fase com o código P e repete-se a cada 1 milissegundo. O código P, modulado em ambas as portadoras L1 e L2 com frequência de 10,23 MHz, é gerado por um algoritmo que se repete a cada 266,41 dias. A seqüência de pulsos do código P não apresenta nenhuma simetria ao longo deste período, possibilitando o rastreamento de um satélite em particular, pois cada satélite transmite um segmento específico do código P em intervalos de 7 dias. Além dos códigos PRN, a mensagem de navegação contendo informações sobre os relógios, órbitas e funcionamento dos satélites é modulada sobre as portadoras com frequência de 50×10^{-6} MHz.

As portadoras moduladas podem ser representadas pelas seguintes equações:

$$L1_i(t) = A_p P_i(t) D_i(t) \cos [\omega_1 t + \phi(t)] + A_c C_i(t) D(t) \sin [\omega_1 t + \phi(t)]$$

e

$$L2_i(t) = B_p P_i(t) D_i(t) \cos [\omega_2 t + \phi(t)]$$

onde A_p e A_c representam, respectivamente, as amplitudes dos códigos P e C/A na portadora L1, $P_i(t)$ representa o código P do satélite i , $C_i(t)$ representa o código C/A do satélite i , $D_i(t)$ representa os dados transmitidos pelo satélite i na mensagem de navegação, ω_1 e ω_2 são, respectivamente, as frequências angulares das portadoras L1 e L2, $\phi(t)$ é o ruído da fase e B_p representa a amplitude do código P na portadora L2.

No presente momento, o código C/A é modulado sobre a portadora L1, enquanto que o código P é transmitido em ambas as portadoras L1 e L2. Com a modernização do GPS, um novo código militar (M) será introduzido nas portadoras L1 e L2, os quais devem ser implementados nos satélites do Bloco IIR-M. Além do código M, tais satélites devem transmitir um novo sinal civil (L2CS) implementado na portadora L2. Posteriormente, uma terceira frequência civil (L5 = 1176.45 MHz) dedicada à aviação civil e usuários civis está planejada para ser transmitida pelos satélites do Bloco IIF (ex. McDonald e Hegarty, 2001; Fontana et al. 2001; Tiberius e de Jong, 2002, USGC, 2003), cujo lançamento está previsto para o ano de 2005.

A restrição do código P ao uso civil ocorre através de um procedimento conhecido como “Anti-Spoofing” (A-S). Neste caso, ao código P é somado um código secreto (código W), resultando no código Y. Assim, quando o A-S está ativado, o código P nas portadoras L1 e L2 é substituído pelo código Y (Hofmann-Wellenhof et al., 1994). Este código de proteção evita que usuários não-autorizados transmitam sinais falsos, perturbando o sistema e causando erros de posicionamento. O “Anti-Spoofing” foi ativado em 31 de janeiro de 1994 (Langley, 1995a). Além do “Anti-Spoofing”, a limitação da acurácia do sistema GPS a usuários autorizados pode ser realizada por

meio da degradação intencional do sinal do satélite através da disponibilidade seletiva ou “Selective Availability” (SA). Este método consiste na manipulação dos dados de órbita na mensagem de navegação e/ou da frequência nos relógios do satélite (USNO, 2003b), resultando na introdução de erros nas medidas de pseudodistâncias. O efeito da SA afeta identicamente as observáveis do GPS (Blewitt, 1990) e, portanto, é praticamente eliminado na diferenciação das observáveis (Monico, 2000; Langley, 1995a). Todavia, após os Estados Unidos cessarem a degradação do sinal através da SA, em 1º de maio de 2000, os receptores de uma única frequência aumentaram sua acurácia em até 10 vezes (FGCS, 2003a). A Figura 4.6 apresenta uma comparação entre a posição de um mesmo receptor GPS quando a SA estava ativada e após a sua suspensão.

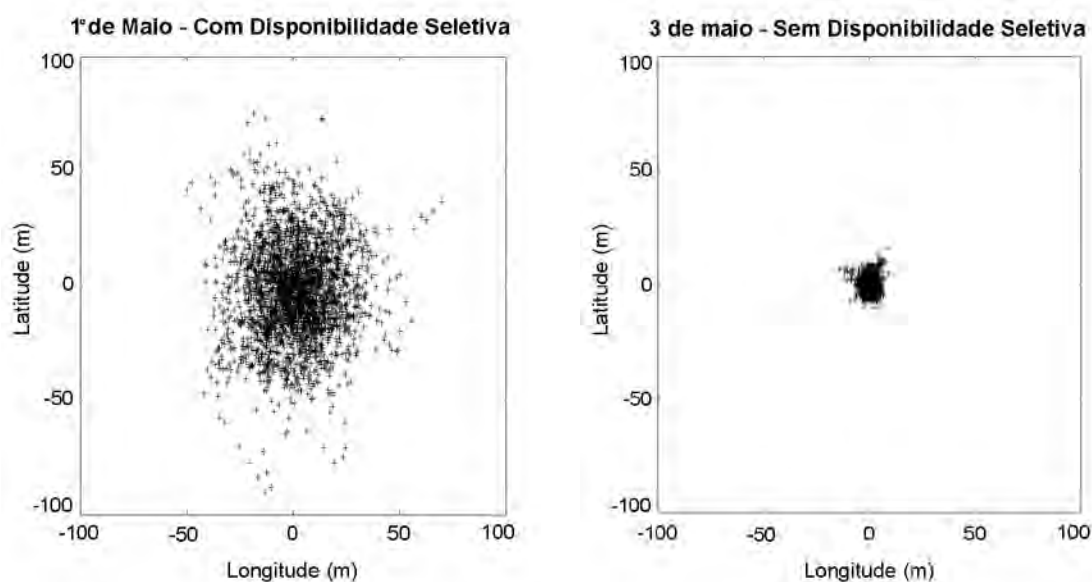


FIGURA 4.6 - Comparação entre a acurácia de um receptor antes e depois da suspensão da SA, em 1º de maio de 2000. Cada gráfico apresenta a dispersão posicional de 24 horas de dados (00:00 a 23:59 UTC), obtida em uma estação receptora.

FONTE: FGCS (2003b).

4.5 Receptores

Atualmente, existem diversos tipos de receptores que possuem características próprias e são utilizados em áreas específicas, tais como navegação, geodésia, atividades militares, entre outras. Apesar desta diversidade de equipamentos, os receptores em geral são compostos basicamente pelos seguintes elementos (Seeber, 1993), de acordo com a Figura 4.7:

- antena com pré-amplificador (opcional)
- seção de rádio frequência (RF) e frequência intermediária (IF)
- rastreador do sinal e correlador
- microprocessador para controle do receptor, amostragem de dados, e processamento de dados (solução de navegação)
- oscilador de precisão
- fonte de energia
- memória, armazenamento de dados
- interface para o usuário

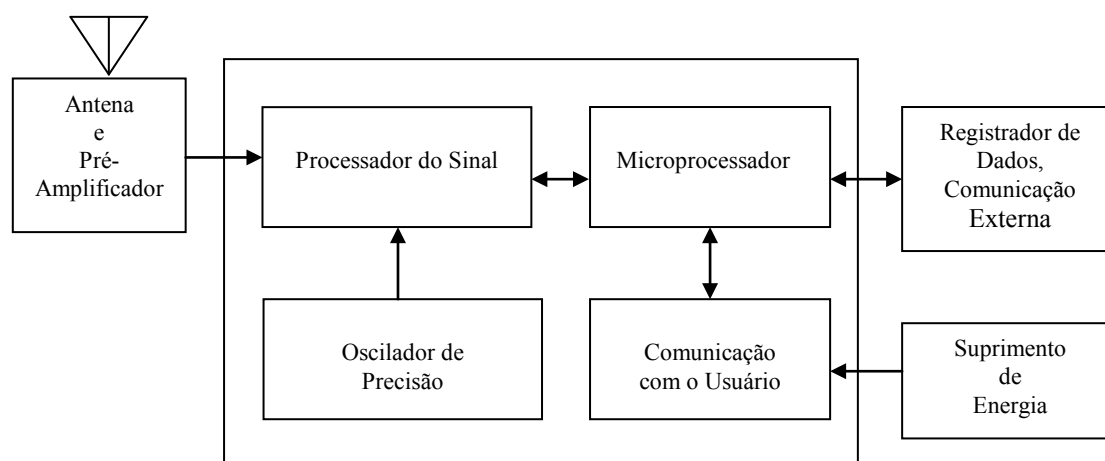


FIGURA 4.7 - Principais componentes de um receptor GPS.

FONTE: Seeber (2003, p. 235).

Uma antena detecta os sinais dos satélites que são amplificados e filtrados para eliminar a maior quantidade possível de interferências. O tamanho e a forma da antena são muito importantes na medida em que estes parâmetros afetam a capacidade do receptor captar sinais fracos (Lachapelle e Cannon, 2001). Em geral, os receptores utilizam uma antena onidirecional hemisférica, cujo diagrama de radiação permite a recepção do sinal em todas as elevações e azimutes do hemisfério visível. O sinal é enviado, posteriormente, à seção de rádio frequência e processado em um ou mais canais, de acordo com o tipo de receptor. Alguns receptores podem sintonizar quatro ou mais satélites simultaneamente, enquanto outros fazem um rastreamento alternado entre os satélites. A seção de rádio frequência é formada por osciladores (onde é gerada a frequência de referência), multiplicadores, filtros e misturadores. A frequência de referência é controlada por osciladores de cristal de quartzo, menos precisos do que os osciladores atômicos dos satélites, denominados osciladores de precisão. Os dados recebidos (observáveis e mensagens de navegação) devem estar constantemente disponíveis para um posterior processamento, podendo ser armazenados em dispositivos de memória internos ou externos. Adicionalmente, os dados podem ser gravados diretamente em micro-computadores conectados ao receptor. As operações do receptor, tais como aquisição e processamento dos sinais, decodificação das mensagens transmitidas e cálculos de posição e velocidade, são controladas pelo microprocessador. Apesar da maior parte dos receptores (frequentemente aqueles portáteis) ter a comunicação entre o receptor e o usuário estabelecida por meio de painéis de visualização e controle (Seeber, 2003), alguns receptores modernos podem não apresentar tais dispositivos (Fortes, 2003). O fornecimento de energia para o funcionamento dos receptores pode ocorrer através de baterias internas recarregáveis ou fontes externas, conforme o período de tempo de utilização e tipo de receptor.

4.6 Aplicações do GPS

Inicialmente desenvolvido para atender às necessidades militares, o GPS vem ocupando um espaço crescente em diversas aplicações da área civil. A utilização do GPS em

navegação aérea, marítima e terrestre é cada vez mais extensa, devido à disponibilidade contínua de dados em tempo real e à precisão proporcionada na determinação da posição. Em aplicações onde precisão torna-se um fator crítico, os erros que afetam a determinação da posição podem ser minimizados através de técnicas como o posicionamento relativo, o GPS Diferencial (“Differential GPS” - DGPS) e o “Wide Area Differential GPS” (WADGPS). No posicionamento relativo, a posição de um receptor em relação a outro receptor (cujas coordenadas são conhecidas) é determinada através de um vetor. No caso do DGPS, um receptor situado em uma posição conhecida (estação base) recebe o sinal do satélite GPS e determina a diferença (em distância e direção) entre a posição calculada e a conhecida, a qual é utilizada para ajustar as observações de outros receptores. Entretanto, para a obtenção de um nível de acurácia similar ao DGPS em áreas com distâncias maiores do que 200 km utiliza-se o WADGPS. Navegação em rota, procedimentos de pouso e decolagem, aproximação de embarcações em portos e áreas restritas são alguns exemplos de aplicações do DGPS e WADGPS. O GPS é ainda utilizado na determinação de órbitas e posição de outros satélites, na obtenção de medidas ionosféricas e vapor d’água atmosférico, no estabelecimento de redes geodésicas ativas e passivas, em geodinâmica, determinação altimétrica, fotogrametria, sensoriamento remoto, geodésia marinha e glacial, hidrografia, agricultura de precisão, exploração de petróleo, pesquisa e controle ambiental, telecomunicações, recreação, emergência, entre outras finalidades. (Hofmann-Wellenhof et. al, 1994; Parkinson, 1996; Seeber, 1993; Spilker Jr. e Parkinson, 1996, Monico, 2000; Seeber, 2003; FGCS, 2003c).

CAPÍTULO 5

DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL UTILIZANDO AS OBSERVÁVEIS DO GPS

As observáveis básicas do GPS podem ser identificadas pelos seguintes tipos, de acordo com Seeber (1993):

- pseudodistâncias a partir de medidas do código;
- diferenças de pseudodistâncias a partir da contagem Doppler integrada;
- fase da portadora ou diferença de fase da portadora;
- diferenças no tempo de propagação do sinal, a partir de medidas interferométricas.

Entretanto, a pseudodistância e a fase da portadora (também denominada fase de batimento da portadora (Leick, 1995)) são as observáveis utilizadas na determinação do conteúdo eletrônico total. Os sinais do GPS estão sujeitos à influência de vários fatores que afetam as observáveis e, conseqüentemente, o TEC obtido a partir destas medidas. A descrição das observáveis, os fatores que as afetam e o método através do qual determina-se o TEC serão descritos neste capítulo.

5.1 Pseudodistâncias

As pseudodistâncias são uma medida do tempo de propagação do sinal durante sua trajetória satélite-receptor multiplicado pela velocidade da luz no vácuo. Este tempo de propagação corresponde intervalo de tempo Δt (Figura 5.1) necessário para que ocorra a correlação entre segmentos específicos dos códigos PRN gerados pelos osciladores dos satélites e as respectivas réplicas geradas internamente no receptor.

Supondo que apenas os erros devido à sincronização dos relógios afetam a medida de pseudodistância, a diferença de tempo Δt entre o instante da emissão (t^S) e recepção (t^R) do sinal pode ser representada por (Hofmann-Wellenhof et al., 2001):

$$\Delta t = t_R - t^S \quad (5.1)$$

$$\Delta t = [t_R(GPS) + \delta_R] - [t^S(GPS) + \delta^S]$$

$$\Delta t = \Delta t(GPS) + \Delta \delta \quad (5.2)$$

onde $\Delta t(GPS) = t_R(GPS) - t^S(GPS)$ e $\Delta \delta = \delta_R - \delta^S$. Os termos δ^S e δ_R representam, respectivamente, os desvios dos relógios do satélite e receptor em relação ao sistema de tempo do GPS. Multiplicando-se Δt pela velocidade da luz c , obtemos a pseudodistância:

$$\rho = c\Delta t = c\Delta t(GPS) + c\Delta \delta = R + c\Delta \delta \quad (5.3)$$

onde R é a distância geométrica satélite-receptor.

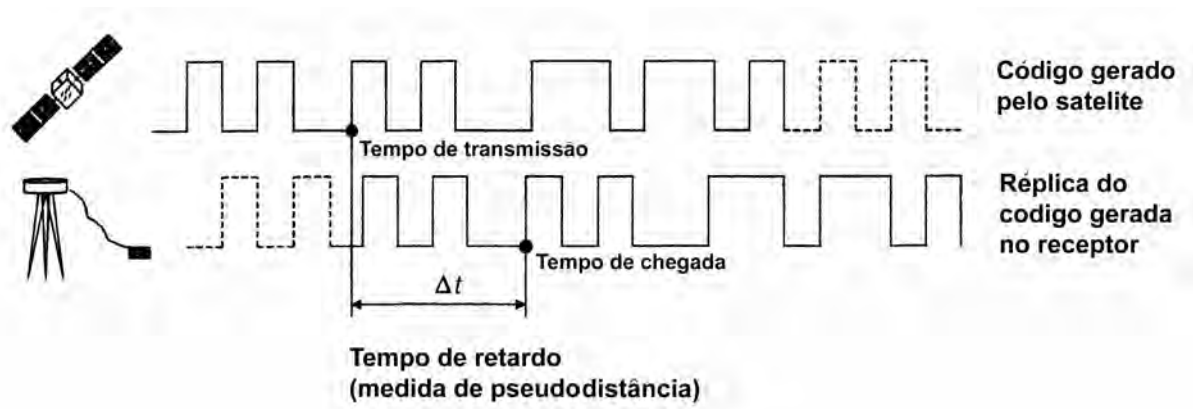


FIGURA 5.1 - Medida da pseudodistância.

FONTE: Lachapelle e Cannon (2001).

5.2 Fase da Portadora

As medidas de fase da portadora (ou fase de batimento da portadora) correspondem às diferenças de fase entre o sinal recebido no receptor (transmitido pelo satélite) e o sinal de referência gerado pelo oscilador do receptor. A portadora gerada pelo receptor tem uma frequência constante enquanto que a portadora recebida varia em frequência devido ao deslocamento Doppler induzido pelo movimento relativo entre o satélite e o receptor (Langley, 1995b). A fase da portadora φ_R^S (em ciclos), de acordo com Hofmann-Wellenhof et al. (2001), é dada por:

$$\varphi_R^S(t) = \varphi^S(t) - \varphi_R(t) \quad (5.4)$$

onde φ^S é a fase da portadora recebida, φ_R é a fase da portadora gerada no receptor e t refere-se ao sistema de tempo GPS iniciado no instante $t_0 = 0$. Considerando apenas a influência dos erros devido à sincronização dos relógios nas medidas de fase, a diferença entre a fase do sinal emitido pelo satélite e a fase deste mesmo sinal no momento de sua chegada ao receptor corresponde ao tempo de propagação da onda através da distância R . Neste caso, as equações de fase podem ser representadas por:

$$\varphi^S(t) = f^S t - f^S \frac{R}{c} - \varphi_0^S \quad (5.5)$$

e

$$\varphi_R(t) = f_R t - \varphi_{0R} \quad (5.6)$$

onde f^S e f_R são, respectivamente, as frequências dos sinais gerados pelos osciladores do satélite e receptor. As fases iniciais φ_0^S e φ_{0R} , que contêm os desvios dos relógios em relação ao tempo GPS, são dadas por:

$$\varphi_0^S = -f^S \delta^S$$

e

$$\varphi_{0R} = -f_R \delta_R.$$

Portanto, a equação (5.4) pode ser reescrita na forma:

$$\varphi_R^S(t) = -f^S \frac{R}{c} + f^S \delta^S - f_R \delta_R + (f^S - f_R) t. \quad (5.7)$$

O desvio das frequências f^S e f_R em relação à frequência nominal é muito pequeno, de forma que $f^S \approx f_R \approx f$. Assim, a fase da portadora reduz-se à seguinte equação:

$$\varphi_R^S(t) = -f \frac{R}{c} - f \Delta \delta \quad (5.8)$$

O receptor não distingue os ciclos consecutivos da portadora de fase, mas pode medir a fase fracional e os ciclos inteiros acumulados a partir do momento em que o sinal do satélite chega ao receptor (Langley, 1995b; Monico, 2000). Neste caso, o número de ciclos ocorridos desde a emissão do sinal pelo satélite, no instante t_0 , até a chegada deste sinal no receptor é desconhecido. Esta incógnita, conhecida como ambigüidade (N), permanece constante enquanto o rastreo do satélite for contínuo. Portanto, a fase da portadora em um determinado instante t é dada por:

$$\varphi_R^S(t) = \Delta \varphi_R^S |_{t_0}^t + N \quad (5.9)$$

onde $\Delta \varphi_R^S$ corresponde à fase fracional mensurável no receptor. Substituindo a equação (5.9) na equação (5.8) e considerando, por simplicidade, que $\Delta \varphi_R^S(t_0) = 0$, obtém-se a seguinte equação para a fase da portadora:

$$\phi = \frac{1}{\lambda} R + \frac{c}{\lambda} \Delta \delta + N \quad (5.10)$$

onde $\phi = -\Delta\varphi_R^S$ e $\lambda = c/f$. Em unidades de distância, a fase da portadora obtida na equação (5.10) pode ser escrita na forma:

$$\Phi = \lambda\phi = R + c\Delta\delta + \lambda N. \quad (5.11)$$

5.3 Fatores que Afetam as Observáveis

Os sinais do GPS estão sujeitos à influência de vários fatores que afetam as medidas de pseudodistância e fase da portadora. Estes fatores podem ser eliminados ou minimizados através da utilização de modelos e técnicas apropriadas. A TABELA 5.1

TABELA 5.1 - Principais Fatores que Afetam as Observáveis do GPS

FONTES	EFEITOS
Satélite	Erro no relógio do satélite
	Erro orbital
	Efeitos relativísticos
	Atraso instrumental do satélite
Propagação do sinal	Refração ionosférica
	Refração troposférica
	Múltiplo caminho
	Perdas de ciclo
	Rotação terrestre
Receptor/Antena	Erro no relógio do receptor
	Erro entre os canais
	Centro de fase da antena
	Atraso instrumental do receptor
Estação	Erro nas coordenadas
	Múltiplo caminho
	Marés Terrestres
	Movimento do Pólo
	Carga dos oceanos
	Pressão atmosférica

FONTE: Monico (2000, p.121).

apresenta uma relação das principais fontes de erros e efeitos que afetam as observáveis, os quais serão descritos a seguir. Nesta seção, apenas alguns fatores que afetam as observáveis serão detalhados. Informações adicionais podem ser obtidas em Hofmann-Wellenhof et al. (1994; 2001), Leick (1995), Seeber (1993; 2003), Spilker e Parkinson (1996) e Monico (2000).

a) Erros nos relógios dos satélites e receptores:

Em geral, os relógios dos satélites e receptores não estão perfeitamente sincronizados com o tempo GPS, afetando as medidas de distância entre satélite e receptor. Os dados utilizados para relacionar o tempo GPS e a hora de um determinado satélite estão incluídos na mensagem de navegação (Leick, 1995) transmitida pelo satélite através das portadoras L1 e L2. Os erros nos relógios dos receptores podem ser eliminados através de técnicas apropriadas (Seeber, 1993).

b) Erros orbitais:

Os erros orbitais ocorrem devido às discrepâncias entre as efemérides transmitidas pelos satélites e a sua posição orbital verdadeira, afetando diretamente a medida de posicionamento no receptor. As informações orbitais podem ser obtidas através das efemérides transmitidas ou das efemérides precisas. As efemérides transmitidas são utilizadas, principalmente, no posicionamento em tempo real. Porém, a acurácia destas efemérides é normalmente insuficiente quando grandes distâncias entre pontos devem ser associadas à necessidade de uma acurácia elevada. As efemérides precisas resultam de um pós-processamento dos dados coletados nas estações rastreadoras, atingindo uma precisão de 5 partes por bilhão (Monico, 2000). Atualmente, a fonte mais importante para a obtenção de efemérides precisas é o IGS (Seeber, 2003; IGS, 2004). Estas efemérides são disponibilizadas nas seguintes formas: produto ultra-rápido, produto rápido e produto final. A TABELA 5.2 apresenta os valores da acurácia das efemérides transmitidas e precisas, informações sobre a latência e atualização relativas a disponibilização destas informações, e intervalo da amostra de dados.

TABELA 5.2 - Efemérides dos Satélites GPS.

Efemérides	Acurácia	Latência	Atualização	Intervalo da amostra
Transmitida	~ 200 cm	tempo real	--	diário
Ultra-Rápida (predita)	~ 10 cm	tempo real	2 vezes ao dia	15 min.
Ultra-Rápida (observada)	< 5 cm	3 horas	2 vezes ao dia	15 min.
Rápida	3 cm	17 horas	diária	15 min.
Final	2 cm	~13 dias	semanal	15 min.

FONTE: IGS (2004).

c) Atraso instrumental diferencial dos satélites e receptores:

O atraso instrumental gerado pelos diferentes caminhos que as portadoras L1 e L2 percorrem dentro do “hardware” dos satélites e receptores GPS é a principal fonte de erro na determinação do conteúdo eletrônico total a partir de dados do GPS nas duas frequências (Wanninger, 1992; Sardón e Zarraoa, 1997). Embora exista um erro instrumental para cada uma das frequências do GPS, a estimativa do TEC é afetada pela diferença entre estas frequências, para cada satélite e receptor, a qual é referida como atraso instrumental diferencial (“differential satellite and receiver instrumental biases” ou “inter-channel bias”). Os erros sistemáticos instrumentais podem atingir vários nanosegundos ($1 \text{ ns} = 2,85 \times 10^{16} \text{ el/m}^2$) e, portanto, estes valores devem ser conhecidos se valores absolutos confiáveis de TEC necessitam ser obtidos. A influência do atraso instrumental diferencial dos satélites (receptores) na estimativa do conteúdo eletrônico total pode atingir ± 9 (± 30) TECU (Wilson e Mannucci, 1993).

O atraso instrumental diferencial dos satélites pode ser determinado antes do lançamento dos mesmos, através de uma calibração interna. Todavia, Coco et al. (1991) e Wilson et al. (1999) observaram que os valores pré-lançamento apresentam pouca concordância com os valores estimados após o lançamento dos satélites. No caso dos

receptores, a estimativa do atraso instrumental diferencial através da calibração interna pode ser realizada somente em alguns tipos de receptores (Sardón e Zarraoa, 1997). Estes valores, porém, podem ser calculados através de técnicas apropriadas (ex. Lanyi e Roth, 1988; Coco et al., 1991; Wilson e Mannucci, 1993; Sardón et al., 1994; Breed et al., 1997; Kantor et al., 2000). Os atrasos instrumentais diferenciais dos satélites e receptores também são calculados por instituições como CODE, ESOC, JPL, NRCan e UPC.

d) Refração ionosférica:

A presença de elétrons livres e íons na trajetória de propagação do sinal do GPS causa um atraso na modulação do código e um avanço na fase deste sinal, gerando erros nas medidas de distância entre satélite e receptor. A magnitude deste efeito é uma função do índice de refração ionosférico e da frequência do sinal emitido. Existem, fundamentalmente, três técnicas para a eliminação destes erros (Parkinson, 1996). A primeira consiste na utilização de um modelo ionosférico, o modelo de Klobuchar (Klobuchar, 1987), cujos parâmetros de correção são fornecidos através da mensagem de navegação do GPS. A segunda técnica utiliza receptores GPS com duas frequências para medir o atraso na modulação do grupo da portadora e determinar o TEC, ou eliminar o efeito da refração ionosférica no posicionamento através da combinação linear livre da ionosfera (“ionospheric free linear combination”). A terceira técnica utiliza as correções ionosféricas fornecidas por sistemas como o WADGPS.

Os erros causados pela refração ionosférica nas medidas de distância obtidas através do GPS dependem da atividade solar, hora do dia e geometria do satélite, e podem variar desde 40-60 metros durante o dia até 6-12 metros à noite (USACE, 2003a). No caso da utilização de receptores GPS com duas frequências, a diferenciação das observáveis pode reduzir a variabilidade do atraso ionosférico para valores menores que 5 metros. No posicionamento absoluto, os erros devido à ionosfera em receptores de uma única frequência (com o modelo ionosférico incluído) variam entre 1,3 metros a 7 metros (USACE, 2003a); no sistema de posicionamento diferencial, os erros aos usuários do

código P(Y) devido ao atraso ionosférico têm valores próximos de zero quando a distância entre os receptores é curta, e erros de 4,5 metros para distâncias entre receptores maiores do que 350 km (USACE, 2003b).

e) Refração troposférica:

A troposfera comporta-se como um meio não dispersivo para frequências abaixo de 30 GHz (Leick, 1995), ou seja, a refração troposférica não depende da frequência dos sinais transmitidos pelos satélites GPS. O índice de refração, nesta camada neutra da atmosfera, é uma função da temperatura, pressão do ar e pressão do vapor d'água. A refração troposférica causa um atraso na propagação do sinal, seja na modulação ou na fase da portadora. Este atraso resulta de uma contribuição de, aproximadamente, 90% devido à componente relacionada ao ar seco e o restante devido à porção úmida (Coco et al., 1991; Leick, 1995). O atraso troposférico total na direção do zênite atinge valores de 2,3 metros e aumenta para valores de aproximadamente 20 metros quando o ângulo de elevação está próximo ao horizonte (10° de elevação), de acordo com Seeber (2003). A obtenção de um modelo que represente a atmosfera seca é relativamente simples. Ao contrário, os efeitos da atmosfera úmida são mais difíceis de modelar devido à variação temporal e espacial do vapor d'água presente na atmosfera (Hofmann-Wellenhof et al., 1994).

f) Múltiplo caminho:

O efeito do múltiplo caminho ocorre quando a antena do receptor recebe, além do sinal direto do satélite, sinais refletidos por objetos localizados nas proximidades da antena. O plano de terra é considerado ser uma parte intrínseca da antena e, portanto, os sinais refletidos a partir desta superfície não são considerados como sendo múltiplo caminho (Langley, 1995a). Sinais com frequências distintas são afetados diferentemente pelo múltiplo caminho. O efeito do múltiplo caminho sobre as medidas de código pode ser pelo menos duas ordens de magnitude maior do que sobre as medidas de fase e pode causar tanto aumentos como decréscimos nas medidas de pseudodistâncias (Bishop et

al., 1985). Não existe um método geral para solucionar este problema, devido à arbitrariedade das diferentes situações geométricas. De acordo com Hofmann-Wellenhof et al. (1994), existem alguns métodos que possibilitam a eliminação ou redução deste efeito. Todavia, evitar a presença de superfícies refletoras nas proximidades dos receptores e utilizar antenas apropriadas (ex. “microstrip” e “choke ring”) são medidas que atenuam os efeitos do múltiplo caminho (Langley, 1995a).

g) Perdas de ciclo:

Uma perda de ciclo ou “cycle slip” é uma descontinuidade (por um número inteiro de ciclos) na medida de fase da portadora, caracterizada pela ocorrência de um salto súbito nesta medida. Quando um receptor é ligado, a fase fracional da portadora é medida e um contador inteiro é inicializado. Assim, durante o rastreamento este contador é incrementado por um ciclo sempre que a fase fracional variar de 2π até 0 e, em um determinado instante, a fase acumulada observada corresponderá à soma da fase fracional e o número inteiro registrado no contador. Quando uma perda de ciclo ocorre o contador é reinicializado, resultando em um salto na fase acumulada instantânea. A parte fracional não é afetada por esta descontinuidade na seqüência de observação, ou seja, quando o sinal é recuperado a fase fracional volta a ser medida corretamente. As perdas de ciclo ocorrem quando o receptor deixa de rastrear o sinal do satélite devido, entre outros fatores, à obstrução do sinal, ao ruído provocado pelo efeito do múltiplo caminho e cintilação ionosférica, à inclinação da antena (em aplicações cinemáticas) e aos satélites em baixa elevação (Seeber, 1993).

h) Variação do centro de fase da antena:

O centro de fase da antena do receptor é o ponto em relação ao qual as medidas dos sinais são referenciadas e, geralmente, não coincide com o centro geométrico desta antena. A variação do centro de fase da antena difere para as portadoras L1 e L2 e depende da elevação, azimute e intensidade do sinal do satélite (Hofmann-Wellenhof et al., 1994). O centro de fase pode ser calculado através de experimentos de laboratório

(para um determinado modelo de antena) e, posteriormente, ser utilizado na correção das observáveis. Uma forma de minimizar este efeito é utilizar sempre o mesmo tipo de antena, mantendo-se a orientação desta ao longo do tempo. Todavia, devido às lentas variações temporais na geometria satélite-antena, a contribuição desta medida não afeta significativamente a taxa de variação do conteúdo eletrônico total (Wanninger, 1992).

5.4 TEC Obtido a Partir das Observáveis

Considerando os efeitos e erros relacionados às observáveis do GPS, descritos na seção anterior, a equação (5.3) pode ser reescrita, para as portadoras L1 e L2, na seguinte forma:

$$\rho_1 = R + c\Delta\delta + \Delta_{\rho_1}^{Iono} + \Delta^{Trop} + b_{\rho_1}^{r_j} + b_{\rho_1}^{s_i} + m_{\rho_1} + \varepsilon_{\rho_1} \quad (5.12)$$

$$\rho_2 = R + c\Delta\delta + \Delta_{\rho_2}^{Iono} + \Delta^{Trop} + b_{\rho_2}^{r_j} + b_{\rho_2}^{s_i} + m_{\rho_2} + \varepsilon_{\rho_2} \quad (5.13)$$

onde Δ^{Iono} e Δ^{Trop} correspondem, respectivamente, aos efeitos da refração ionosférica e troposférica, b^{r_j} e b^{s_i} são os atrasos instrumentais do receptor j e do satélite i , m contém o efeito do múltiplo caminho e ε refere-se ao ruído do receptor. Os termos relacionados à distância geométrica satélite-receptor, ao efeito da troposfera e aos erros nos relógios dos satélites e receptores afetam identicamente as observáveis, nas portadoras L1 e L2. O termo Δ_{ρ}^{Iono} , na observável de pseudodistância, está relacionado ao atraso de grupo de acordo com a equação (3.59), ou seja:

$$\Delta_{\rho}^{Iono} = \Delta_g^{Iono} = \frac{40,3}{f^2} TEC .$$

Assim, subtraindo-se a equação (5.12) de (5.13), resulta:

$$\rho_2 - \rho_1 = \frac{1}{S} TEC_\rho + b_\rho^{r_j} + b_\rho^{s_i} + m_\rho + \varepsilon_\rho \quad (5.14)$$

onde S é um fator de conversão, dado por:

$$S = \frac{1}{40,3} \frac{f_2^2 f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} = 9,52 \times 10^{16} \quad [el/m^3],$$

$m_\rho = m_{\rho_2} - m_{\rho_1}$, $\varepsilon_\rho = \varepsilon_{\rho_2} - \varepsilon_{\rho_1}$, $b_\rho^{r_j} = b_{\rho_2}^{r_j} - b_{\rho_1}^{r_j}$ e $b_\rho^{s_i} = b_{\rho_2}^{s_i} - b_{\rho_1}^{s_i}$. Estes dois últimos termos correspondem aos atrasos instrumentais diferenciais do receptor j e do satélite i , respectivamente, para as medidas de código (Komjathy, 1997) e as frequências das portadoras L1 e L2 são dadas por f_1 e f_2 .

Desta forma, o conteúdo eletrônico total para as observáveis de código, em um determinado instante de tempo, é dado por:

$$TEC_\rho = S [(\rho_2 - \rho_1) - b_\rho - m_\rho - \varepsilon_\rho] \quad (5.15)$$

onde $b_\rho = b_\rho^{r_j} + b_\rho^{s_i}$.

No caso das medidas de fase, a equação (5.11) pode ser reescrita na forma:

$$\Phi_1 = R + c\Delta\delta + \Delta_{\phi_1}^{Iono} + \Delta^{Trop} + \lambda_1 N_1 + b_{\phi_1}^{r_j} + b_{\phi_1}^{s_i} + m_{\phi_1} + \varepsilon_{\phi_1} \quad (5.16)$$

$$\Phi_2 = R + c\Delta\delta + \Delta_{\phi_2}^{Iono} + \Delta^{Trop} + \lambda_2 N_2 + b_{\phi_2}^{r_j} + b_{\phi_2}^{s_i} + m_{\phi_2} + \varepsilon_{\phi_2} \quad (5.17)$$

onde convém observar que $\Delta_{\rho}^{Iono} = -\Delta_{\phi}^{Iono}$, conforme demonstrado nas equações (3.58) e (3.59).

Subtraindo a equação (5.17) de (5.16) e considerando que o termo Δ_{ϕ}^{Iono} , na medida de fase, é dado pela equação (3.58), ou seja:

$$\Delta_{\phi}^{Iono} = \Delta_p^{Iono} = -\frac{40,3}{f^2} TEC$$

obtém-se:

$$\Phi_1 - \Phi_2 = \frac{1}{S} TEC_{\phi} + \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 + b_{\phi}^{r_j} + b_{\phi}^{s_i} + m_{\phi} + \varepsilon_{\phi}. \quad (5.18)$$

onde $m_{\phi} = m_{\phi_1} - m_{\phi_2}$, $\varepsilon_{\phi} = \varepsilon_{\phi_1} - \varepsilon_{\phi_2}$, $b_{\phi}^{r_j} = b_{\phi_1}^{r_j} - b_{\phi_2}^{r_j}$ e $b_{\phi}^{s_i} = b_{\phi_1}^{s_i} - b_{\phi_2}^{s_i}$. Similarmente à equação (5.14), $b_{\phi}^{r_j}$ e $b_{\phi}^{s_i}$ correspondem aos atrasos instrumentais diferenciais do receptor j e do satélite i para as medidas de fase.

Assim, a expressão do conteúdo eletrônico total para as observáveis de fase é dada por:

$$TEC_{\phi} = S [(\Phi_1 - \Phi_2) - (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) - b_{\phi} - m_{\phi} - \varepsilon_{\phi}] \quad (5.19)$$

onde $b_{\phi} = b_{\phi}^{r_j} + b_{\phi}^{s_i}$.

As medidas do TEC_p são consideravelmente afetadas pelo ruído e pelos efeitos do múltiplo caminho (especialmente em baixos ângulos de elevação), ao contrário do conteúdo eletrônico obtido a partir da fase da portadora, TEC_{ϕ} , que são medidas mais acuradas por um fator de 100 ou maior (Coco et al., 1991). Esta última, entretanto, contém o termo da ambigüidade, que representa um número inteiro e desconhecido de ciclos ocorridos ao longo da trajetória de propagação do sinal.

Rearranjando os termos da equação (5.19), obtém-se:

$$TEC_{\phi} = TEC'_{\phi} - S (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) \quad (5.20)$$

onde

$$TEC'_{\phi} = S [(\Phi_1 - \Phi_2) - b_{\phi} - m_{\phi} - \varepsilon_{\phi}]$$

e o termo TEC'_{ϕ} representa ao conteúdo eletrônico calculado a partir das medidas de fase da portadora fornecidas pelo receptor.

A partir da combinação de TEC_{ρ} e TEC_{ϕ} , é possível obter uma medida representativa do conteúdo eletrônico, denominada de TEC nivelado (“TEC leveled” ou TEC_{lev}), com uma considerável redução no nível de ruído e efeitos do múltiplo caminho. Este resultado é uma consequência do “nivelamento” das medidas de fase sobre as pseudodistâncias (Coco et al., 1991; Fraile-Ordóñez, 1995; Jakowski, 1996; Komjathy, 1997; Sardón e Zarraoa, 1997; Breed et al., 1998; Mannucci et al., 1998), para uma determinada seqüência de dados que não contenha perdas de ciclo nas medidas de fase.

Assim, considerando que as medidas de TEC_{ρ} e TEC_{ϕ} têm o mesmo valor (sejam obtidas a partir das pseudodistâncias ou da fase da portadora) e contêm ruído, isto significa que na média:

$$\langle TEC_{\rho} - TEC_{\phi} \rangle = 0 \quad (5.21)$$

onde o símbolo $\langle \rangle$ representa a média para um arco de fase conectado, ou seja, um período de dados que não contém perdas de ciclo (Blewitt, 1990).

Substituindo a equação (5.20) na equação (5.21), obtém-se:

$$\langle TEC'_{\phi} - TEC_{\rho} \rangle - S (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) = 0 \quad (5.22)$$

onde N_1 e N_2 são valores constantes ao longo de um arco conectado.

De acordo com Sardón e Zarraoa (1997) e Komjathy (1997), o TEC nivelado é calculado a partir da fase, utilizando a ambigüidade combinada $(\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2)$, ou seja:

$$TEC_{lev} = TEC'_\phi - \langle TEC'_\phi - TEC_\rho \rangle \quad (5.23)$$

Substituindo as equações (5.20) e (5.22) na equação (5.23), obtém-se:

$$TEC_{lev} = S [(\Phi_1 - \Phi_2) - b_\phi - m_\phi - \varepsilon_\phi] - S \langle (\Phi_1 - \Phi_2) - b_\phi - m_\phi - \varepsilon_\phi - (\rho_2 - \rho_1) + b_\rho + m_\rho + \varepsilon_\rho \rangle. \quad (5.24)$$

Considerando que a média do ruído é nula, o atraso instrumental e o efeito do múltiplo caminho são aproximadamente constantes ao longo de um arco conectado, obtém-se:

$$TEC_{lev} = S [(\Phi_1 - \Phi_2) - \langle (\Phi_1 - \Phi_2) - (\rho_2 - \rho_1) \rangle - b_\rho - m_\rho - \varepsilon_\rho]. \quad (5.25)$$

O TEC_{lev} tem a acurácia da medida de fase e um nível de ruído semelhante ao TEC_ϕ . De acordo com Fraile-Ordóñez (1995), a combinação das medidas de pseudodistância e fase possibilitam uma considerável redução do ruído e efeito do múltiplo caminho na determinação de TEC. A eliminação dos dados obtidos em elevações do satélite inferiores a 15° (Komjathy, 1997) ou 20° (Jakowski, 1996; Sardón e Zarraoa, 1997) e 10° (Mannucci et al., 1998) podem reduzir os efeitos do múltiplo caminho e ruído nas medidas do conteúdo eletrônico total.

Todas as etapas acima descritas fazem parte do método utilizado neste trabalho para a determinação do TEC. No capítulo seguinte, o UNB *Ionospheric Modelling Technique* será descrito, incluindo as etapas de formação das combinações lineares, correção das perdas de ciclo, determinação da ambigüidade, nivelamento das medidas de fase, estimativa do atraso instrumental diferencial dos satélites e receptores, e a determinação do conteúdo eletrônico total para a produção de mapas ionosféricos.

CAPÍTULO 6

UNB IONOSPHERIC MODELLING TECHNIQUE

Desenvolvido em 1997 no Departamento de Geodésia da Universidade de New Brunswick, Canadá, o software *University of New Brunswick (UNB) Ionospheric Modelling Technique* (Komjathy, 1997) calcula o conteúdo eletrônico total utilizando as observáveis do GPS nas frequências L1 e L2. O software é baseado em uma versão modificada do *UNB's Differential POsitioning Program* (DIPOP) e aplica uma aproximação linear espacial do TEC vertical sobre a estação receptora do GPS utilizando parâmetros estocásticos em uma estimativa através do filtro de Kalman para descrever a dependência do TEC com a hora local e latitude geomagnética.

O software UNB *Ionospheric Modelling Technique* (UNB-IMT) é composto por um conjunto de quatro módulos:

- módulo PREP
- módulo POST_GLOB
- módulo TECMAP
- módulo TOPIRI

Basicamente, o módulo PREP determina o atraso ionosférico ao longo da linha de visada satélite-receptor e os respectivos pontos sub-ionosféricos associados (em coordenadas geomagnéticas) a partir das observáveis do GPS; o módulo POST_GLOB utiliza o filtro de Kalman para estimar os atrasos instrumentais diferenciais dos satélites e receptores e calcula os coeficientes da aproximação linear espacial do TEC vertical sobre a estação receptora; o módulo TECMAP calcula o valor do TEC vertical em cada ponto da grade que representa uma determinada área delimitada em coordenadas geográficas; e o módulo TOPIRI compara os mapas do TEC produzidos em TECMAP com mapas produzidos através de outras técnicas. Neste capítulo, apresenta-se uma descrição das etapas realizadas por cada um dos módulos do software UNB-IMT na

determinação do TEC (com exceção do módulo TOPIRI, que não foi utilizado neste trabalho).

6.1 Módulo PREP

O módulo PREP tem como função a leitura dos dados de observação e efemérides, o cálculo dos valores do atraso ionosférico (“ionospheric delay”) da portadora de fase nivelada e os respectivos pontos sub-ionosféricos associados, em coordenadas magnéticas. Um ponto sub-ionosférico representa o ponto de intersecção entre a trajetória do sinal satélite-receptor e uma “casca” esférica de espessura infinitesimal situada na altitude de máxima densidade eletrônica.

A obtenção do atraso ionosférico através do módulo PREP é formada pelas seguintes etapas: (a) leitura das observáveis, (b) formação das combinações lineares entre as observáveis, (c) detecção de pontos espúrios e perdas de ciclo (“cycle slips”), (d) correção das perdas de ciclo, (e) determinação da ambigüidade e nivelamento das medidas de fase e (f) cálculo do atraso ionosférico. As etapas (a) a (e) são realizadas pelo programa de edição automática de dados PhasEdit versão 2.2. (Freymueller, 2001), o qual foi adaptado como sub-rotina no módulo PREP. Os algoritmos utilizados em PhasEdit para a detecção e correção das perdas de ciclo não são afetados pelos erros dos relógios do receptor e do satélite, e nenhum conhecimento prévio da posição do receptor ou das órbitas do satélite é requerido.

O PhasEdit utiliza arquivos de entrada no formato RINEX. Considerando que o arquivo a ser utilizado no processamento contenha dados de todas as observáveis, o algoritmo PhasEdit forma as seguintes combinações lineares:

$$rL1CA = \Phi_1 - \rho_1 + \frac{2 (\rho_2 - \rho_1) f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \quad (6.1)$$

e

$$rL2CA = \Phi_2 - \rho_2 + \frac{2(\rho_2 - \rho_1) f_1^2}{f_1^2 - f_2^2}. \quad (6.2)$$

Caso a observável P2 não seja fornecida, as combinações lineares serão da seguinte forma:

$$rL1CA = \Phi_1 - \rho_1 \quad (6.3)$$

e

$$rL2CA = \Phi_2 - \rho_1 \quad (6.4)$$

ou, se P1 também não existir:

$$rL1CA = \Phi_1 - CA \quad (6.5)$$

e

$$rL2CA = \Phi_2 - CA. \quad (6.6)$$

A detecção das perdas de ciclo e pontos espúrios (“outliers”) ocorre através do ajuste de polinômio de baixa ordem a um pequeno número de pontos de dados resultantes da combinação linear $\Phi_1 - \Phi_2$. Este polinômio é utilizado para prever o valor do próximo ponto de dados. Verifica-se, então, a diferença entre o valor predito e o medido para determinar se o ponto está em concordância com os pontos precedentes. Se houver concordância, a janela de ajuste é movida e o processo é repetido; caso contrário, o ponto é novamente testado para determinar se ele concorda com os pontos subsequentes e um polinômio de baixa ordem é ajustado ao ponto suspeito e aqueles que o sucedem. Se o desvio padrão do ajuste polinomial for suficientemente pequeno, então uma perda de ciclo ocorreu. Se o desvio padrão for muito grande, o ponto é considerado ser um “outlier” (valor atípico) e o próximo ponto então é testado. Quando os “outliers” são removidos, o mesmo polinômio é utilizado para testar o próximo ponto. Na correção das perdas de ciclo, ajusta-se um polinômio de baixa ordem e uma função degrau Heaviside

à combinação linear $\Phi_1 - \Phi_2$, para uma janela estreita de dados. Antes de corrigir as perdas de ciclo, PhasEdit verifica a continuidade de dados. Caso o intervalo de tempo máximo entre os pontos consecutivos seja maior do que 3 minutos, a perda de ciclo não é corrigida.

O comprimento mínimo de um arco de fase conectado foi estabelecido em 15 minutos. Assim, considerando que a resolução temporal das observáveis é de 30 segundos (ou 15 segundos, em alguns casos), pelo menos 30 observações são utilizadas para efetuar o nivelamento da fase. Arcos não conectados menores do que 15 minutos são eliminados, pois arcos curtos são geralmente insuficientes para estabelecer precisamente o nivelamento da fase. Finalmente, os valores da fase em cada arco são ajustados por um número inteiro de ciclos, denominado de ambigüidade N , de forma que eles concordem com as pseudodistâncias dos códigos C/A ou P. Este número inteiro de ciclos N é determinado através da seguinte combinação linear entre $rL1CA$ e $rL2CA$:

$$N = rL1CA - rL2CA \quad (6.7)$$

ou

$$N = \left(\Phi_1 - \rho_1 + \frac{2 (\rho_2 - \rho_1) f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \right) - \left(\Phi_2 - \rho_2 + \frac{2 (\rho_2 - \rho_1) f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \right). \quad (6.8)$$

Após algumas operações algébricas, obtém-se a ambigüidade:

$$N = (\Phi_1 - \Phi_2) - (\rho_2 - \rho_1). \quad (6.9)$$

Os termos entre parênteses da equação (6.9) correspondem aos termos entre $\langle \rangle$ da equação (5.25), onde $TEC'_\phi \cong (\Phi_1 - \Phi_2)$ e $TEC_\rho \cong (\rho_2 - \rho_1)$. Assim de acordo com a equação (5.23), o conteúdo eletrônico total nivelado é o resultado da combinação das medidas de fase da portadora fornecidas pelo receptor somado ao termo da ambigüidade, ou seja,

$$TEC_{lev_i} = TEC'_{\phi_i} - \frac{\sum_{j=-\frac{n}{2}}^{\frac{n}{2}} p_j [TEC'_{\phi_j} - TEC_{\rho_j}]}{\sum_{j=-\frac{n}{2}}^{\frac{n}{2}} p_j} \quad (6.10)$$

onde i e j são índices das observáveis ionosféricas a serem niveladas, desde o início de um arco $i=1, 2, \dots$ até o número total de observáveis n neste arco, e $j = -\frac{n}{2}, \dots, \frac{n}{2}$ quando n for um número par, ou $j = -\frac{n-1}{2}, \dots, \frac{n+1}{2}$ no caso em que n for ímpar. A ambigüidade N corresponde ao termo entre colchetes na equação (6.10) e possui um valor negativo, pois $TEC'_{\phi_j} < TEC_{\rho_j}$. Por esta razão, diz-se que N é somado a TEC'_{ϕ_i} para nivelar as medidas de fase. As observações em cada arco contêm um peso $p_j = 1/j^2$, que é proporcional ao ângulo de elevação do satélite. Assim, os dados localizados no meio do arco têm maior peso, enquanto que as observações situadas nas extremidades do arco têm um peso menor, o que minimiza os efeitos do múltiplo caminho e ruído.

Nesta etapa, porém, o software realiza o nivelamento da combinação das portadoras de fase em relação à combinação das pseudodistâncias para calcular o atraso ionosférico, cuja relação com o conteúdo eletrônico total é apresentada nas equações (3.58) e (3.59). Assim, finalizados os cálculos em PhasEdit, o atraso ionosférico é determinado utilizando-se as medidas de fase niveladas $\Phi_{1_{lev}}$ e $\Phi_{2_{lev}}$:

$$\Delta_{\phi}^{Iono} = (\Phi_{1_{lev}} - \Phi_{2_{lev}}) \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2}. \quad (6.11)$$

Além do atraso ionosférico (em metros e TECU), o módulo PREP ainda determina a elevação e o azimute dos satélites para cada instante de tempo. Todos estes parâmetros serão utilizados como dados de entrada no módulo POST_GLOB.

6.2 Módulo POST_GLOB

A função do módulo POST_GLOB é estimar os atrasos instrumentais diferenciais dos satélites e receptores e calcular os coeficientes da aproximação linear espacial do TEC vertical sobre uma determinada estação receptora. O modelo ionosférico de uma única camada utiliza medidas nas duas frequências fornecidas pelo receptor do GPS, tal que:

$$I_{r_j}^{s_i}(t_k) = M(e_{r_j}^{s_i}) [a_{0,r_j}(t_k) + a_{1,r_j}(t_k) d\lambda_{r_j}^{s_i} + a_{2,r_j}(t_k) d\varphi_{r_j}^{s_i}] + b_{r_j} + b^{s_i} \quad (6.12)$$

onde $I_{r_j}^{s_i}$ representa o atraso ionosférico (em TECU) medido ao longo da trajetória do sinal satélite-receptor e obtido a partir das medidas de fase niveladas na época t_k em que o receptor r_j observou o satélite s_i ; $M(e_{r_j}^{s_i})$ é uma função de mapeamento que projeta a medida obtida ao longo da linha de visada satélite-receptor para a vertical do ponto sub-ionosférico, onde $e_{r_j}^{s_i}$ representa o ângulo de elevação do satélite em relação ao receptor; a_{0,r_j} , a_{1,r_j} e a_{2,r_j} são os coeficientes da aproximação linear espacial do TEC a serem estimados para a estação receptora r_j ; $d\lambda_{r_j}^{s_i} = \lambda_{r_j}^{s_i} - \lambda_0$ é a diferença entre a longitude do ponto sub-ionosférico e a longitude média do Sol; $d\varphi_{r_j}^{s_i} = \varphi_{r_j}^{s_i} - \varphi_0$ é a diferença entre a latitude magnética do ponto sub-ionosférico e a latitude magnética da estação receptora; e b_{r_j} e b^{s_i} representam, respectivamente, os atrasos instrumentais diferenciais do receptor e do satélite.

A estimativa dos coeficientes da aproximação linear espacial do TEC e dos atrasos instrumentais diferenciais dos satélites e receptores é realizada através do filtro de Kalman (Komjathy, 1997). Originalmente desenvolvido para tratar de sistemas lineares, o filtro de Kalman é um algoritmo recursivo e de variância mínima para a estimação dos

estados desconhecidos de um sistema dinâmico a partir de medidas discretas corrompidas por ruído. Por tratar-se de uma técnica de estimativa ótima, o filtro de Kalman processa as medidas para inferir uma estimativa de erro mínimo do estado de um sistema, utilizando o conhecimento da dinâmica do sistema e das medidas, a estatística suposta dos erros dos ruídos do sistema e das medidas, e as informações sobre a condição inicial. Os sistemas não-lineares são tratados através de uma aproximação linear utilizando o Filtro de Kalman Estendido (ex. Gelb, 1974; Grewal e Andrews, 2001).

Na estimativa dos coeficientes da aproximação linear espacial do TEC e dos atrasos instrumentais diferenciais dos satélites e receptores, valores iniciais devem ser fornecidos ao programa. Assim, uma vez fornecidas a estimativa do estado predito inicial e a covariância associada, o filtro de Kalman calcula os pesos a serem utilizados na combinação desta estimativa com o primeiro vetor de observação (representado pelas medidas do atraso ionosférico, calculadas no módulo PREP), a fim de obter uma estimativa “ótima” atualizada. Se a medida de variância do ruído é muito menor do que a variância da estimativa do estado inicial, o peso na observação será elevado e o peso na estimativa do estado inicial será baixo. Considerando que a estimativa do estado atualizado é calculada utilizando a nova observação, a variância da estimativa do estado também deve ser atualizada para refletir a nova informação adicionada, o que resulta em uma incerteza reduzida. A estimativa do estado atualizado e suas variâncias associadas são as saídas do filtro de Kalman (Levy, 1997). No UNB-IMT, o filtro de Kalman estima os atrasos instrumentais diferenciais dos satélites e receptores e os coeficientes a_{0,r_j} , a_{1,r_j} e a_{2,r_j} , utilizando $I_{r_j}^{S_i}$ como medidas de observação.

Considerando que não é possível determinar sem ambigüidades os atrasos instrumentais diferenciais de vários satélites e receptores, escolhe-se uma estação de referência e os valores destes parâmetros são estimados em relação à estação de referência (Sardón e Zarraoa, 1997). A estação de referência deve conter dados de boa qualidade e estar, preferencialmente, localizada em latitudes (magnéticas) médias. A verificação da qualidade dos dados do GPS pode ser realizada através de softwares como o “University

NAVSTAR Consortium's Translate/Edit/Quality Check" ou TEQC (UNAVCO, 2004). A qualidade dos dados da estação de referência afeta a estimativa dos atrasos instrumentais diferenciais que, por sua vez, afetam os valores do TEC.

Nesta etapa do programa, coordenadas magnéticas das estações receptoras e do ponto sub-ionosférico são determinadas, de forma que os parâmetros estimados no módulo POST_GLOB são referenciados em relação a um sistema de coordenadas geomagnética-solar, devido à dependência do comportamento ionosférico em relação à radiação solar e ao campo geomagnético terrestre. Além disso, a ionosfera varia muito mais lentamente no sistema de coordenadas fixo em relação ao Sol em comparação ao sistema fixo em relação à Terra. A utilização de tal sistema de referência resulta em estimativas mais acuradas do atraso ionosférico quando se aplica o filtro de Kalman (Mannucci et al., 1995, citado por Komjathy, 1997).

O modelo ionosférico de uma única camada ("single layer ionospheric model") considera que o TEC vertical pode ser aproximado por uma "casca" esférica situada na região ionosférica de máxima densidade eletrônica. A altitude da "casca" ionosférica é altitude em relação à qual o TEC é mapeado para a vertical do ponto sub-ionosférico. O módulo POST_GLOB apresenta as opções de utilizar um valor fixo para representar a altitude da "casca" ionosférica ou valores dependentes do tempo e das coordenadas da estação receptora. Estes últimos são fornecidos através do modelo ionosférico "International Reference Ionosphere" (IRI-1995). Neste caso, a altura da "casca" ionosférica utilizada corresponde à altura que representa o baricentro da ionosfera (Komjathy, 1997), onde a densidade eletrônica foi integrada até uma altitude de 1000 km, não incluindo o conteúdo eletrônico plasmasférico. A ionização da plasmasfera ocorre devido à difusão de plasma da ionosfera para cima, durante o período diurno; durante a noite, quando a densidade eletrônica decresce, o plasma difunde-se da plasmasfera para a ionosfera (Davies, 1990).

Com relação ao mapeamento do TEC, Komjathy (1997) investigou três diferentes funções. A primeira foi proposta por Clynech et al. (1989), onde um ajuste de mínimos

quadrados é utilizado para estimar os coeficientes de uma função de mapeamento ajustada a uma casca esférica homogênea situada entre as altitudes de 200 e 600 km. Esta função de mapeamento é dada por:

$$Q(E) = a_0 + a_1x^2 + a_2x^4 + a_3x^6 \quad (6.13)$$

onde $x = 1 - (2E/\pi)$ e $a_0 = 1,0206$, $a_1 = 0,4663$, $a_2 = 3,5505$, $a_3 = -1,8415$ e E representa o ângulo de elevação do satélite.

A segunda função de mapeamento, utilizada no modelo de Klobuchar (1987), é uma aproximação da função de mapeamento geométrico padrão e considera 350 km como sendo a altura média da ionosfera. Esta função de mapeamento é representada por:

$$F(E) = 1 + 2 \left(\frac{96 - E}{90} \right)^3 \quad (6.14)$$

onde E corresponde ao ângulo de elevação do satélite.

A terceira função investigada é a função de mapeamento geométrico padrão, que calcula a secante do ângulo zenital no ponto sub-ionosférico, sendo representada por (Mannucci et al. 1993):

$$M(E) = \left[1 - \left(\frac{\cos E}{1 + \frac{h_m}{R_e}} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (6.15)$$

onde h_m é altura da “casca” ionosférica e R_e é o raio médio da Terra.

Utilizando ângulos de corte (“cutoff angles”) com 15°, 20° e 25° de elevação, a função de mapeamento geométrico padrão mostrou um desempenho relativamente melhor para ângulos de 15° e 20° (Komjathy, 1997).

6.3 Módulo TECMAP

O módulo TECMAP tem como função determinar os valores do TEC nos pontos de grade situados em um intervalo de latitude e longitude geográficas definido previamente. Komjathy (1997) sugere que intervalos de 1° sejam utilizados para a elaboração de mapas regionais do TEC, enquanto que espaçamentos de 5° são suficientes na elaboração de mapas globais. Utilizando os coeficientes da aproximação linear espacial do TEC, a_{0,r_j} , a_{1,r_j} e a_{2,r_j} , o programa calcula $I_{r_j}^{S_i}$ (de acordo com a equação 6.12) para as quatro estações receptoras mais próximas do ponto de grade. Tais medidas contêm um determinado peso, que é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre a estação receptora e o ponto de grade, ou seja, quanto mais próxima do ponto de grade a estação estiver, maior será a contribuição desta medida para o valor do TEC naquele ponto. Este procedimento pode ser expresso através da seguinte equação (Komjathy, 1997):

$$TEC_i = \frac{\sum_{j=1}^4 \frac{1}{d_j^2} TEC_j}{\sum_{j=1}^4 \frac{1}{d_j^2}} \quad (6.16)$$

onde TEC_i representa o valor do TEC para o ponto de grade i ; TEC_j corresponde ao valor do TEC calculado através dos parâmetros do modelo ionosférico para a estação j ; e d_j é a distância entre a estação j e o ponto de grade i .

CAPÍTULO 7

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A resposta da ionosfera a duas tempestades magnéticas intensas foi analisada neste trabalho. A primeira tempestade, ocorrida em 15 de julho de 2000, é considerada como sendo “a tempestade magnética perfeita” por atingir a magnetosfera terrestre com uma das mais intensas explosões de partículas solares já detectadas pelas espaçonaves SOHO e ACE (GSFC, 2003). A segunda tempestade magnética selecionada para o estudo do comportamento do TEC ocorreu em 31 de março de 2001, e tem sido investigada devido aos significativos aumentos na densidade de plasma (SEDs - vide Capítulo 2) e pronunciados gradientes do TEC observados na ionosfera sobre o continente Norte-Americano (Foster et al., 2002; Basu et al., 2002; Coster et al., 2003).

No estudo da tempestade ocorrida em 15 de julho de 2000, dados de estações receptoras do GPS foram utilizados para a obtenção de mapas horários do TEC (produzidos com as observações contidas no período compreendido entre os 30 minutos antes até os 30 minutos após a hora inteira) sobre o setor Sul-Americano. Os resultados obtidos a partir do UNB-IMT foram comparados com mapas do TEC produzidos pelo JPL, e apresentaram uma boa concordância quanto aos valores e estruturas do TEC sobre as regiões onde existe uma certa densidade de estações receptoras.

Para verificar a capacidade do software UNB-IMT em detectar as estruturas ionosféricas observadas durante a tempestade magnética ocorrida em 31 de março de 2001, o software UNB-IMT gerou mapas do TEC com dados de aproximadamente 100 estações receptoras utilizadas pelo *MIT Haystack Observatory* no estudo da ionosfera sobre o setor Norte-Americano durante esta tempestade magnética (Coster, 2002). Os resultados foram comparados com mapas do TEC produzidos pelo JPL (com resolução temporal de 15 minutos) e *MIT Haystack Observatory* (com resolução temporal de 5 minutos), verificando-se que os gradientes do TEC foram reproduzidos, porém as estruturas de SEDs foram aparentemente suavizadas ou inibidas nos mapas gerados pelo UNB-IMT. Optou-se, então, pelo aumento da resolução temporal dos mapas:

primeiramente, o intervalo entre os mapas foi modificado para 15 minutos (utilizando-se observações compreendidas no intervalo de 7 minutos antes e 7 minutos após o quarto de hora); posteriormente o intervalo de tempo foi reduzido para 5 minutos (utilizando-se observações compreendidas no intervalo de 2,5 minutos antes e 2,5 minutos após o 1/12 de hora). As estruturas de SED e os gradientes do TEC foram observados em ambos os casos, e os mapas apresentaram pequenas diferenças entre si quanto aos valores do TEC. Por outro lado, as diferenças nas estruturas de SEDs observadas nos mapas obtidos através do software UNB-IMT e aqueles produzidos pelo *MIT Haystack Observatory* parecem ocorrer, em parte, devido à utilização ou não de interpolação ou suavização dos dados na elaboração dos mapas.

O tempo de processamento dos dados também é um fator importante a ser considerado na produção dos mapas do TEC, devido à grande quantidade de dias que devem ser analisados para o estudo do efeito das tempestades magnéticas na ionosfera. Na geração de mapas com intervalos horários utilizando-se dados de 100 estações receptoras, mais de 3 horas de processamento contínuo são necessárias (em uma estação Sun Ultra 1, UltraSPARC 200 MHz, 256 MB) para obter os arquivos de saída (gerados pelo módulo “post_glob”), os quais são utilizados no cálculo do TEC para os pontos de grade. Este valor de tempo é proporcional ao número de estações processadas e ao intervalo de tempo entre os mapas. Assim, a produção de mapas do TEC com intervalos de 5 minutos utilizando-se de dados de 100 estações receptoras resulta em um tempo de processamento contínuo superior a 36 horas. Por outro lado, a quantidade de memória RAM necessária para a execução do módulo “tecmap”, durante a produção de arquivos do TEC (contendo valores do TEC nos pontos de grade) para intervalos de 5 minutos, aumenta de 16MB para 1,5GB, tornando esta alternativa impraticável. Considerando que a diferença entre os mapas do TEC gerados em intervalos de 15 e 5 minutos não foram muito significativas, optou-se pela utilização do primeiro intervalo no estudo do comportamento do TEC.

Inicialmente, um dos objetivos deste trabalho seria a análise dos efeitos das tempestades magnéticas na ionosfera apenas sobre o setor Sul-Americano. A idéia de detectar as

estruturas de SED e os gradientes do TEC estendeu este estudo para a ionosfera sobre o continente Americano e, posteriormente, para a ionosfera global. A análise do comportamento global do TEC durante a tempestade magnética de 31 de março de 2001 incluiu dados de aproximadamente 250 estações receptoras do GPS distribuídas mundialmente e dados de ionossonda obtidos em 3 estações localizadas na América do Sul e 7 estações situadas na Austrália. Infelizmente, não foram encontrados outros tipos de dados (para o período analisado) que pudessem complementar este estudo.

Os mapas do TEC produzidos para a análise da resposta da ionosfera às tempestades magnéticas de 15 de julho de 2000 e 31 de março de 2001 foram obtidos a partir de valores do TEC calculados para os pontos de uma grade, espaçados em intervalos constantes de 5 graus de latitude e longitude. O TEC para cada ponto de grade é determinado através do procedimento descrito na seção 6.3. Os valores do TEC contidos nestes pontos de grade foram ajustados a uma superfície, através da utilização do software “Generic Mapping Tools” (Wessel and Smith, 1998; 2003), gerando os mapas. Os resultados obtidos em ambas as tempestades analisadas serão detalhados a seguir.

7.1 Tempestade Magnética Ocorrida em 15-16 de Julho de 2000

Conhecida como “Bastille Day Storm”, devido a uma explosão solar (“solar flare”) acompanhada por uma ejeção de massa coronal (“coronal mass ejection” - CME) ocorrida em 14 de julho de 2000, a tempestade magnética ocorrida em 15 de julho de 2000 (“St. Swithin’s Day”¹) é considerada como sendo “a tempestade magnética perfeita” por atingir a magnetosfera terrestre com uma das mais intensas explosões de partículas solares já detectadas pelas espaçonaves SOHO e ACE (GSFC, 2003). A Figura 7.1 mostra os valores da componente Bz do campo magnético interplanetário (IMF), com uma resolução temporal de 4 minutos, e os índices geomagnéticos AE, SYM-H (resolução temporal = 1 minuto) e Kp observados durante o período de 13 a 17 de julho de 2000. Em 15 de julho, Bz atingiu o valor de aproximadamente -60 nT,

¹ De acordo com o folclore inglês, o dia 15 de julho supostamente governa as condições meteorológicas nos 40 dias subseqüentes.

enquanto que AE apresentou valores superiores à 1000 nT durante a maior parte do dia, atingindo valores pouco maiores do que 3000 nT. Neste mesmo período, Kp atingiu o seu máximo valor ($K_p = 9$) entre 18-21 UT, e o valor de SYM-H sofreu um decréscimo significativo, atingindo o valor mínimo de -347 nT às 21:55UT.

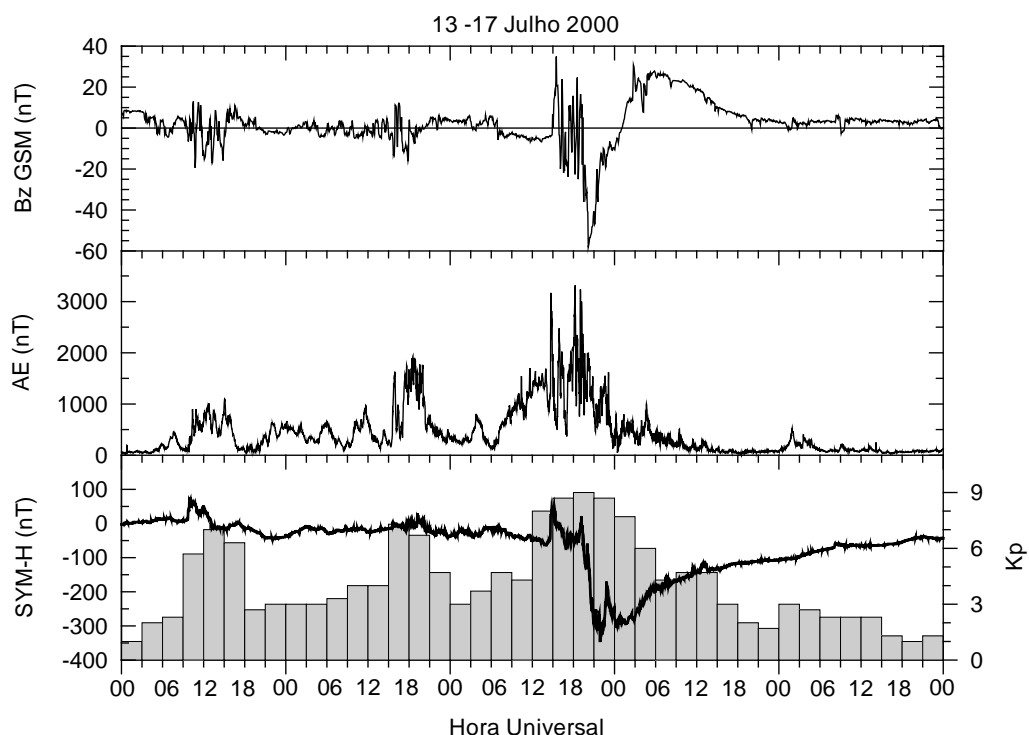


FIGURA 7.1 – Componente Bz do campo magnético interplanetário em coordenadas geocêntrica-solar-magnetosférica (topo), fornecida pela espaçonave Advanced Composition Explorer² (ACE), para o período 13-17 de julho de 2000; índice de atividade magnética AE (meio), SYM-H e Kp (base) para o mesmo período.

Para o estudo desta tempestade, foram utilizados dados de 33 a 37 estações receptoras do GPS, localizadas entre as coordenadas geográficas de 70°S e 30°N (latitude) e 160°W e 40°E (longitude), de forma a obter valores confiáveis para o TEC sobre as áreas oceânicas que circundam a América do Sul, onde existem muito poucas estações

² Espaçonave lançada em 25 de agosto de 1997 com o objetivo de estudar as partículas energéticas provenientes do Sol e fontes galácticas e interestelares (ACE, 2003).

receptoras do GPS. A Figura 7.2 apresenta as estações utilizadas no processamento de dados relativo ao dia 15 de julho. Existe uma pequena variação quanto ao número de estações utilizadas nos demais dias analisados (13, 14, 16, 17 e 18 de julho), devido à ausência de estações ou à qualidade de alguns dados. As estações receptoras localizadas na região de interesse deste estudo são apresentadas na Figura 7.3, com seus respectivos identificadores:

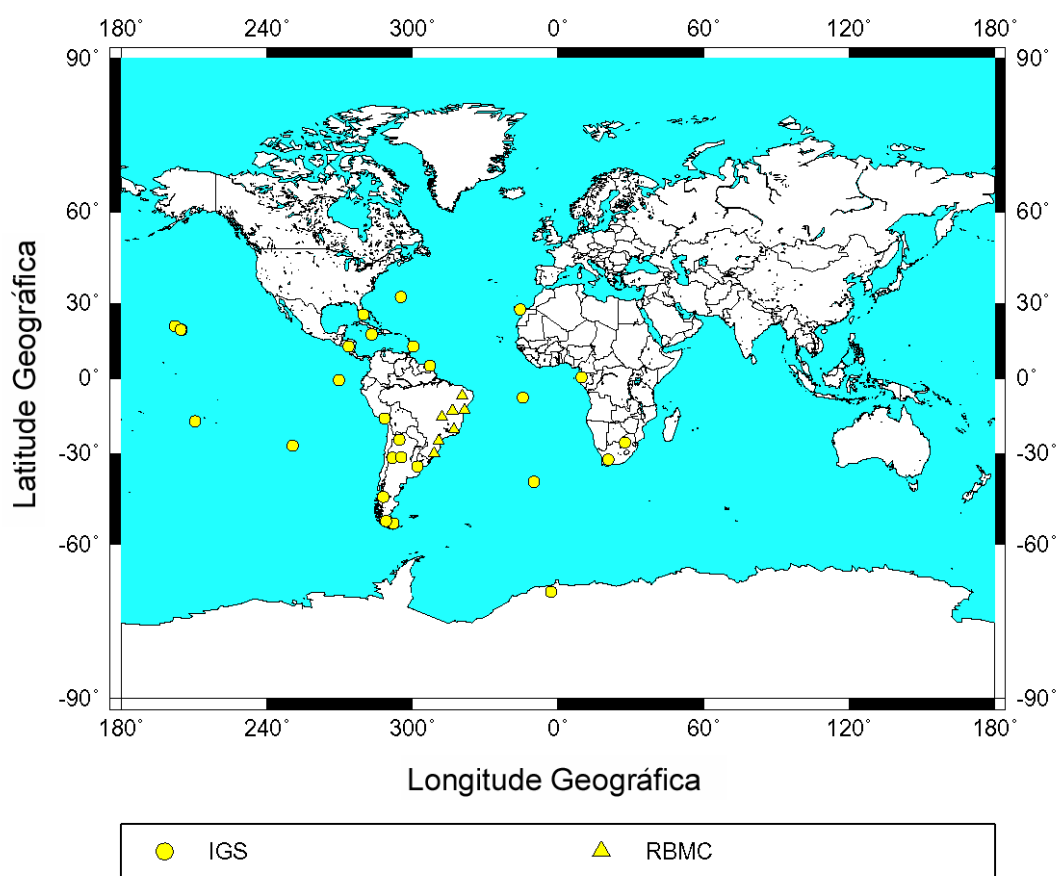


FIGURA 7.2 – Estações receptoras do GPS pertencentes às redes IGS e RBMC, cujas observáveis foram utilizadas na análise da tempestade magnética de 15-16 de julho de 2000.

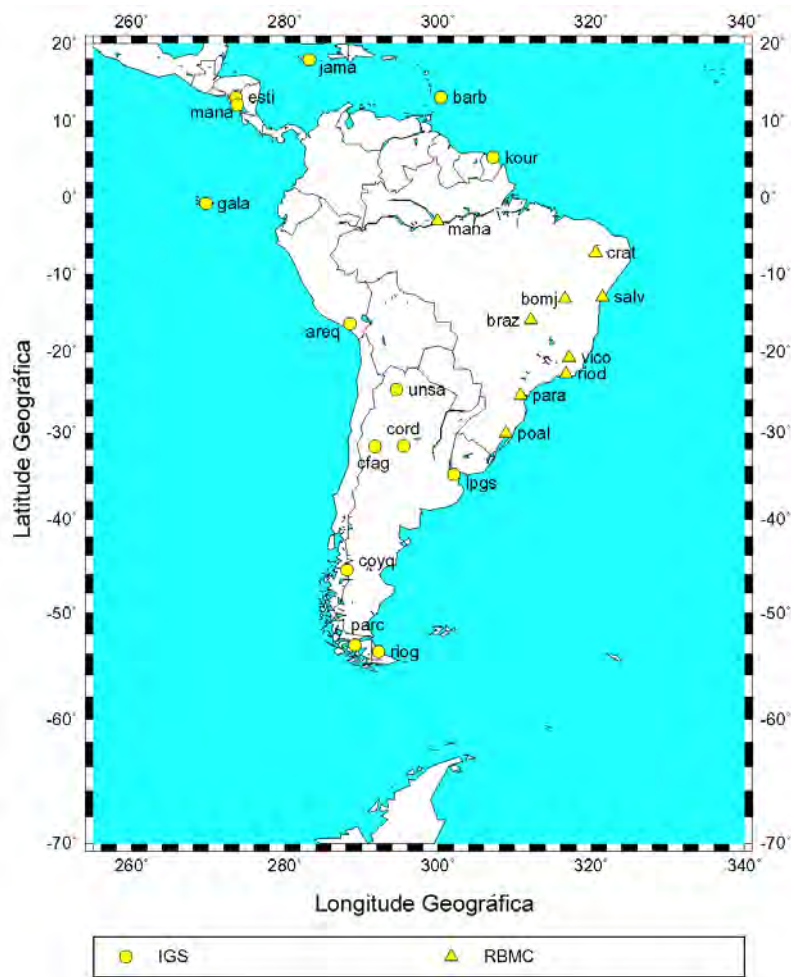


FIGURA 7.3 – Estações receptoras do GPS no setor Sul-Americano, com suas respectivas identificações.

A qualidade dos dados do GPS utilizados no processamento foi verificada previamente, através da utilização do software TEQC (UNAVCO, 2004). Os resultados fornecidos pelo TEQC (mais especificamente, pelos arquivos *.YYS) foram utilizados na seleção de uma estação de referência necessária para a execução do módulo “post_glob”. A estação de referência deve estar preferencialmente localizada em uma região de latitude geomagnética média, onde a ionosfera é normalmente bem comportada em períodos magneticamente calmos. Além da utilização do TEQC na escolha da estação de referência, variações diurnas do TEC foram obtidas (previamente ao processamento final) para algumas estações localizadas em médias latitudes, com o objetivo de confirmar os resultados fornecidos pelo software. Após uma análise de ambos os

resultados, a estação de Rio Grande (coordenadas geográficas: 53.8°S, 67.7°W; latitude magnética: 30.45°S, em 15 de julho de 2000), designada como “riog” na Figura 7.3, foi escolhida como estação de referência para o período analisado. No processamento destes dados, utilizou-se uma atitude fixa de 400 km para representar a altitude da “casca” ionosférica, em relação à qual o TEC é mapeado para a vertical do ponto sub-ionosférico.

Os primeiros indícios do aumento do TEC no dia 15 de julho (dia 197) foram observados por volta das 17-18 UT sobre a região centro-norte da América do Sul, conforme mostra a Figura 7.4. Os valores do TEC para o dia anterior (14 de julho - dia 196) são apresentados para fins de comparação. Aumentos gradativos do TEC foram observados às 19-20 UT, sobre as latitudes geográficas de 25°S e 10°N, no setor de longitude de aproximadamente 290°-300°E (Figura 7.5). Porém, o aumento do TEC

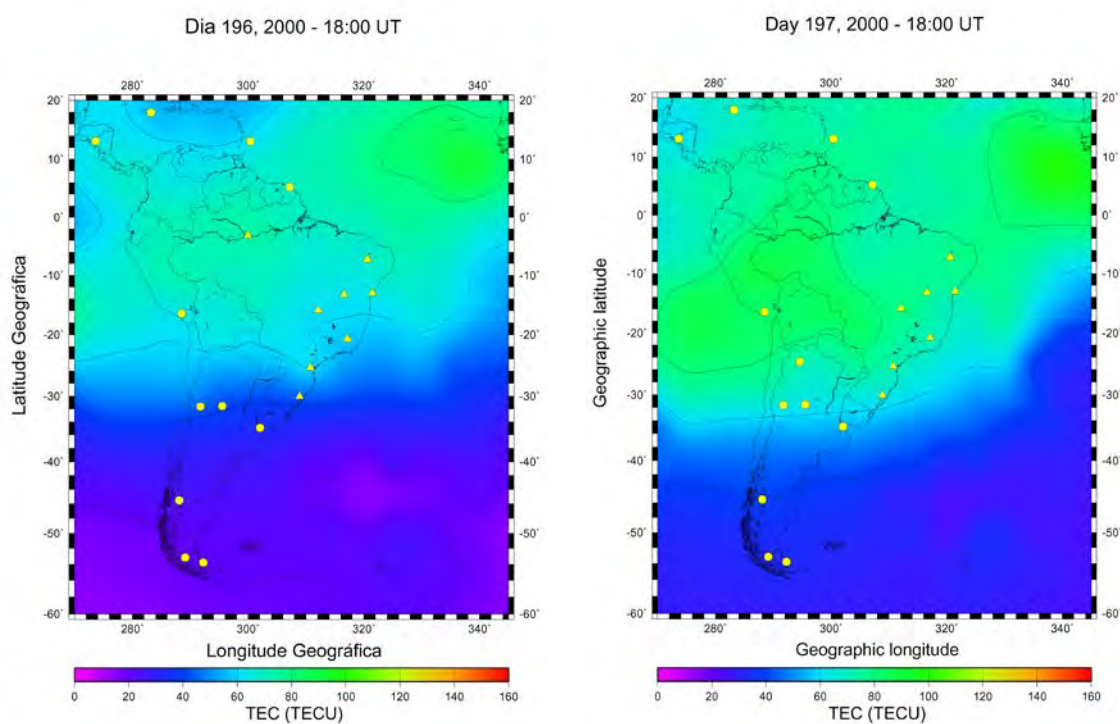


FIGURA 7.4 – Mapas do TEC comparando os dias 14 (dia 196) e 15 (dia 197) de julho de 2000, no horário das 18 UT (período da tarde no setor Sul-Americano). Aumentos do TEC podem ser observados no dia 15 de julho, sobre a região centro-norte da América do Sul.

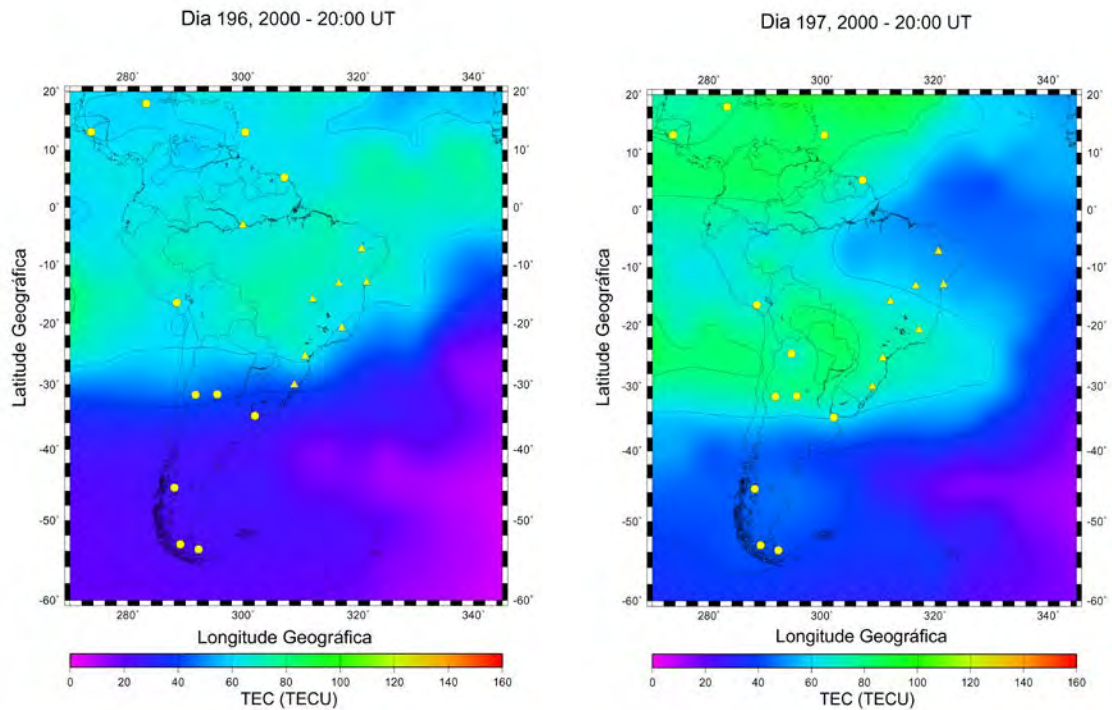


FIGURA 7.5 – Mapas do TEC comparando os dias 14 (dia 196) e 15 (dia 197) de julho de 2000, no horário das 20 UT, quando as cristas da anomalia equatorial estão se desenvolvendo.

tornou-se significativamente mais evidente nas duas horas seguintes (21-22 UT). Neste período, as cristas da anomalia equatorial se deslocaram para as latitudes geográficas de 30°S e 15°N por volta de 21UT e, posteriormente, para as latitudes geográficas de 40°S e 20°N, quando o TEC atingiu um valor máximo de 150 TECU às 22 UT (Figura 7.6). Esta expansão não usual das cristas da anomalia equatorial na direção polar foi observada em ambos os lados do equador geomagnético, localizado aproximadamente sobre uma linha que atravessa as estações de Crato (“crat”) e Arequipa (“areq”). É importante observar que, a partir das 20 UT, observou-se uma redução gradativa de ionização sobre a região do equador magnético, à medida que as cristas da anomalia se desenvolviam. Devido à ausência de estações receptoras do GPS entre as latitudes geográficas de 35°S e 60°S sobre os oceanos Pacífico e Atlântico (vide Figura 7.2), os valores máximos do TEC não representam corretamente a ionosfera naquela região.

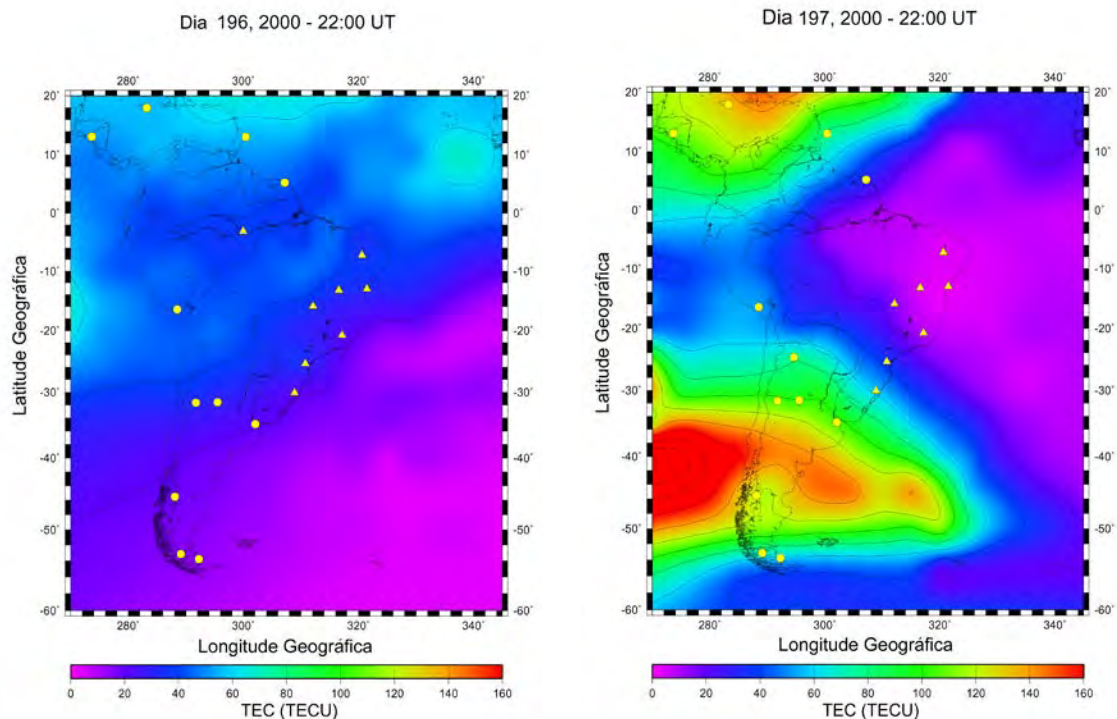


FIGURA 7.6 – Mapas do TEC comparando os dias 14 (dia 196) e 15 (dia 197) de julho de 2000, no horário das 22 UT (setor da tarde-anoitecer na América do Sul), quando foram observados o aumento máximo do TEC e o deslocamento das cristas da anomalia equatorial na direção de latitudes mais altas.

Com o objetivo de verificar a confiabilidade dos resultados obtidos através do UNB-IMT, realizou-se uma comparação destes resultados com mapas do TEC obtidos através de outras técnicas. Mapas produzidos pelo *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) foram utilizados nesta comparação, a qual é apresentada na Figura 7.7. A região geográfica abrangida no mapa produzido neste trabalho corresponde à área delimitada no mapa gerado pelo JPL. As estações utilizadas no processamento de ambos os mapas são as mesmas e escala de cores é muito semelhante (0 a 240 TECU). Ambos os mapas apresentam uma estrutura do TEC bastante similar, com valores aproximadamente iguais, principalmente sobre as regiões onde existem estações receptoras. As diferenças observadas em regiões como o Pacífico Sul, devem-se fundamentalmente à ausência de estações naquela região.

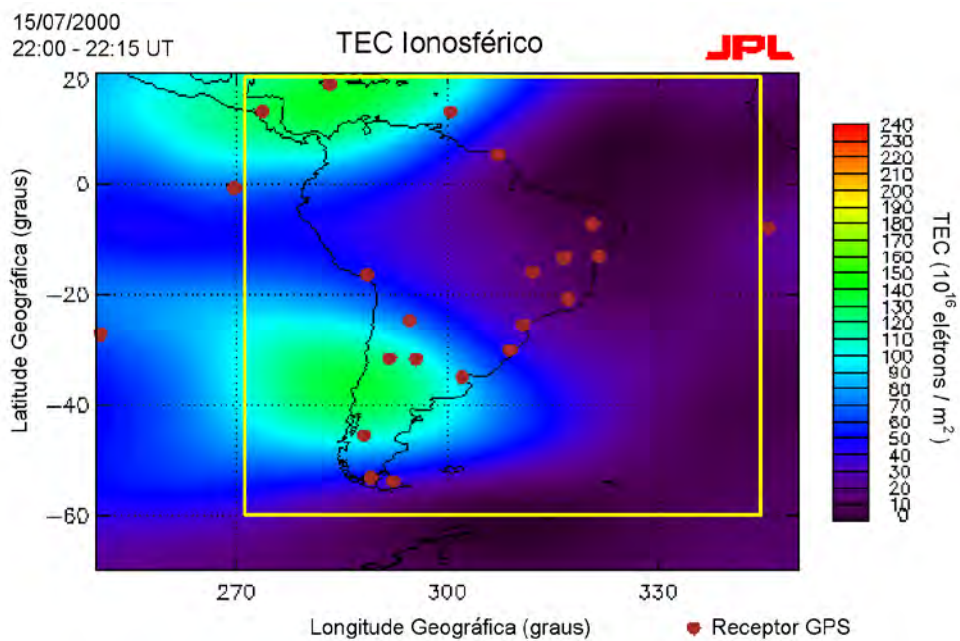
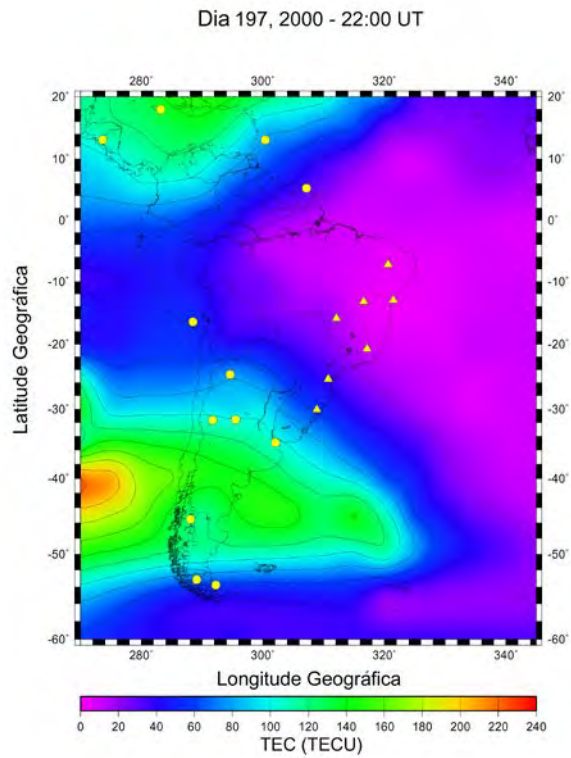


FIGURA 7.7 – Comparação entre os mapas do TEC produzidos pelo UNB *Ionospheric Modelling Technique* (topo) e o JPL (base), em 15 de julho (dia 197), às 22 UT. Em geral, os valores e a estrutura do TEC sobre a América do Sul apresentam uma significativa concordância.

Os mapas do TEC produzidos pelo JPL utilizam modelos ionosféricos climatológicos para forçar o ajuste de dados em regiões onde as estações receptoras são esparsas e preencher as lacunas temporais de dados (Mannucci et al, 1999a,b; Iijima et al., 1999). Existem outros métodos (ex. Hernández-Pajares et al., 1999) que utilizam modelos climatológicos combinados às observáveis do GPS para auxiliar na estimativa de valores do TEC que suavizem os gradientes horizontais sobre áreas com escassez de dados, tais como os oceanos e norte da África. Neste trabalho de tese não foram utilizados modelos ionosféricos climatológicos como interpoladores do TEC sobre regiões com uma densidade reduzida de estações receptoras. O IRI-95 foi utilizado apenas para calcular a altitude da “casca” ionosférica necessária para o mapeamento do TEC. Todavia, o UNB-IMT apresenta a opção de utilizar os mapas do TEC para aperfeiçoar a performance do modelo IRI-95, cujos resultados podem ser utilizados como um interpolador (Komjathy, 1997).

Os elevados valores de TEC observados em 15 de julho às 21-22 UT, assim como a expansão da zona da anomalia equatorial na direção de altas latitudes, demonstram estar associados à intensificação do efeito fonte devido à penetração de um campo elétrico para leste na ionosfera de baixas latitudes. Basu et al. (2001a) observaram que a penetração direta de campos elétricos magnetosféricos que causa aumentos do TEC é mais significativa quando intensificações rápidas do Dst ocorrem no setor da tarde próximo ao crepúsculo. Medidas da direção e intensidade do campo magnético interplanetário (IMF) apresentados na Figura 7.1 mostram que, em torno das 19-20 UT (o que corresponde ao período da tarde, no setor sul-americano), Bz apresentou um significativo aumento para sul. Nestas condições, a convecção magnetosférica é aumentada e os campos elétricos amanhecer-crepúsculo podem penetrar nas baixas latitudes da ionosfera antes que tais campos sejam contrapostos pelos efeitos de blindagem na magnetosfera interna (Fejer, 1997; Buonsanto, 1999). Os campos elétricos para leste na ionosfera diurna causam derivas de plasma verticais para cima nas latitudes baixas e equatoriais, as quais dominam a estrutura da densidade eletrônica em toda a ionosfera de baixas latitudes. Medidas de uma digissonda instalada em Cachoeira Paulista (latitude geomagnética: 17.6°S) mostram a elevação do plasma ionosférico,

onde a altura do pico da camada F2 (hmF2) subiu de 400 para 600 km, após 20 UT em 15 de julho (Figura 7.8).

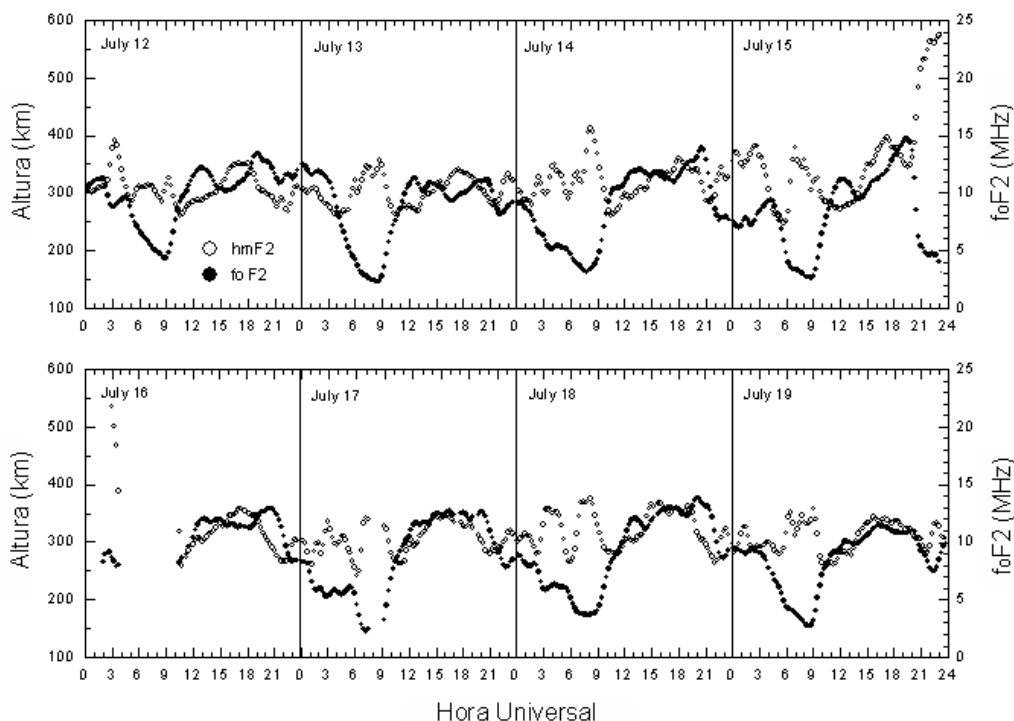


FIGURA 7.8 – Altura do pico (hmF2) e frequência crítica (foF2) da camada F2 obtida a partir de medidas de digissonda em Cachoeira Paulista, para o período de 12-19 de julho de 2000 (hora local = UT – 3).

Os efeitos da tempestade de 15 de julho sobre a ionosfera equatorial (Fortaleza e Ascension Island) foram estudados por Basu et al. (2001b), utilizando observações de superfície e medidas de satélite. Estes autores sugerem que, além da penetração direta de campos elétricos magnetosféricos, derivas de plasma para oeste observadas no anoitecer são atribuídas ao dínamo perturbado ionosférico. As condições para a ocorrência de campos elétricos devido ao dínamo perturbado durante esta tempestade são favoráveis devido à grande injeção de energia nas altas latitudes, conforme indicado pelo índice AE (Figura 7.1). Todavia, os efeitos destes campos elétricos não aparecem claramente nos resultados obtidos até então neste trabalho de tese. Por outro lado, os efeitos do campo elétrico de penetração direta na ionosfera podem ter sido suficientemente grandes para “encobrir” o efeito do dínamo perturbado.

Coster et al. (2001) utilizaram aproximadamente 50 receptores do GPS, distribuídos nas regiões leste e sudeste dos Estados Unidos e região do Caribe, para monitorar a resposta da ionosfera a esta mesma tempestade. Eles observaram aumentos na densidade eletrônica inicialmente por volta de 17:30 UT, seguidos por mais três períodos de aumentos na densidade eletrônica (20:00, 22:00 e 00:30 UT) coincidindo, basicamente, com os resultados produzidos através do UNB-IMT. Coster et al. (2001) utilizaram dados do radar de espalhamento incoerente de Millstone Hill para confirmar as observações fornecidas pelos dados do GPS.

As reduções de ionização sobre a região do equador magnético, observadas nos mapas do TEC, também foram observadas sobre o mesmo setor e horários por Basu et al. (2001b), que atribuíram este significativo decréscimo de ionização à presença de um intenso campo elétrico para leste que eleva a parte inferior da região F para altitudes acima de 840 km. Batista et al. (1991) e Greenspan et al. (1991) observaram comportamentos semelhantes na ionosfera sobre o mesmo setor de longitude e hora local durante a tempestade magnética ocorrida em 13 de março de 1989.

As reduções do TEC sobre o equador magnético ficam mais evidentes através da análise da variação latitudinal para uma determinada longitude. A Figura 7.9 apresenta cortes longitudinais sobre as longitudes geográficas de 290°E, 300°E e 310°E para diferentes horários, mostrando o desenvolvimento da anomalia equatorial sobre aquelas longitudes e o decréscimo de ionização entre as latitudes de 20°S e 5°N. Neste caso, a região de mínima ionização apresenta valores gradualmente mais baixos na ordem crescente de longitude (290°E a 310°E). A escassez de estações receptoras do GPS sobre o Oceano Atlântico não permite uma análise confiável das condições ionosféricas naquele setor. Todavia, nas longitudes brasileiras situadas entre 310°E a 325°E, onde existem receptores pertencentes à rede RBMC, observou-se uma redução do TEC ainda mais acentuada sobre o equador magnético. A Figura 7.9 também mostra que as cristas da anomalia são deslocadas para latitudes maiores à medida que a ionização é depositada sobre as mesmas, atingindo latitudes geográficas médias (que correspondem,

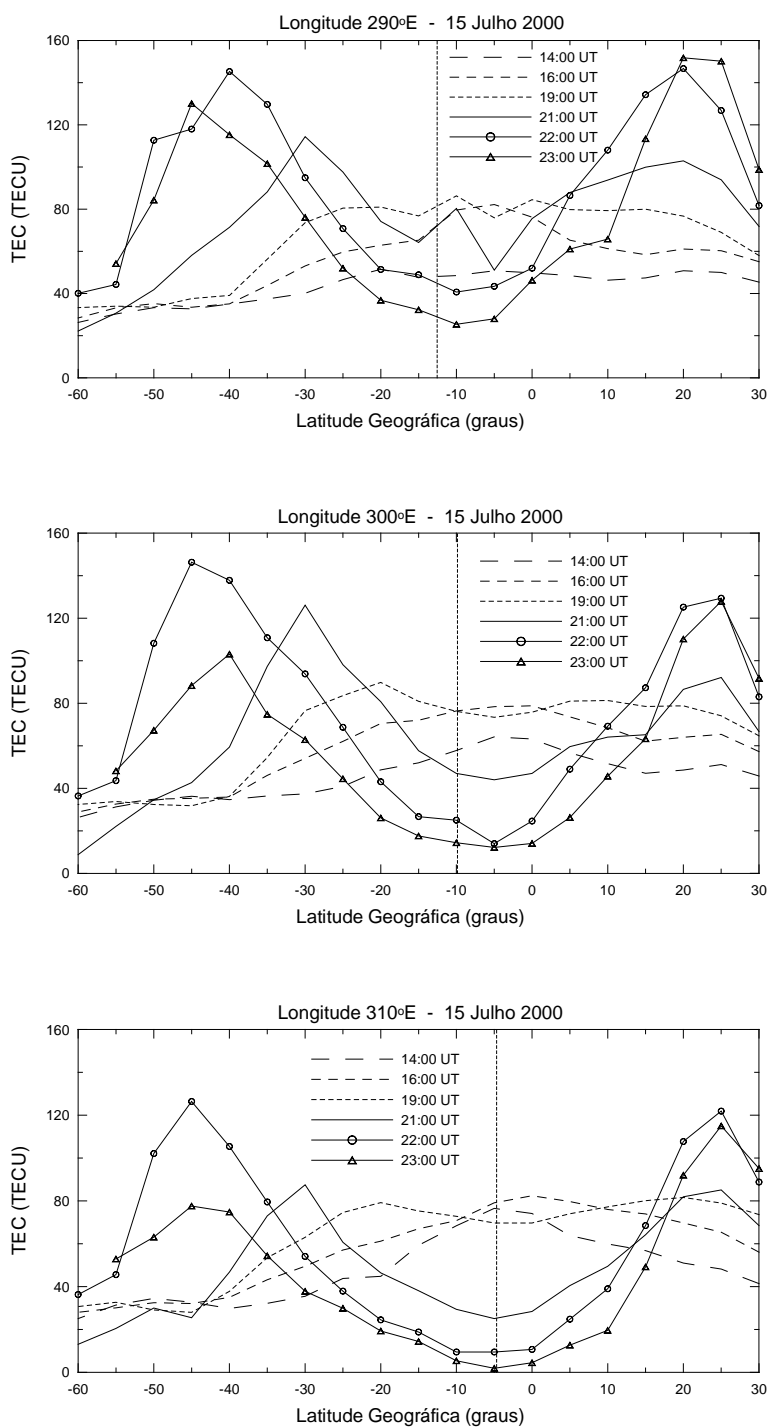


FIGURA 7.9 – Variação latitudinal do TEC ao longo das longitudes geográficas de 290°E (topo), 300°E (meio) e 290°E (base). A linha tracejada vertical indica a latitude geográfica do equador magnético, em 15 de julho de 2000.

aproximadamente, às latitudes magnéticas de até 30°, dependendo da longitude) no horário de máxima ionização às 22 UT.

Os aumentos do TEC não foram as únicas características observadas nos mapas do TEC. No dia 16 de julho, ocorreram reduções na densidade de ionização, caracterizando a fase negativa das tempestades ionosféricas. A Figura 7.10 ilustra tais decréscimos do TEC observados nas latitudes baixas e equatoriais da ionosfera. Para fins de comparação, valores do TEC para o dia anterior à tempestade também são apresentados.

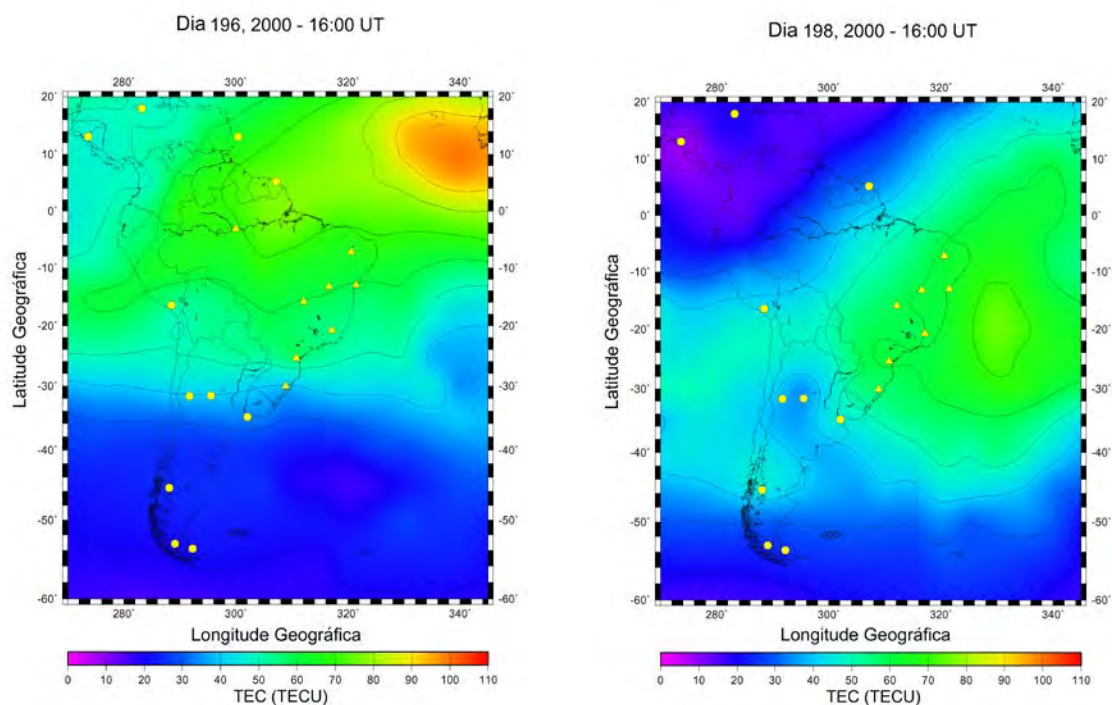


FIGURA 7.10 – Comparação entre mapas do TEC para os dias 14 (dia 196) e 16 (dia 198) de julho de 2000, no horário das 16 UT (período diurno no setor Sul-Americano). O decréscimo do TEC é visível sobre a região nortenoeste da América do Sul (em 16 de julho) estendendo-se, aproximadamente, até a latitude de 10°S.

Decréscimos de até 70% nos valores do TEC (em relação aos valores ocorridos nos dias 13 e 14 de julho, durante o mesmo horário) foram observados sobre o extremo norte da América do Sul desde 9 UT (em 16 de julho) até 11 UT (em 17 de julho), atingindo latitudes próximas a 10°S. Estas reduções no TEC são evidentes na Figura 7.11, que mostra a variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 290°E para o mesmo horário apresentado nos mapas da Figura 7.10. Tais decréscimos demonstram estar associados às interações entre os ventos termosféricos sazonais e os ventos produzidos durante as tempestades magnéticas. No hemisfério de verão, ambos os tipos de vento estão em fase e a zona de perturbação da composição que produz as fases negativas de uma tempestade ionosférica é transportada para latitudes menores do que no hemisfério de inverno (Prölss, 1995; Field e Rishbeth, 1997; Fuller-Rowell et al., 1997; Buonsanto 1999). A intensificação dos ventos produzidos durante as tempestades magnéticas depende da localização do setor de longitude do pólo geomagnético e da preferência de propagação das ondas e ventos durante o período noturno (Fuller-Rowell et al., 1997).

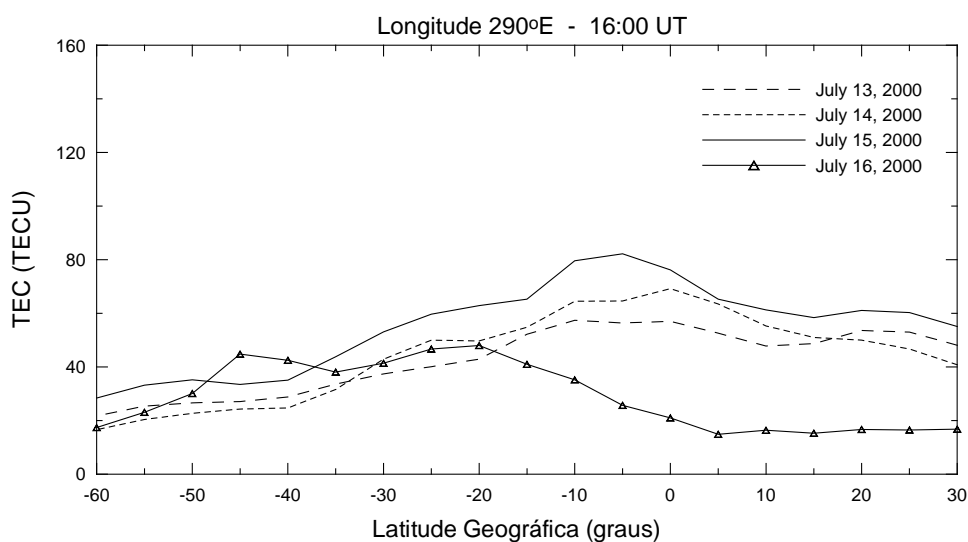


FIGURA 7.11 – Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 290°E, para o período 13-16 de julho de 2000, evidenciando as reduções do TEC em 16 de julho.

7.2 Tempestade Magnética Ocorrida em 31 de Março de 2001

Em 23 de março de 2001, uma região de mancha solar foi identificada no limbo leste do Sol, movendo-se em direção ao centro e produzindo explosões solares (“solar flares”) muito intensas (Grassmann, 2003). Associadas a estas explosões solares, duas ejeções de massa coronal lançaram um fluxo de vento solar de alta velocidade de gás magnético eletrificado que atingiram a magnetosfera terrestre em 31 de março de 2001, ocasionando uma intensa compressão do campo geomagnético no lado diurno da Terra às 00:53 UT, conforme mostra o índice SYM-H (Figura 7.12). Por volta das 03:00 UT, a componente Bz do campo magnético interplanetário apresentou significativo aumento

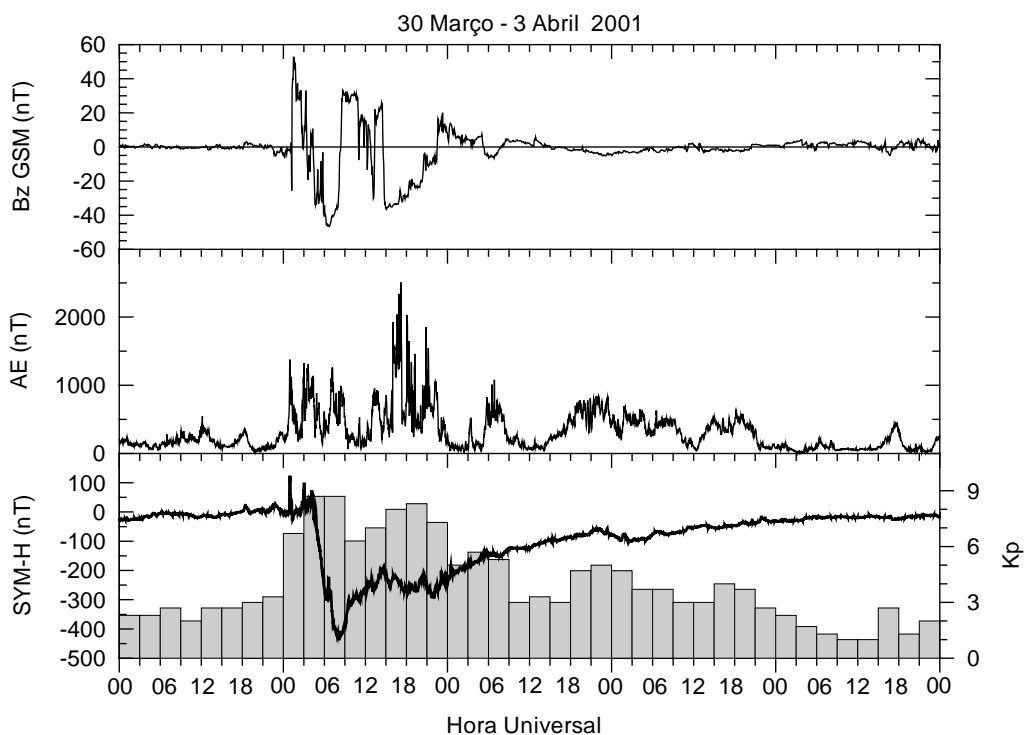


FIGURA 7.12 – Componente Bz do campo magnético interplanetário em coordenadas geocêntrica-solar-magnetosférica (topo), fornecida pela espaçonave Advanced Composition Explorer (ACE), para o período 30 de março a 3 de abril de 2001; índice de atividade magnética AE (meio), SYM-H e Kp (base) para o mesmo período.

para sul, permanecendo nesta direção por um período de aproximadamente 6 horas, quando bruscamente inverteu para norte. O índice SYM-H sofreu um decréscimo maior do que 400 nT em pouco menos de 4 horas, atingindo o valor mínimo de -437 nT às 08:07 UT. Mais especificamente, o decréscimo do SYM-H ocorreu em duas etapas: das 04:40 UT às 06:00 UT, apresentando uma redução aproximada de 300 nT em 1.3 horas, e das 07:00 UT às 08:00 UT, variando aproximadamente 150 nT em 1 hora.

Os efeitos destas duas ejeções de massa coronal na ionosfera terrestre serão analisados a seguir, através da utilização de mapas globais do TEC gerados a partir dos dados de aproximadamente 250 estações receptoras do GPS distribuídas mundialmente e dados de ionossonda obtido em 7 estações localizadas no setor Australiano e 3 estações situadas na América do Sul (Figura 7.13). O mesmo procedimento de verificação da qualidade dos dados do GPS realizado no estudo da tempestade descrita na seção 7.1 foi aplicado para a análise da tempestade magnética ocorrida em 31 de março. Neste caso, a estação de referência selecionada foi Albert Head (coordenadas geográficas: 48.4°N, 123.5°W; latitude magnética: 53.7°N, em 31 de março de 2001), designada como “albh” e localizada em Victoria, BC, Canadá. No processamento destes dados, a altitude da “casca” ionosférica foi fornecida pelo modelo ionosférico IRI-1995 (vide seção 6.2).

As conseqüências da primeira ejeção de massa coronal foram mais intensas na ionosfera sobre o setor da Ásia, Austrália e oceanos vizinhos, onde um significativo aumento do TEC foi observado na região da anomalia equatorial e adjacências, alcançando latitudes maiores do que em períodos calmos. Kappenmann (2003) relatou que as perturbações mais intensas no campo geomagnético teriam ocorrido nesta mesma região. Os mapas apresentados na Figura 7.14 mostram um exemplo do aumento substancial do TEC ocorrido no dia 31 de março (dia 090), que fica bastante visível quando comparado com mapas obtidos para o mesmo horário em um dia magneticamente calmo (16/03/2001 = dia 075). Os aumentos do TEC também foram observados nos mapas produzidos pelo JPL, conforme mostra a Figura 7.15. Em geral, os mapas produzidos pelo UNB-IMT e o JPL apresentam uma estrutura e valores do TEC bastante similares, exceto sobre regiões

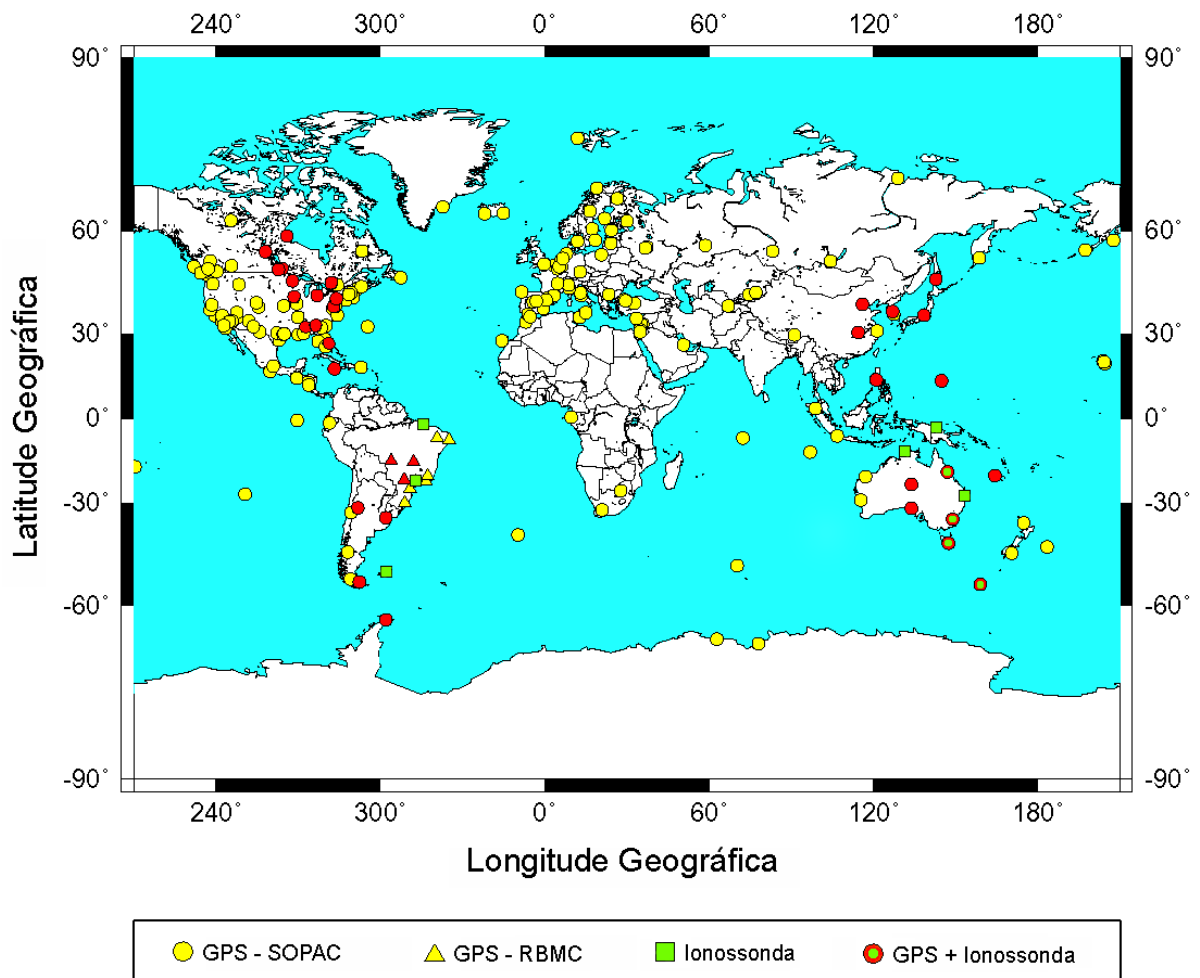


FIGURA 7.13 – Estações receptoras do GPS e ionossondas, cujos dados foram utilizados na análise da tempestade magnética de 31 de março de 2001. Os círculos representam os receptores do GPS cujos dados foram obtidos no SOPAC (2003); os triângulos representam os receptores pertencentes à RBMC (IBGE, 2003). Os símbolos em verde representam as ionossondas pertencentes ao INPE (Brazil), SERC RAL (Falkland Islands) e IPS (setor Australiano). As estações em vermelho identificam as localidades para as quais a variação temporal do TEC será analisada.

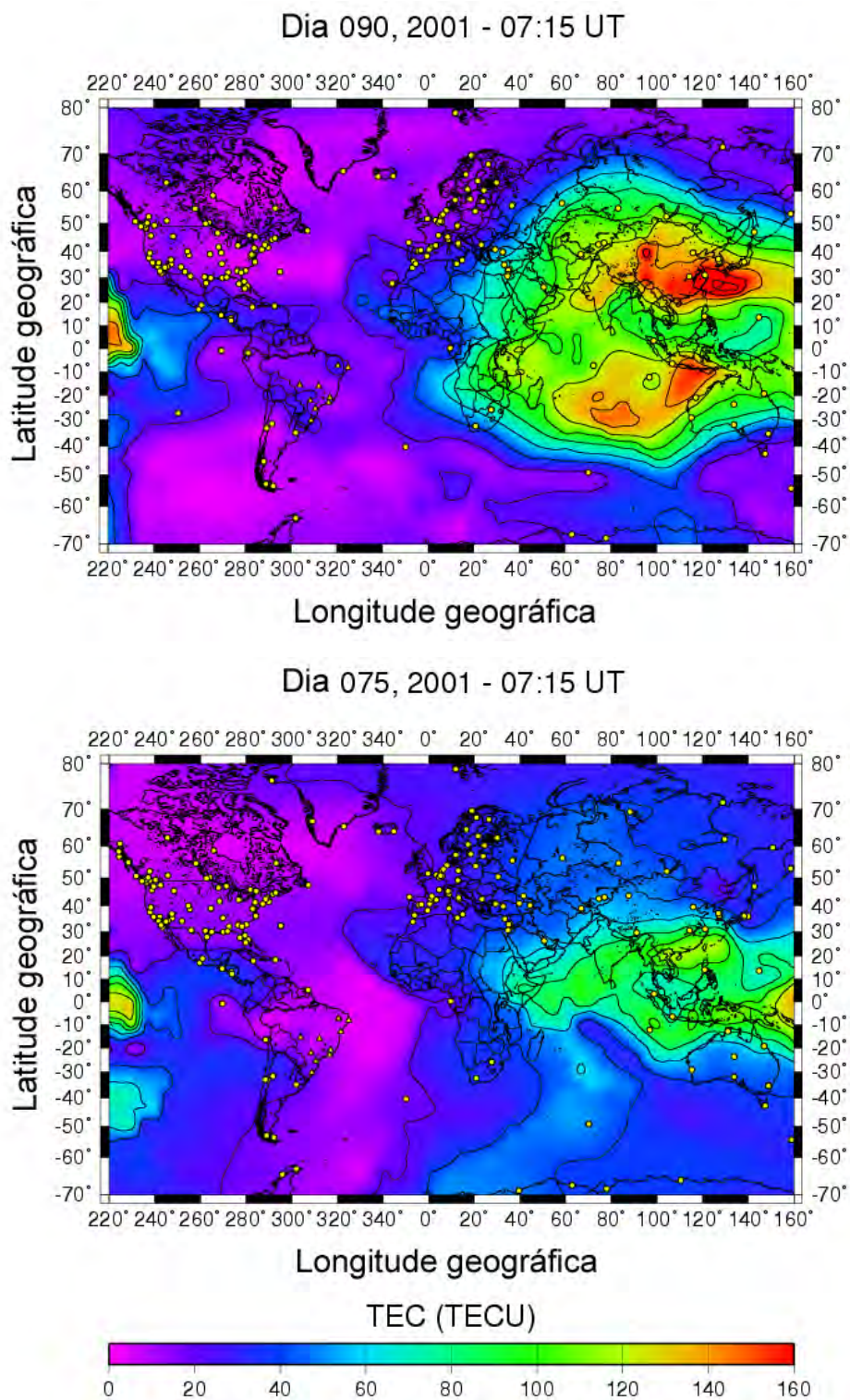


FIGURA 7.14 – Mapas do TEC comparando os dias 31 (dia 090) e 16 (dia 075) de março de 2001, no horário das 07:15 UT.

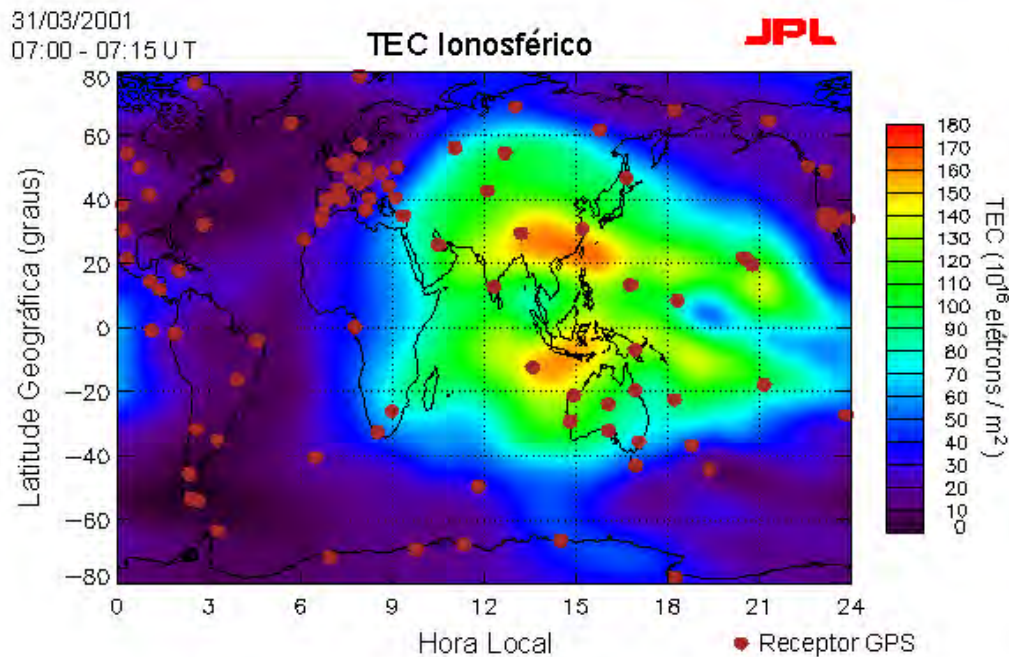


FIGURA 7.15 – Mapa do TEC para o horário das 07:00-07:15 UT, em 31 de março de 2001.

FONTE: JPL (2003).

onde não existem estações ou a densidade de estações é muito baixa. Isto se deve à utilização de modelos ionosféricos climatológicos nos mapas gerados pelo JPL, para obter valores representativos do TEC sobre áreas onde não existem estações receptoras. O software UNB-IMT faz uma interpolação matemática para tais regiões.

Os aumentos do TEC sobre o setor Australiano/Asiático também podem ser observados nos dados obtidos a partir de 14 estações receptoras do GPS (Figuras 7.16 e 7.17) localizadas em ambos os hemisférios entre as longitudes geográficas de 110°E e 170°E, identificadas na Figura 7.13 através dos círculos vermelhos (as demais estações em vermelho, localizadas no setor Americano, serão mencionadas mais adiante no texto). Os gráficos são apresentados na ordem decrescente de latitude magnética, iniciando pela estação localizada mais ao norte (Yssk) até a latitude mais ao sul (Mac1). Todas as estações apresentaram aumentos durante o período diurno em 31/03.

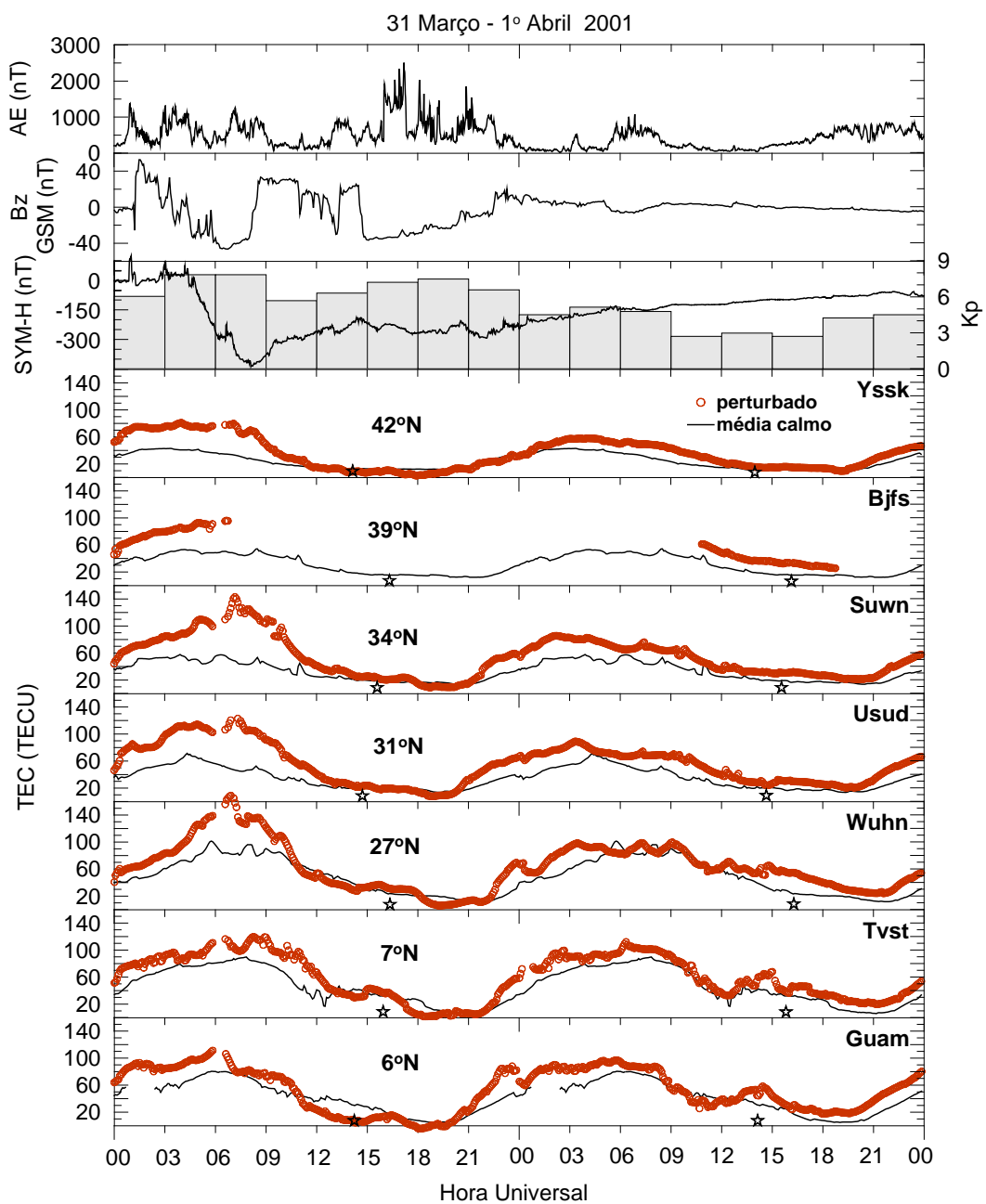


FIGURA 7.16 – Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério norte, sobre o setor Asiático. A variação temporal de Bz e índices magnéticos AE, SYM-H e Kp são apresentados nos três painéis superiores. O símbolo \star indica meia-noite hora local e a latitude magnética de cada estação é fornecida.

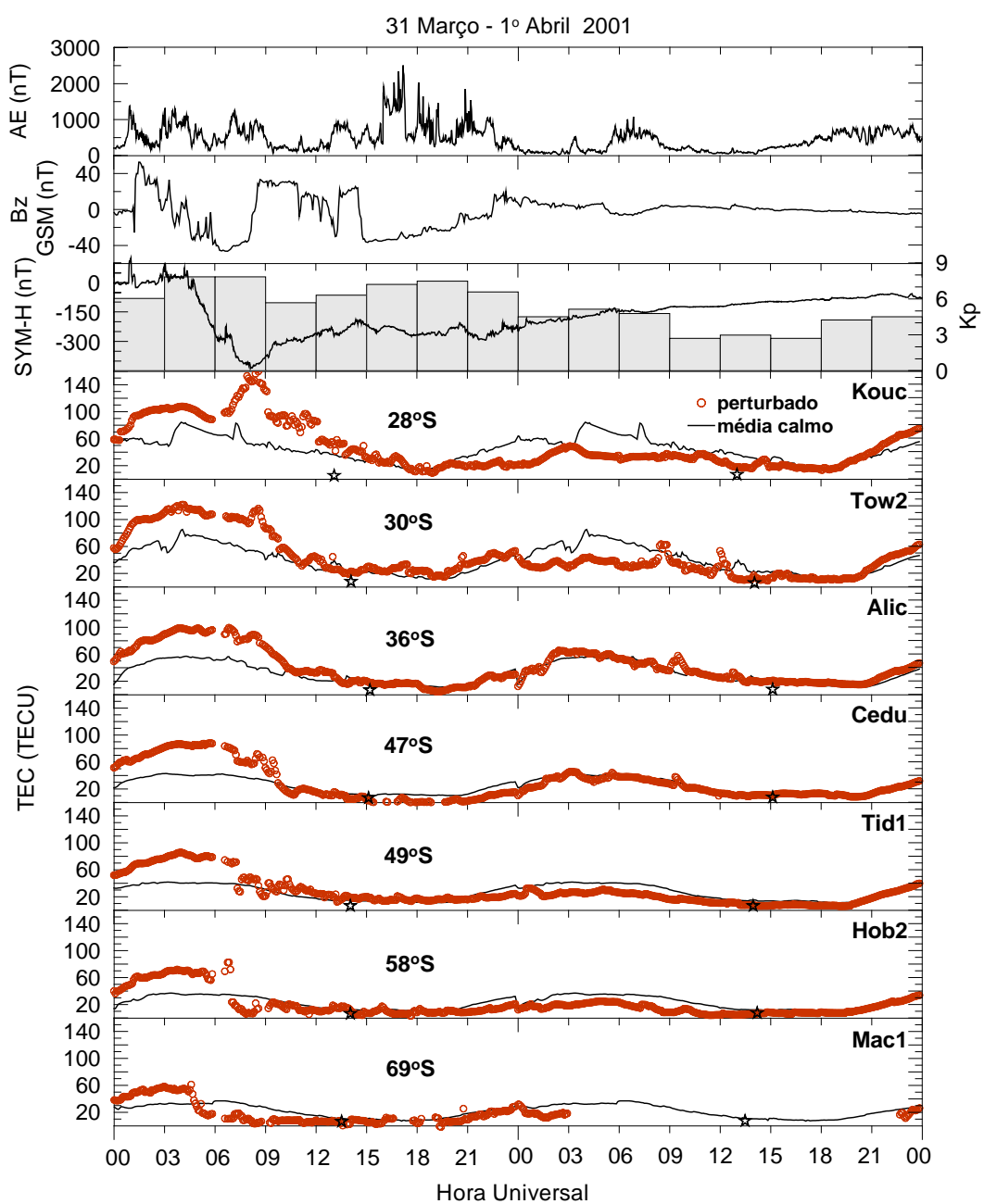


FIGURA 7.17 – Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério sul, sobre o setor Australiano. A variação temporal de Bz e índices magnéticos AE, SYM-H e Kp são apresentados nos três painéis superiores. O símbolo \star indica meia-noite hora local e a latitude magnética de cada estação é fornecida.

Entre as possíveis causas para o aumento do TEC sobre o setor Australiano/Asiático estão a intensificação do efeito fonte, devido à penetração de um campo elétrico magnetosférico para leste na ionosfera equatorial, e os ventos termosféricos perturbados. Estes ventos termosféricos perturbados são produzidos pelo aquecimento da termosfera em altas latitudes, devido à intensificação das correntes aurorais. Os ventos termosféricos perturbados fluem na direção de latitudes mais baixas e transportam a ionização para cima ao longo das linhas de campo magnético, elevando a ionosfera para regiões onde a taxa de recombinação é menor.

O efeito dos ventos na modificação da altura da camada é máximo nas latitudes médias e mínimo nas proximidades do equador magnético (devido ao ângulo de inclinação magnética), enquanto que as modificações na altura da camada em latitudes equatoriais estão fundamentalmente associadas à presença de campos elétricos. Medidas da altura virtual mínima da camada F ($h'F$) e da altura do pico da camada F2 ($hmF2$) obtidas em 7 estações de ionossonda localizadas no setor Australiano (Figura 7.18) mostraram a elevação da camada F2 em todas as estações causada, principalmente, pela presença de ventos termosféricos perturbados que fluem na direção equatorial. Entretanto, a penetração de um campo elétrico magnetosférico para leste na ionosfera equatorial pode ter ocorrido no início da tempestade, associado ao rápido decréscimo do SYM-H observado no mesmo período. A elevação da camada F2 sobre estação mais próxima do equador magnético (Vanimo) nas primeiras horas após o início da tempestade, em 31/03, pode conter ou não contribuições da deriva de plasma vertical causada pela presença de um campo elétrico intensificado para leste.

A Figura 7.19 apresenta a variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 120°E para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03 e para os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001. Em 31/03, a anomalia equatorial apresentou um desenvolvimento evidente, com aumentos significativos do TEC sobre as cristas da anomalia e latitudes maiores. Estas características são indicações da presença de um intenso campo elétrico para leste que pode ter penetrado na ionosfera equatorial, nas

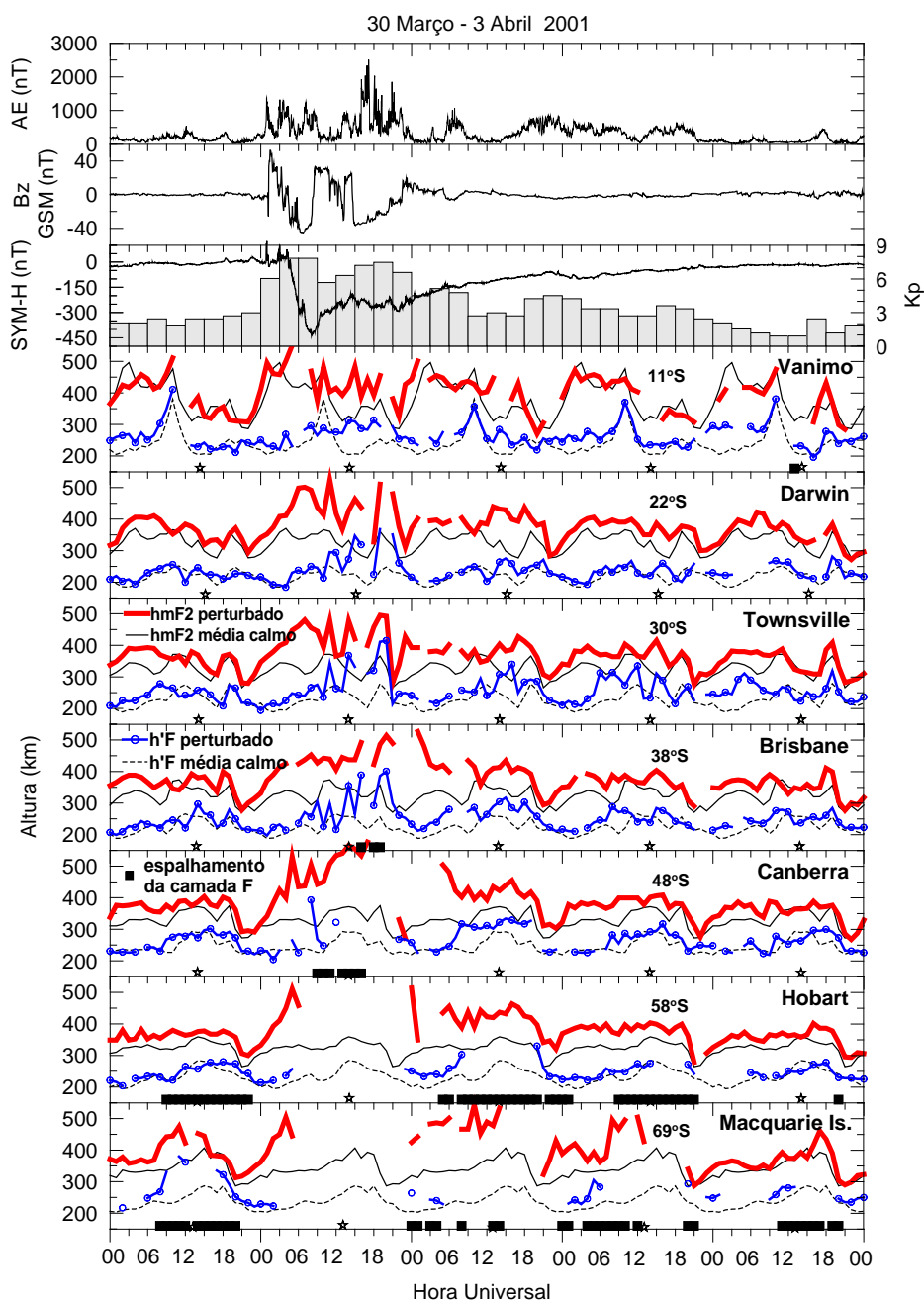


FIGURA 7.18 – Altura virtual mínima da camada F ($h'F$) e altura do pico da camada F2 ($hmF2$) obtidas a partir de medidas de ionossondas pertencentes ao IPS Radio and Space Services³, para o período 30/03-03/04 de 2001. A variação temporal de Bz e índices magnéticos AE, SYM-H e Kp são apresentados nos três painéis superiores. O símbolo \star indica meia-noite hora local e a latitude magnética de cada estação é fornecida.

³ IPS (2003).

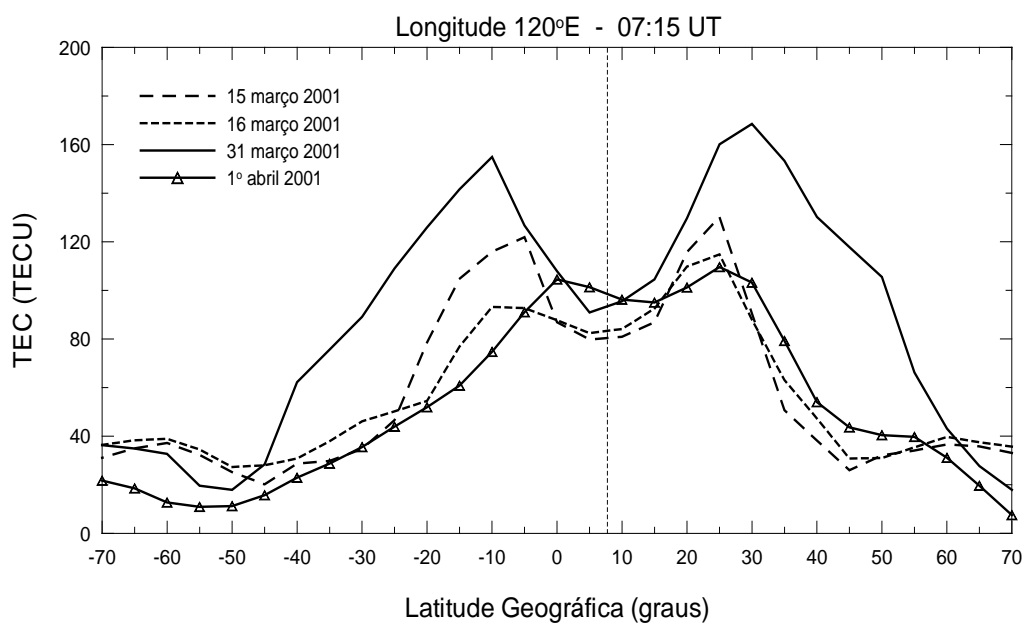


FIGURA 7.19 – Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 120°E, para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03, e os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001. A linha tracejada vertical indica a latitude geográfica do equador magnético, em 31 de março de 2001.

primeiras horas após o início da tempestade. Infelizmente, não houve dados de ionossonda em latitudes equatoriais ou medidas da deriva vertical do plasma que pudessem elucidar esta questão.

A intensa atividade auroral que origina os ventos termosféricos perturbados é uma condição favorável para o desenvolvimento de campos elétricos devido ao dínamo perturbado. Os ventos associados às tempestades fluem de forma a reduzir o campo elétrico dos períodos calmos, enfraquecendo o efeito fonte e ocasionando aumento da ionização nas latitudes equatoriais e decréscimos nas latitudes sub-equatoriais, no período diurno. Estes decréscimos podem ser observados nos dados que representam a variação temporal da frequência crítica da camada F2 (f_oF_2), no período entre 09:00 e 15:00 UT (aproximadamente, 18:00 e 24:00 LT) do dia 31 de março, sobre as estações de Vaimo e Darwin, conforme mostra a Figura 7.20. Neste mesmo período, os dados de hmF_2 e $h'F$ apresentados na Figura 7.18 mostram uma redução da altura do pico da

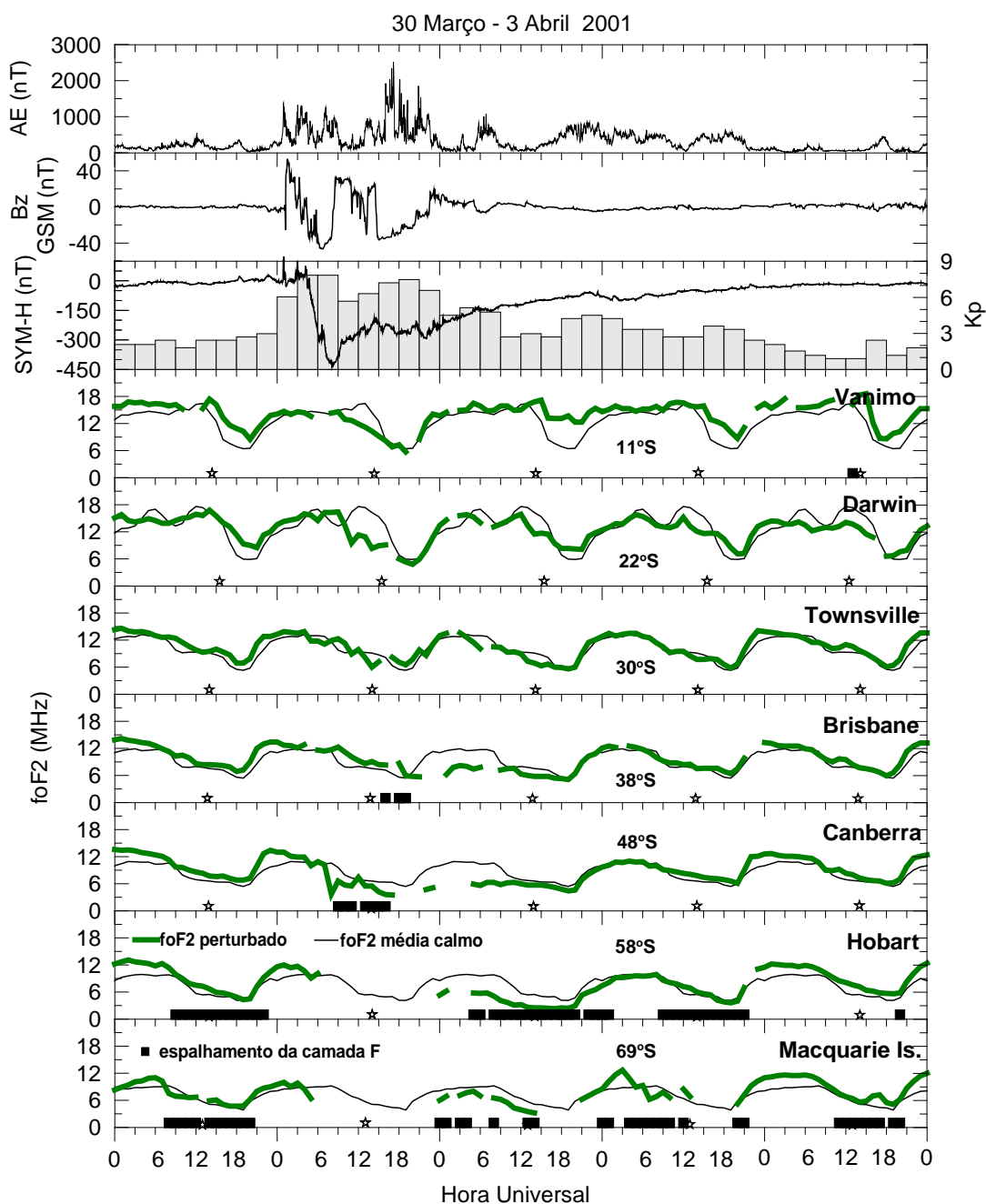


FIGURA 7.20 – Frequência crítica da camada F2 (foF2) obtida a partir de medidas de ionosondas pertencentes ao IPS Radio and Space Services, para o período 30/03-03/04 de 2001. A variação temporal de Bz e índices magnéticos AE, SYM-H e Kp são apresentados nos três painéis superiores. O símbolo \star indica meia-noite hora local e a latitude magnética de cada estação é fornecida.

camada F2 em Vanimo, entre 09:00 UT e 12:00 UT, seguido por uma elevação da camada a partir das 12:00 UT. Tal comportamento é característico da ação do dínamo perturbado, que inverteu a polarização de oeste para leste, em torno das 12:00 UT (aproximadamente 21:00 LT). A Figura 7.21 mostra o aumento do TEC sobre o equador magnético e a redução de ionização nas latitudes sub-equatoriais, ocorridos no horário em que um campo elétrico para oeste devido ao dínamo perturbado estava presente em 31/03, no período entre 09:00 UT e 15:00 UT (respectivamente, 18:00 LT e 24:00 LT), concordando com as observações de foF2 sobre Vanimo e Darwin, apresentadas na Figura 7.20. A elevação da camada ionosférica observada nas outras estações e nos períodos subseqüentes apresentados na Figura 7.18, demonstram ser resultado da ação dos ventos termosféricos perturbados que fluem das altas para as baixas latitudes.

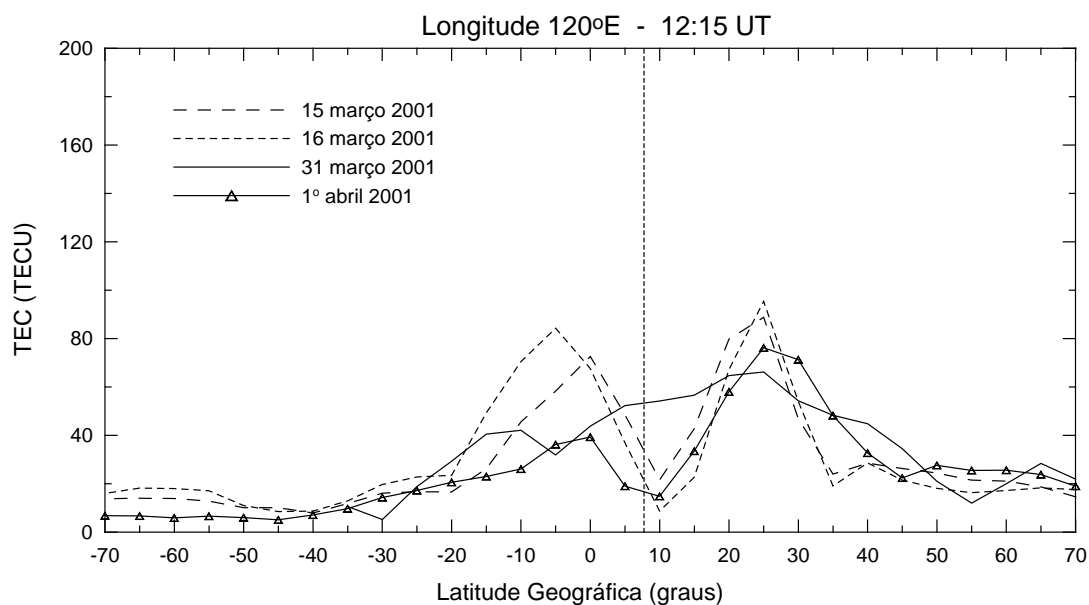


FIGURA 7.21 – Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 120°E, para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03, e os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001. A linha tracejada vertical indica a latitude geográfica do equador magnético, em 31 de março de 2001.

Enquanto no setor do anoitecer (na região Australiana), o campo elétrico devido ao dínamo perturbado aponta para oeste e causa uma deriva de plasma para baixo, no lado do amanhecer (no setor Americano) este campo elétrico tem o sentido leste e causa uma

deriva de plasma para cima. A Figura 7.22 mostra a elevação de hmF2 sobre São Luis no período entre 08:00 e 14:00 UT (aproximadamente, 05:00 e 11:00 LT), em 31/03, indicando a presença de um campo elétrico para leste na ionosfera equatorial durante o amanhecer. Enquanto as medidas de foF2 mostraram claramente os efeitos do campo

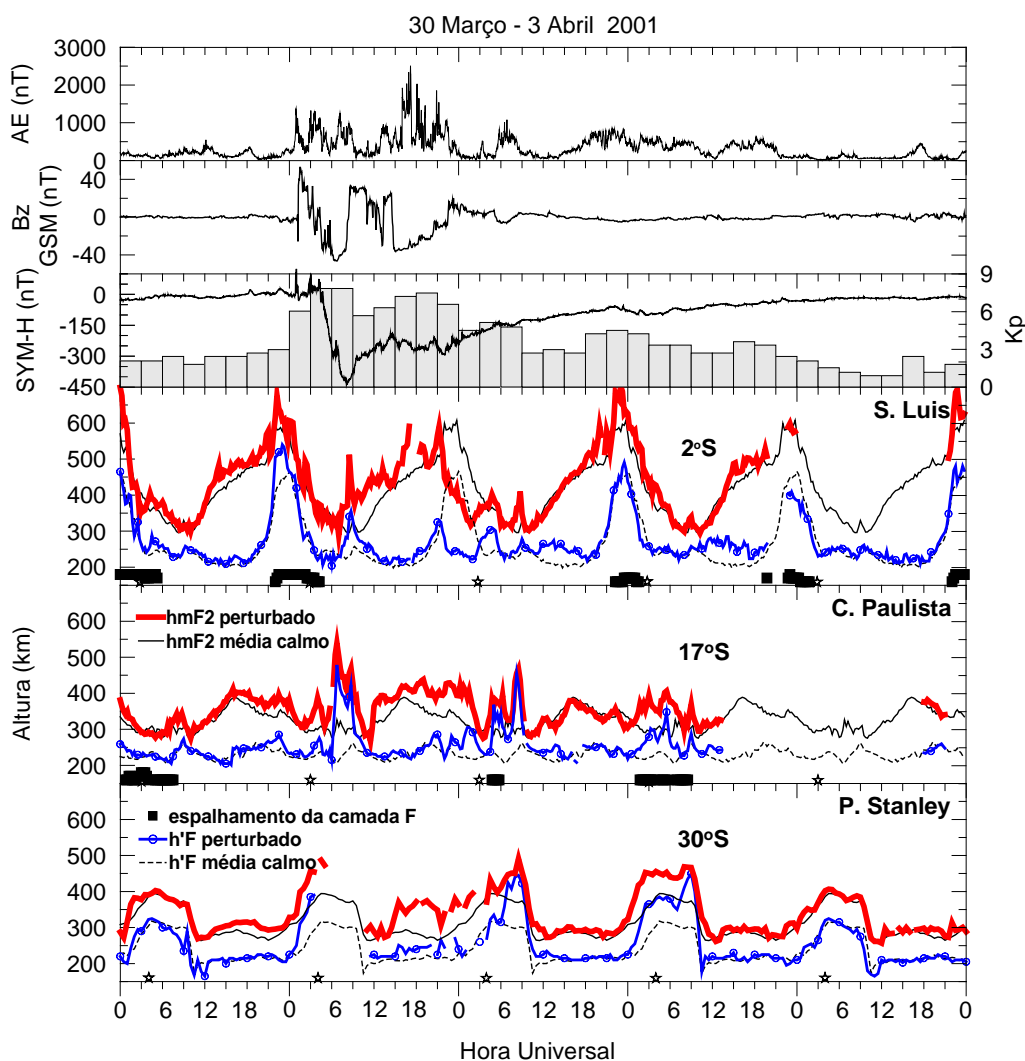


FIGURA 7.22 – Altura virtual mínima da camada F ($h'F$) e altura do pico da camada F2 ($hmF2$) obtidas a partir de medidas de ionossondas pertencentes ao INPE (São Luis e Cachoeira Paulista) e SERC RAL (Port Stanley), para o período 30/03-03/04 de 2001. A variação temporal de Bz e índices magnéticos AE, SYM-H e Kp são apresentados nos três painéis superiores. O símbolo \star indica meia-noite hora local e a latitude magnética de cada estação é fornecida.

elétrico devido ao dínamo perturbado sobre as estações sub-equatoriais Vanimó e Darwin (Figura 7.20), os efeitos deste campo elétrico não foram observados em São Luis, conforme mostra a Figura 7.23. Este comportamento provavelmente se deve ao fato de não existir ionização suficiente à noite para causar aumentos significativos em foF2.

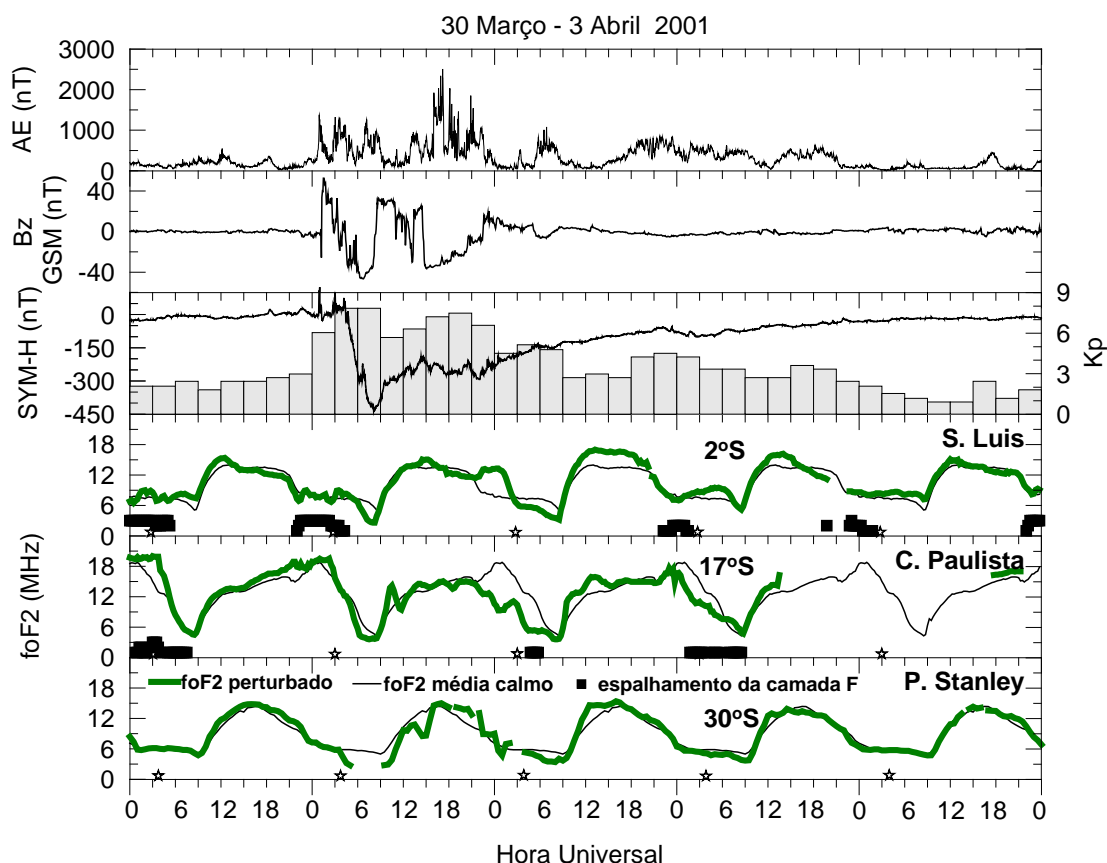


FIGURA 7.23 – Frequência crítica da camada F2 (foF2) obtida a partir de medidas de ionossondas pertencentes ao INPE (São Luis e Cachoeira Paulista) e SERC RAL (Port Stanley), para o período 30/03-03/04 de 2001. A variação temporal de Bz e índices magnéticos AE, SYM-H e Kp são apresentados nos três painéis superiores. O símbolo \star indica meia-noite hora local e a latitude magnética de cada estação é fornecida.

Por volta das 08:30 UT (em 31/03), Bz inverteu subitamente sua polarização para norte, causando um desequilíbrio temporário entre a densidade de carga relacionada à

convecção magnetosférica e a carga no limite interno da corrente de anel, de forma que um campo elétrico crepúsculo-amanhecer penetrasse na ionosfera equatorial (em torno das 09:00 UT). Este campo elétrico de penetração direta sobrepôs-se ao campo elétrico do dínamo perturbado, elevando a ionosfera em São Luis e Cachoeira Paulista (Figura 7.22). A elevação da ionosfera sobre a estação de Port Stanley no mesmo período demonstra que os ventos termosféricos estavam atuando naquela região, devido à atividade auroral ocorrida nas horas precedentes.

A polaridade do campo magnético interplanetário permaneceu na direção norte até aproximadamente 14:30 UT, quando inverteu para sul novamente e manteve esta orientação até 22:30 UT. Esta prolongada orientação para o sul recomeçou a fase de desenvolvimento da tempestade magnética, iniciando um processo de atividade de sub-tempestade, com o desenvolvimento e intensificação da atividade do eletrojato sobre extensas regiões (Kappenmann, 2003).

Medidas de hmF2 obtidas em São Luis (Figura 7.22) mostraram uma significativa elevação do pico da camada F2 no dia 31/03 entre, aproximadamente, 15:00 e 19:00 UT, que coincide com o decréscimo do SYM-H no mesmo período, indicando a ocorrência da penetração de um campo elétrico magnetosférico para leste (menos intenso do que o campo elétrico para leste que penetrou no início da tempestade) na ionosfera equatorial, conforme observado por Basu et al. (2003) e Coster et al. (2003). Na Figura 7.22, a elevação da ionosfera sobre as estações de Cachoeira Paulista e Port Stanley durante o mesmo período está, possivelmente, associada à presença dos ventos termosféricos perturbados que fluem das altas para as baixas latitudes.

A penetração do campo elétrico magnetosférico para leste durante o decréscimo do SYM-H causou uma intensificação do efeito fonte na ionosfera equatorial. Os aumentos do TEC ocorridos no dia 31/03, resultantes desta intensificação, podem ser observados na Figura 7.24, que mostra a variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 290°E para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03 e os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001, no horário das 19:30 UT. Em 31/03, o aumento do

TEC sobre as cristas da anomalia equatorial e latitudes adjacentes é maior em comparação aos demais dias, porém a anomalia equatorial não apresentou um desenvolvimento significativo, em comparação com os resultados apresentados na Figura 7.9. A assimetria do TEC observada durante o período perturbado pode estar relacionada às diferenças na intensidade dos ventos termosféricos perturbados que fluem na direção equatorial, devido à localização do setor de longitude onde energia é depositada em altas latitudes, durante as tempestades magnéticas. Todavia, este assunto requer investigações mais detalhadas.

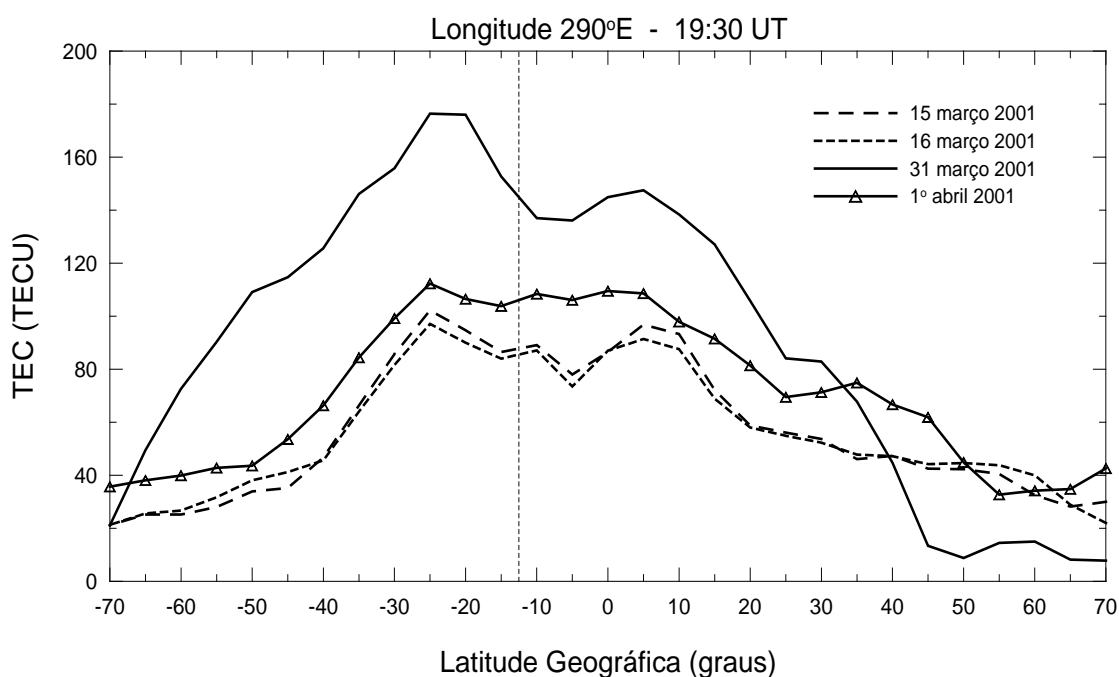


FIGURA 7.24 – Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 290°E, para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03, e os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001. A linha tracejada vertical indica a latitude geográfica do equador magnético, em 31 de março de 2001.

O reinício da fase de desenvolvimento da tempestade magnética após 15:00 UT (em 31/03) intensificou a atividade auroral que origina os ventos termosféricos perturbados, os quais produzem campos elétricos devido ao dínamo perturbado. Evidências da presença destes campos elétricos podem ser observadas na ionosfera sobre a estação de

São Luis, entre 21:00 UT (em 31/03) e 03:00 UT (em 01/04) que corresponde, aproximadamente, às 18:00 e 24:00 LT. Os decréscimos de $h'F$ e $hmF2$ em São Luis indicam a presença de um campo elétrico para oeste, que produz uma deriva de plasma para baixo na ionosfera equatorial, inibindo o pico pré-reversão (Farley et al., 1986) e, conseqüentemente, inibindo o desenvolvimento da anomalia equatorial. Nas demais estações, a elevação da camada deve-se ao efeito dos ventos termosféricos perturbados. Em latitudes magnéticas equatoriais, os ventos termosféricos não são efetivos na modificação da altura da ionosfera. As condições favoráveis para a existência do dínamo perturbado são: intensa atividade auroral e K_p elevado nas horas anteriores (Fejer, 2003). O comportamento de $foF2$ (Figura 7.23) no período entre 21:00 UT (em 31/03) e 03:00 UT (em 01/04) é coerente com os efeitos da presença de campos elétricos devido ao dínamo perturbado na ionosfera, ou seja, aumento de $foF2$ em latitudes equatoriais (São Luis) e decréscimo em latitudes sub-equatoriais (Cachoeira Paulista).

A Figura 7.25 apresenta a variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica $315^\circ E$, no horário das 22:30 UT (aproximadamente, 19:30 LT). Nesta longitude, a declinação magnética tem um valor aproximado de -20° . Apesar da variação latitudinal do TEC não ter sido mostrada ao longo de um meridiano magnético, a presença da anomalia equatorial é visível nos dias 15/03, 16/03 e 01/04, ao contrário do dia 31/03 quando o desenvolvimento da anomalia foi inibido. A presença do campo elétrico para oeste devido ao dínamo perturbado na ionosfera equatorial diurna/anoitecer enfraquece o campo elétrico para leste característico dos dias calmos, reduzindo a intensidade do efeito fonte no equador magnético. Conseqüentemente, uma maior quantidade de plasma fica retido nas latitudes equatoriais e menos plasma é depositado nas latitudes sub-equatoriais. Este comportamento concorda com os resultados apresentados na Figura 7.25, onde se observa um aumento de ionização sobre a região do equador magnético e um menor acúmulo de plasma sobre a região das cristas da anomalia, de acordo com as observações de ionossonda apresentadas para o mesmo período (Figuras 7.22 e 7.23).

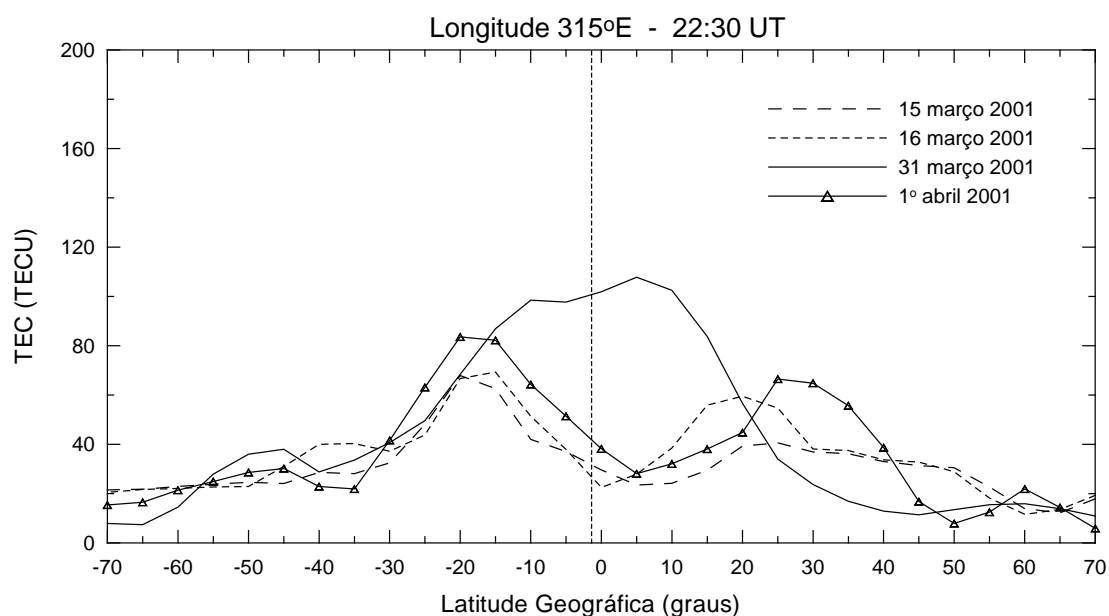


FIGURA 7.25 – Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 315°E, para os dias magneticamente calmos 15/03 e 16/03, e os dias perturbados 31/03 e 01/04 de 2001. A linha tracejada vertical indica a latitude geográfica do equador magnético, em 31 de março de 2001.

A variação temporal do TEC sobre 21 estações receptoras do GPS localizadas entre as longitudes geográficas de 250°E e 320°E nos hemisférios norte e sul (identificadas na Figura 7.13 através dos círculos vermelhos sobre o setor Americano), é apresentada nas Figuras 7.26, 7.27 e 7.28, para os dias 31/03 e 01/04. Os gráficos são apresentados na ordem decrescente de latitude magnética, iniciando pela estação localizada mais ao norte (Chur) até a latitude mais ao sul (Ohig). Aumentos do TEC são observados sobre todas as estações no hemisfério sul (no setor Americano). No hemisfério norte, as fases positivas ocorreram sobre as estações Jama, Free, Mlf1 e Mcn1, enquanto que reduções do TEC foram observadas em latitudes mais altas. Em 31 de março, o valor máximo do TEC sobre a maior parte das estações ocorreu entre 19:00 e 20:00 UT. Tais aumentos demonstram estar associados à penetração de campos magnetosféricos para leste em baixas altitudes e à presença de ventos termosféricos perturbados. Os aumentos do TEC observados sobre as estações Det1, Algo, Wis1 e Winn (Figura 7.26), entre 19:00 e 20:00 UT, no dia 31/03, estão possivelmente associados à erosão da plasmasfera externa por intensos campos elétricos de polarização sub-aurorais (Foster et al., 2002).

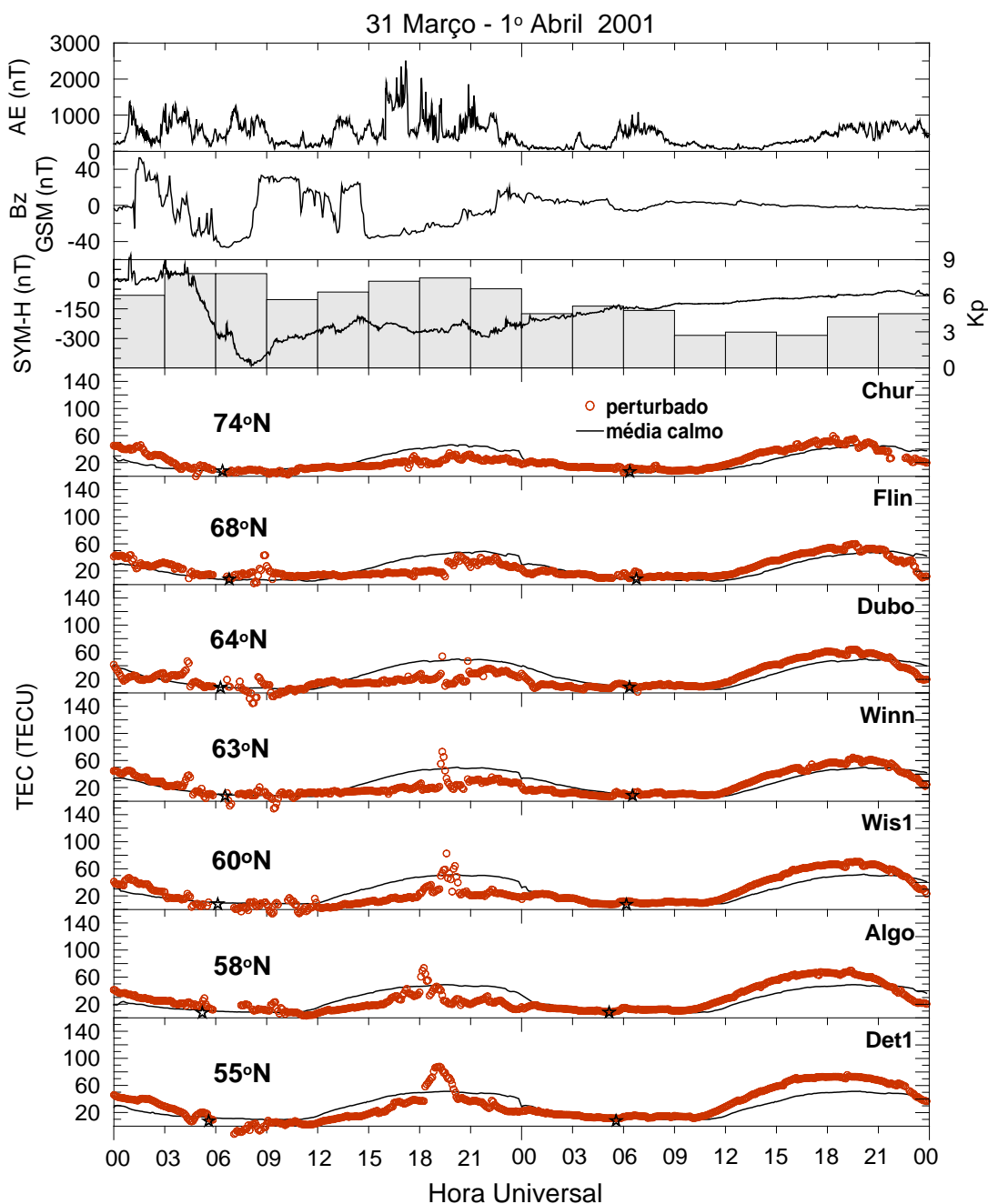


FIGURA 7.26 – Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério norte, sobre o setor Americano. A variação temporal de Bz e índices magnéticos AE, SYM-H e Kp são apresentados nos três painéis superiores. O símbolo \star indica meia-noite hora local e a latitude magnética de cada estação é fornecida.

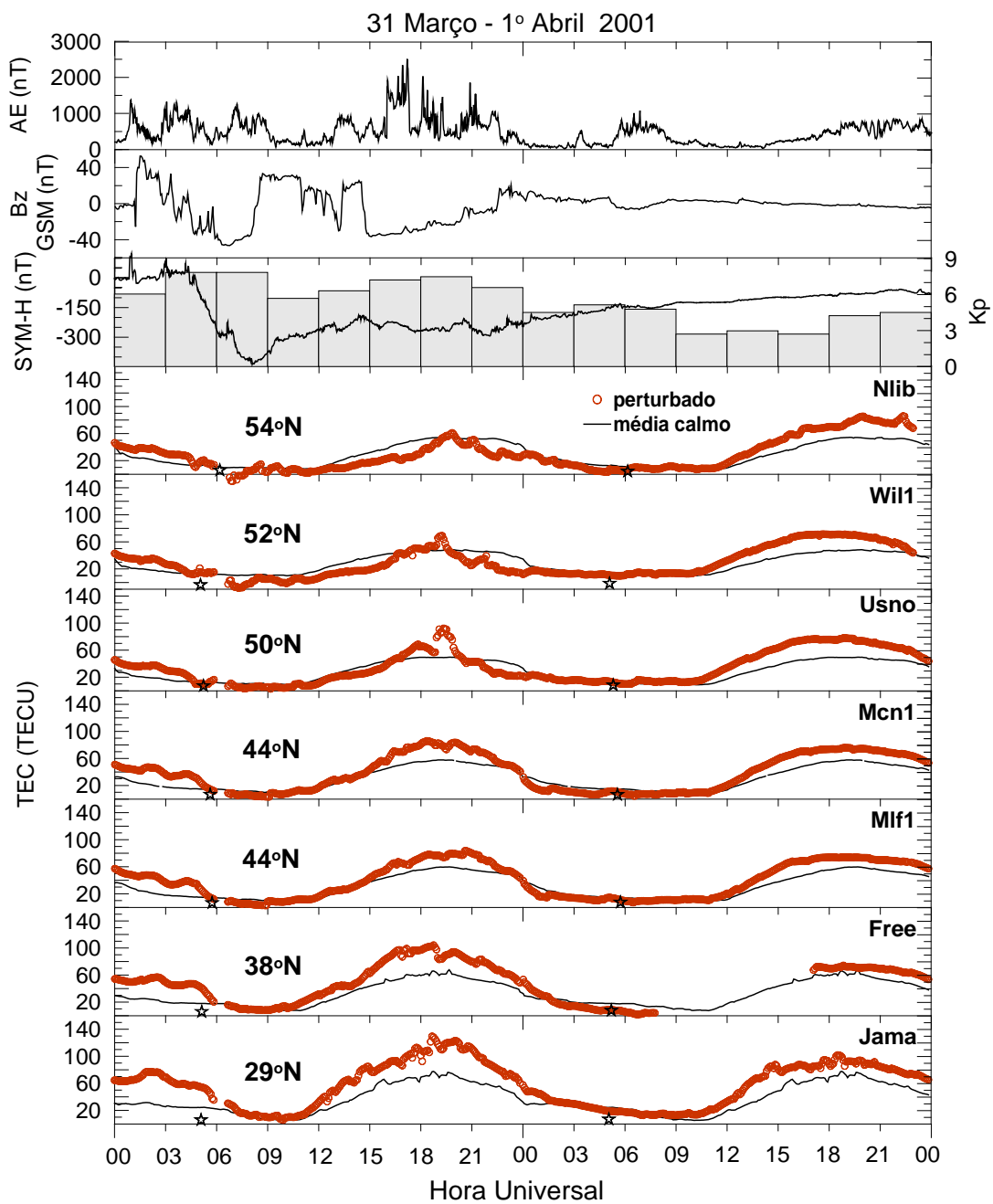


FIGURA 7.27 – Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério norte, sobre o setor Americano. A variação temporal de Bz e índices magnéticos AE, SYM-H e Kp são apresentados nos três painéis superiores. O símbolo \star indica meia-noite hora local e a latitude magnética de cada estação é fornecida.

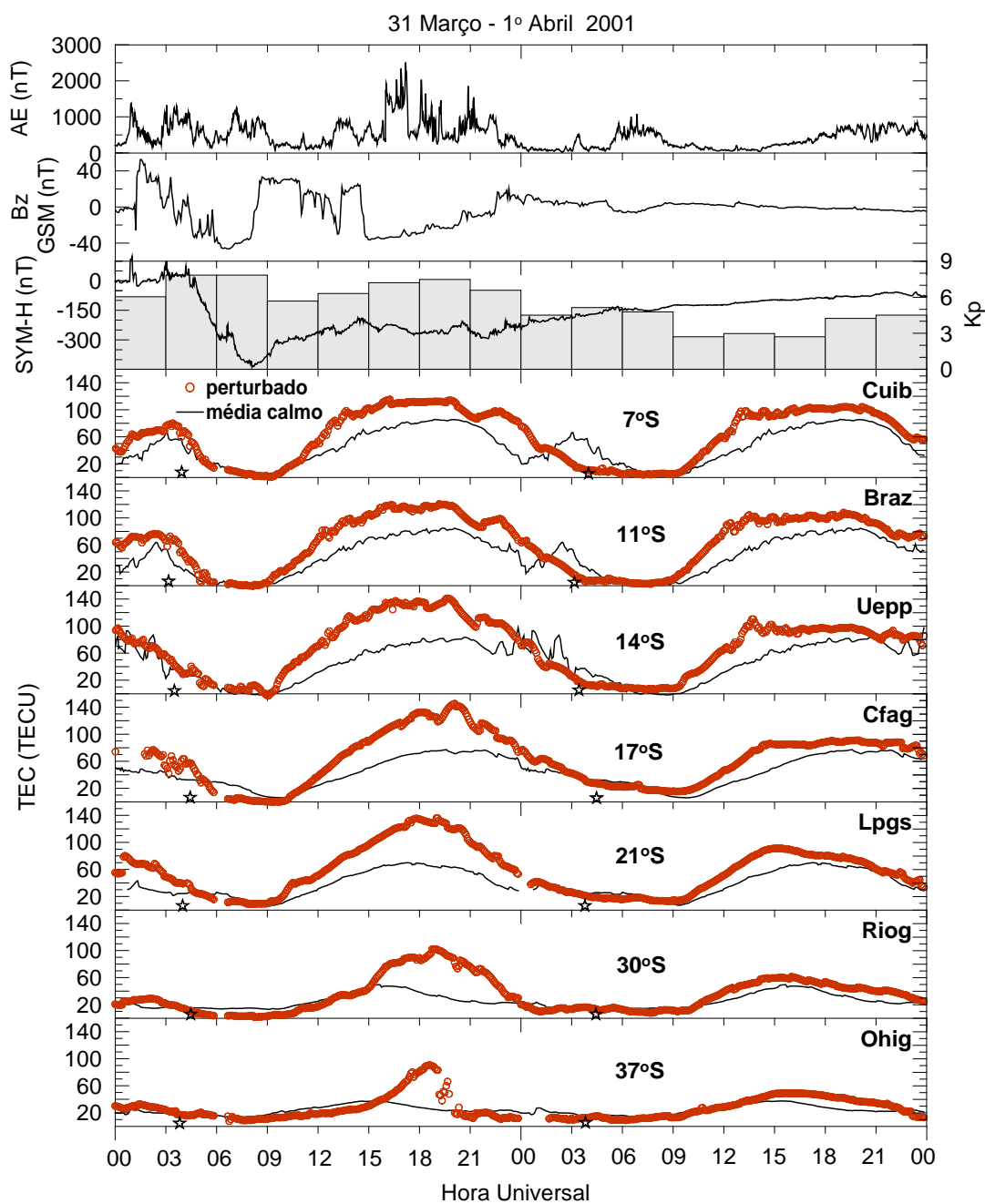


FIGURA 7.28 – Variação temporal do TEC para o período 31/03-01/04 de 2001, obtida a partir de dados do GPS para estações receptoras localizadas no hemisfério sul, sobre o setor Americano. A variação temporal de Bz e índices magnéticos AE, SYM-H e Kp são apresentados nos três painéis superiores. O símbolo \star indica meia-noite hora local e a latitude magnética de cada estação é fornecida.

Entretanto, os possíveis mecanismos responsáveis por este aumento do TEC ainda estão sendo investigados (Fejer, 2003). As reduções do TEC ocorridas no dia 31/03 e observadas na Figura 7.26 demonstram estar associadas ao deslocamento do “trough” para latitudes relativamente mais baixas (Foster et al. 2002). Durante períodos geomagneticamente perturbados, os campos elétricos e a população de partículas que caracterizam a região auroral expandem na direção equatorial, e os seus efeitos são observados em latitudes sub-aurorais. Intensos campos elétricos de polarização desenvolvem-se na região do oval auroral expandido e são responsáveis pela redução de densidade e formação do “trough” ionosférico, devido aos efeitos do aumento de recombinação (ex. Vo e Foster, 2001 e referências). A redução de ionização ocorrida em 31/03 sobre o setor Norte Americano pode ser observada na Figura 7.24, acima da latitude geográfica de 40°N (latitude magnética ~ 49°N). Os gradientes do TEC associados ao deslocamento do “trough” ocorridos em 31/03 (dia 090) sobre a América do Norte podem ser observados quando mapas do TEC obtidos para o mesmo horário em 31/03 e um dia magneticamente calmo (16/03 = dia 075) são comparados (Figura 7.29).

Em termos globais, os mapas apresentados na Figura 7.30 mostram o aumento do TEC ocorrido no dia 31 de março (dia 090) sobre o setor Americano, que fica bastante visível quando comparado com mapas obtidos para o mesmo horário em um dia magneticamente calmo (16/03/2001 = dia 075). Os aumentos do TEC na região da anomalia equatorial, os gradientes do TEC e os aumentos na densidade de plasma (SED) sobre a América do Norte são observados na Figura 7.30. Devido à existência de poucas estações receptoras do GPS em áreas como os oceanos Pacífico e Atlântico e norte da África (vide Figura 7.13), os valores do TEC podem não representar corretamente a ionosfera naquela região. Os aumentos e gradientes do TEC também foram observados nos mapas produzidos pelo JPL, conforme mostra a Figura 7.31. Apesar de não coincidirem exatamente em termos de horário, os mapas produzidos pelo UNB-IMT e o JPL apresentam uma estrutura e valores do TEC bastante similares, exceto sobre regiões onde não existem estações ou a densidade de estações é muito baixa.

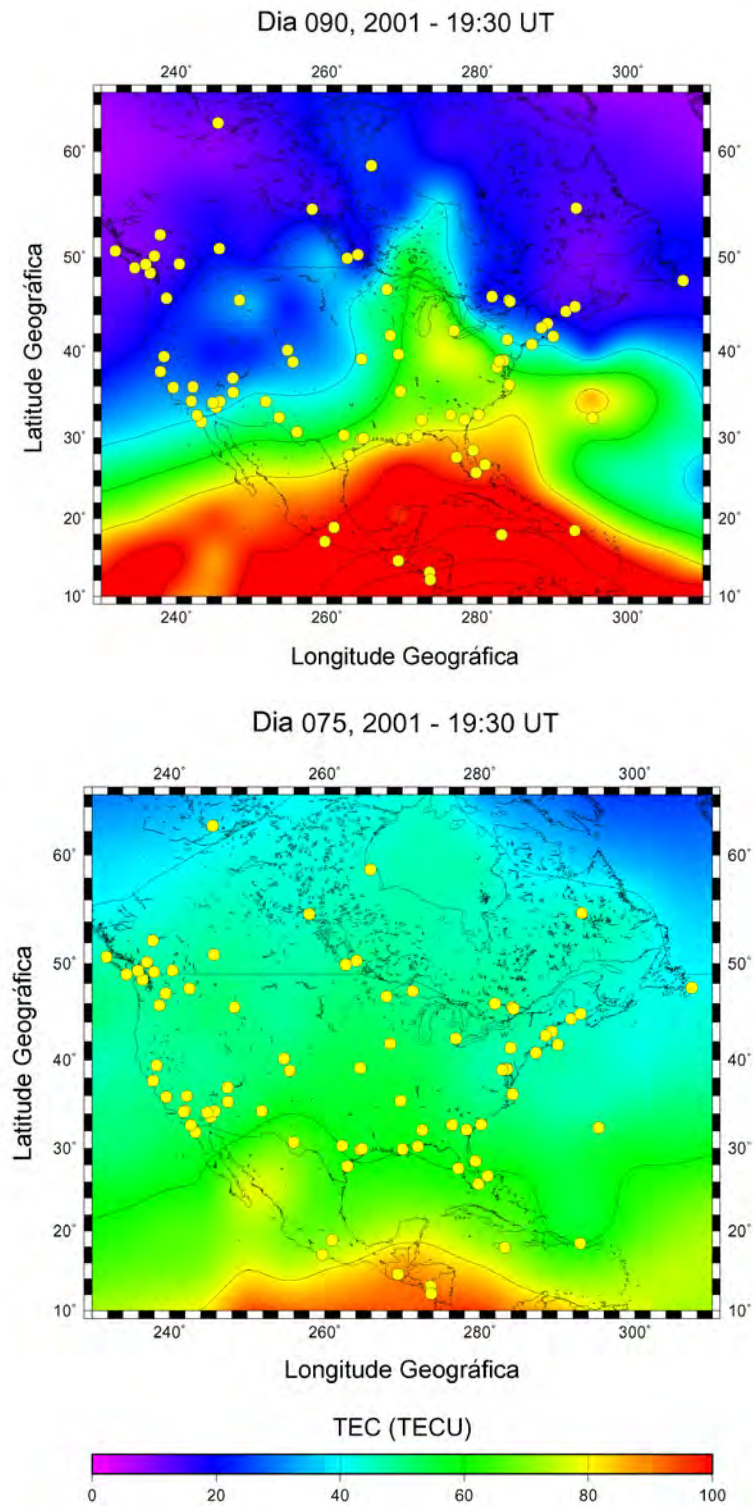


FIGURA 7.29 – Mapas do TEC comparando os dias 31 (dia 090) e 16 (dia 075) de março de 2001, no horário das 19:30 UT, quando foram observados os gradientes do TEC sobre o setor Norte-Americano em 31/03.

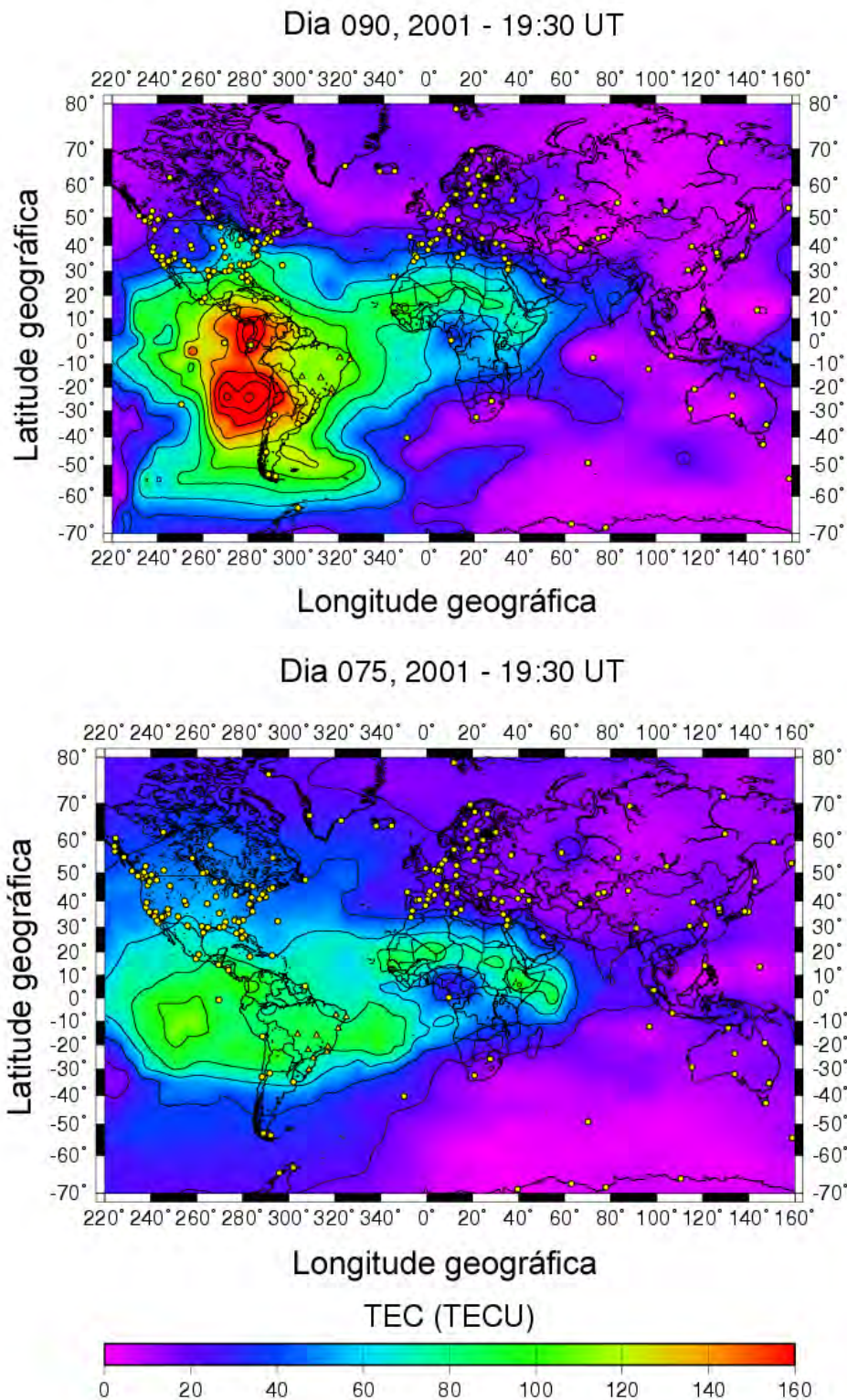


FIGURA 7.30 – Mapas do TEC comparando os dias 31 (dia 090) e 16 (dia 075) de março de 2001, no horário das 19:30 UT.

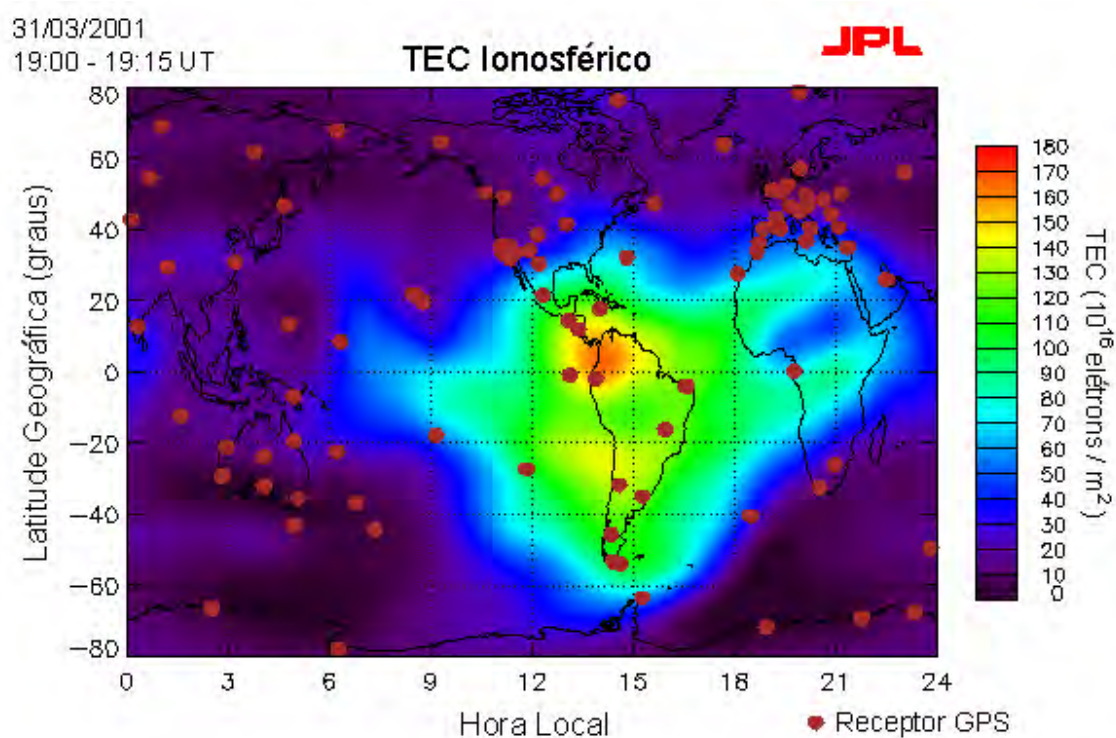


FIGURA 7.31 – Mapa do TEC para o horário das 19:00-19:15 UT, em 31 de março de 2001.

FONTE: JPL (2003).

Uma comparação entre os mapas do TEC produzidos pelo UNB-IMT e MIT Haystack Observatory, para a região da América do Norte mostra que o software utilizado neste trabalho foi capaz de detectar as SEDs e os gradientes do TEC. A Figura 7.32 mostra a comparação entre os mapas do TEC gerados pelo UNB-IMT e MIT Haystack Observatory, para uma escala de cores que varia de 0 a 40 TECU (os valores acima de 40 TECU estão saturados). Nesta comparação, a estrutura e os valores do TEC são bastante semelhantes, porém as plumas de ionização não se estendem muito à noroeste sobre a América do Norte, nos mapas gerados pelo UNB-IMT. Isto se deve ao fato do MIT Haystack Observatory não interpolar ou suavizar os dados, além de produzir mapas com uma resolução temporal de 5 minutos.

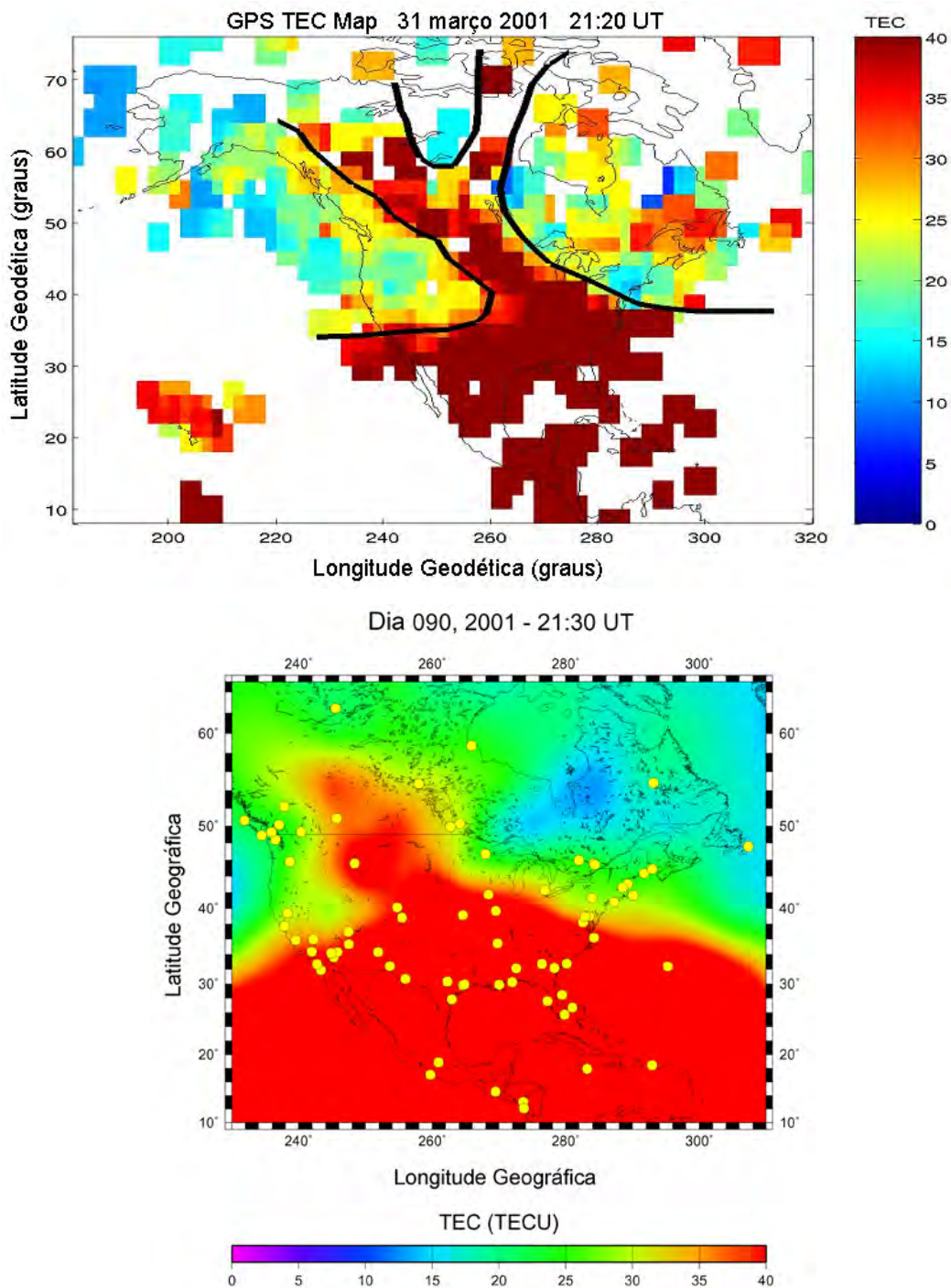


FIGURA 7.32 – Comparação entre os mapas do TEC produzidos pelo MIT Haystack Observatory⁴ (topo) e o UNB-IMT (base) para o horário das 21:30 UT, em 31 de março de 2001 (dia 197), sobre o setor Norte-Americano.

⁴ Coster (2002).

7.3 Comparação entre UNB-IMT e TOPEX/Poseidon

O TOPEX/Poseidon é um satélite utilizado para medir a altura da superfície dos oceanos e monitorar as correntes oceânicas e seus efeitos no clima global. Com uma órbita situada em aproximadamente 1336 km de altitude, o TOPEX/Poseidon transmite pulsos de radar na direção da superfície do mar e cronometra o tempo necessário para que o pulso refletido retorne ao satélite. Desta forma, a altura da superfície do mar é medida com uma acurácia menor do que 4 cm (JPL, 2004). O radar altímetro de dupla frequência transportado pelo TOPEX/Poseidon utiliza a vantagem da natureza dispersiva da ionosfera para determinar o TEC sobre os oceanos. Estas medidas têm sido amplamente utilizadas como uma comparação independente para determinar a acurácia das medidas e mapas do TEC obtidos através do GPS (ex. Ho et al, 1997; Komjathy, 1997; Hernández-Pajares et al., 1997; Orús et al., 2002; Hernández-Pajares, 2003). Assim, algumas comparações entre os valores do TEC determinados através do UNB-IMT e TOPEX/Posiedon foram realizadas para o período correspondente à tempestade magnética ocorrida em 31/03/2001. A Figura 7.33 mostra todas as passagens realizadas pelo satélite TOPEX/Poseidon durante o dia 31/03/2001. Para fins de comparação, foram selecionadas 3 passagens (A, B e C) ocorridas em longitudes e horários em que a resposta da ionosfera à tempestade magnética foi mais significativa.

O software UNB-IMT fornece valores do TEC para os pontos de uma grade de latitude e longitude com intervalos fixos determinados pelo usuário. Para a tempestade magnética ocorrida em 31/03, optou-se por uma grade com intervalos de 5° em latitude e longitude. A quantidade de pontos existentes nesta grade não foi suficiente para uma boa interpolação destes dados ao longo da trajetória do TOPEX/Poseidon e, portanto, os dados fornecidos por este satélite foram comparados com segmentos de dados gerados pelo UNB-IMT, localizados em longitudes e horários o mais próximo possível da passagem do satélite.

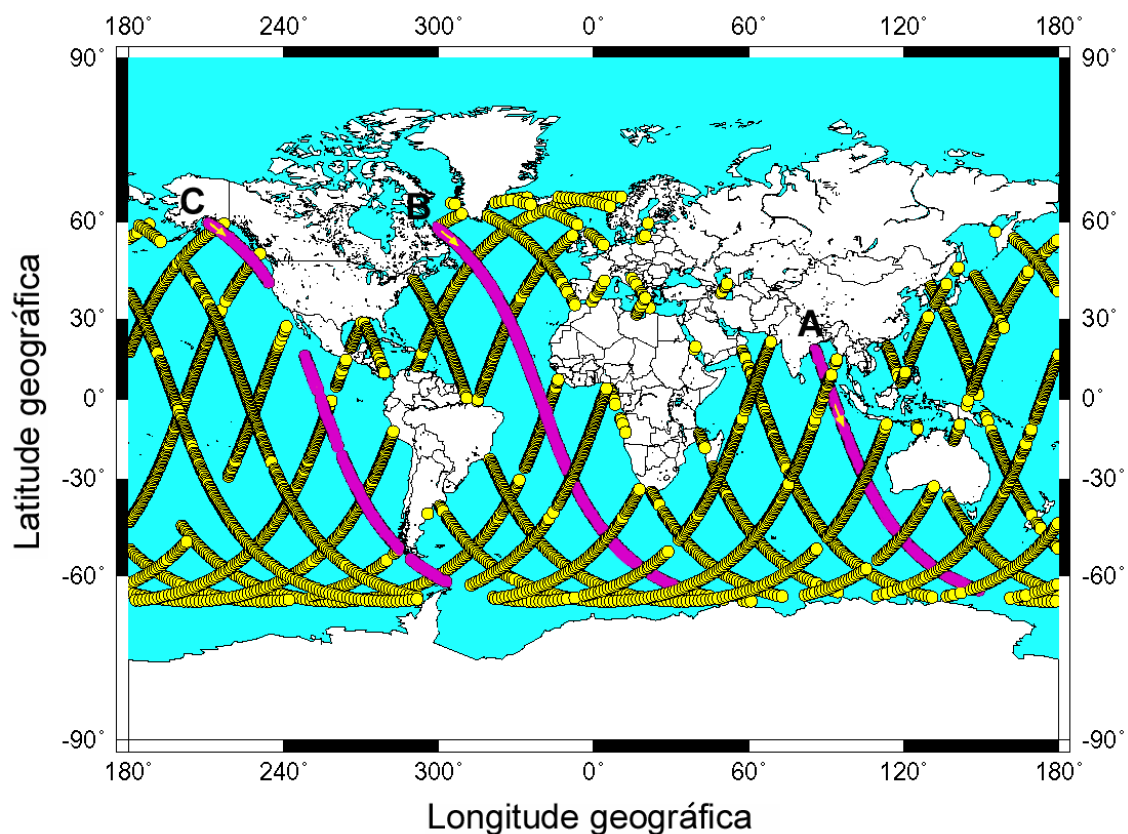


FIGURA 7.33 – Ilustração de todas as passagens do satélite TOPEX/Poseidon ocorridas durante o dia 31/03/2001. As passagens A, B e C foram selecionadas para fins de comparação.

A primeira passagem selecionada para fins de comparação corresponde à letra “A” mostrada na Figura 7.33. A Figura 7.34 apresenta uma comparação entre os valores de TEC calculados pelo TOPEX/Poseidon, JPL e UNB-IMT, para a referida passagem. Considerando que o TOPEX/Poseidon não fornece medidas sobre os continentes, o horário e longitude da passagem selecionada foram os mais próximos possíveis do momento e setor onde ocorreu uma intensificação da anomalia equatorial sobre a região Australiana/Asiática, conforme mostram as Figuras 7.14, 7.15 e 7.19. Na Figura 7.34, observa-se uma boa concordância entre o TEC calculado pelo UNB-IMT, TOPEX/Poseidon e JPL.

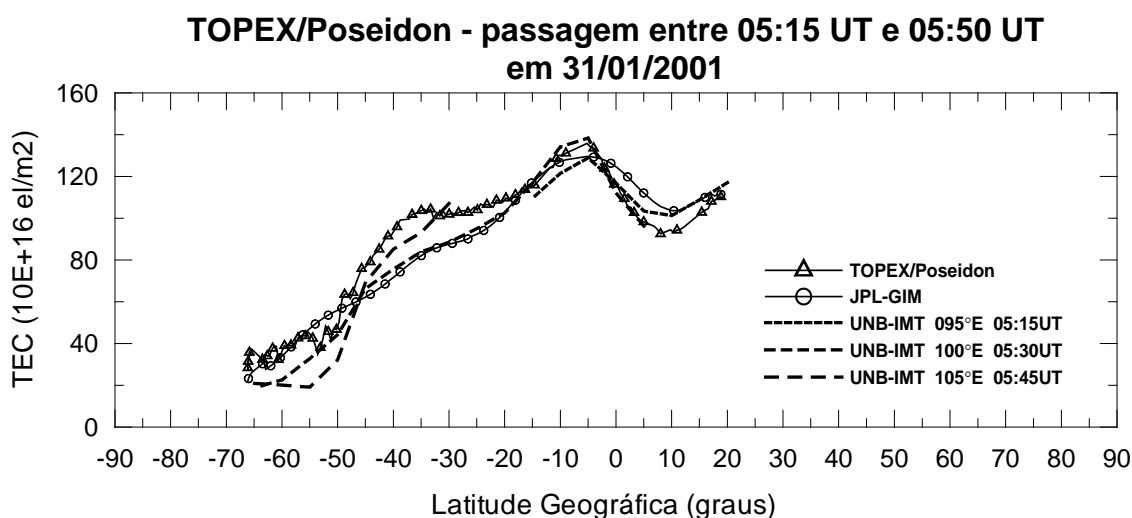


FIGURA 7.34 – Passagem A: Comparação entre os valores do TEC obtidos através do TOPEX/Poseidon, UNB-IMT e JPL-GIM, para o dia 31/03/2001, entre 05:15 e 05:50 UT.

Em seguida, selecionou-se uma passagem correspondente ao período em que a tempestade magnética estava em fase de recuperação (indicada pela letra “B”, na Figura 7.33), quando o campo magnético interplanetário permaneceu norte (entre, aproximadamente, 09 e 14 UT) antes da ocorrência da sub-tempestade, conforme descrito na seção 7.1.2. A Figura 7.35 mostra a comparação dos dados no horário entre 12:30 e 13:15 UT, onde a concordância entre o TOPEX/Poseidon e o UNB-IMT demonstrou ser ainda melhor nos períodos de atividade magnética menos intensa.

Finalmente, a Figura 7.36 mostra a passagem do TOPEX/Poseidon mais próxima possível do horário e longitude onde ocorreram aumentos do TEC sobre o setor Americano (indicada pela letra “C”, na Figura 7.33), após a segunda inversão de B_z para sul e intensificação da atividade magnética. Esta Figura também mostra uma boa concordância entre os valores do TEC obtidos através do UNB-IMT e TOPEX/Poseidon.

**TOPEX/Poseidon - passagem entre 12:30 UT e 13:14 UT
em 31/03/2001**

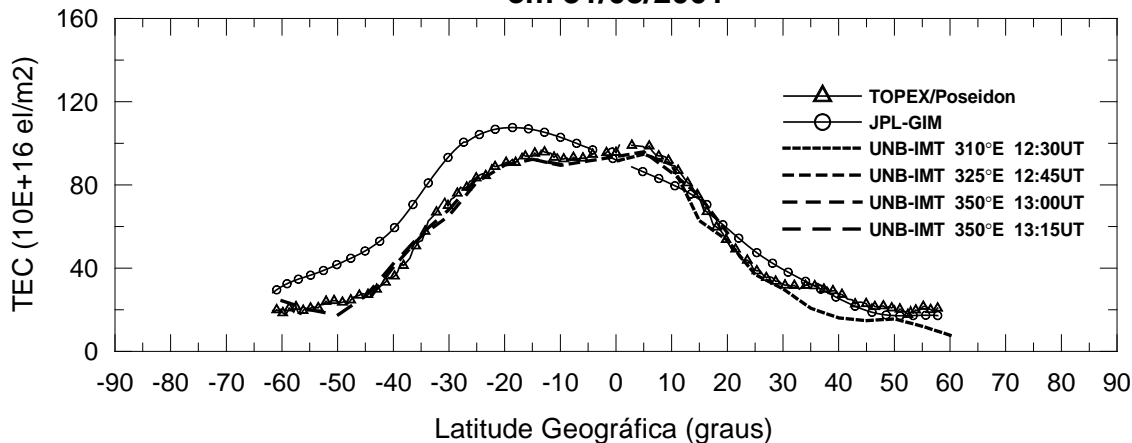


FIGURA 7.35 – Passagem B: Comparação entre os valores do TEC obtidos através do TOPEX/Poseidon, UNB-IMT e JPL-GIM, para o dia 31/03/2001, entre 12:30 e 13:15 UT.

**TOPEX/Poseidon - passagem entre 18:07 UT e 18:52 UT
em 31/03/2001**

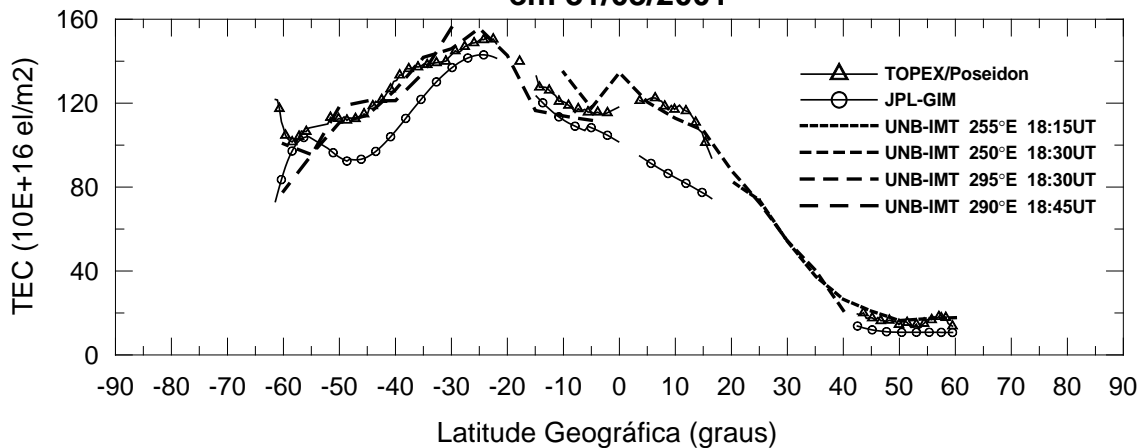


FIGURA 7.36 – Passagem C: Comparação entre os valores do TEC obtidos através do TOPEX/Poseidon, UNB-IMT e JPL-GIM, para o dia 31/03/2001, entre 18:05 e 18:55 UT.

7.4 Importância da RBMC no Estudo da Ionosfera sobre o Brasil

Em operação desde 1997, a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC) foi estabelecida no Brasil pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) para dar apoio ao posicionamento com pós-processamento em 3-D (Fortes et al., 2000). A RBMC é uma rede geodésica de referência ativa, possuindo atualmente 15 estações receptoras de rastreamento permanente dos satélites GPS (vide Figura 1.5, Capítulo 1).

Conforme mencionado na Seção 4.6, o GPS vem ocupando um espaço mundialmente crescente em diversas aplicações, desde o auxílio em procedimentos de pouso e decolagem de aeronaves até o rastreamento de animais para o estudo e a preservação de algumas espécies. Todavia, os usuários do GPS podem experimentar problemas como a perda do sinal do satélite devido às cintilações ionosféricas e a dificuldade na resolução de ambigüidades causada pela existência de significativos gradientes horizontais do TEC (Wanninger, 1993; Coster, 2003).

Neste contexto, as estações de rastreamento permanente do GPS têm uma importância fundamental no estudo da ionosfera. No Brasil, onde é comum a presença da anomalia equatorial e as cintilações são freqüentes durante os meses de setembro a março (Rodrigues et al., 2003), a RBMC tem um papel significativo no sentido de contribuir para um melhor entendimento dos processos físicos e químicos que ocorrem na ionosfera, trazendo benefícios aos usuários do GPS.

A título de exemplo, o software UNB-IMT calculou o TEC para duas situações: quando as estações receptoras pertencentes às redes RBMC e IGS foram incluídas no processamento, e para o caso em que apenas estações da rede IGS foram utilizadas. A partir destes resultados, comparou-se a variação latitudinal do TEC sobre a longitude geográfica de 310°E para ambos os casos (Figura 7.37), durante a ocorrência da tempestade magnética de 15 de julho de 2000 (discutida anteriormente na Seção 7.1). As estações da RBMC cujos dados estavam disponíveis naquele período são: Brasília (Braz), Bom Jesus da Lapa (Bomj), Crato (Crat), Curitiba (Para), Fortaleza (Fort), Porto

Alegre (Poal), Salvador (Salv) e Viçosa (Vico). Os dados de Fortaleza, porém, não foram utilizados no processamento, pois o software TEQC detectou a ausência de algumas observáveis no arquivo. A localização das estações brasileiras utilizadas, assim como a longitude em que a variação latitudinal do TEC é apresentada, podem ser visualizados no mapa correspondente à Figura 1.5 (Capítulo 1).

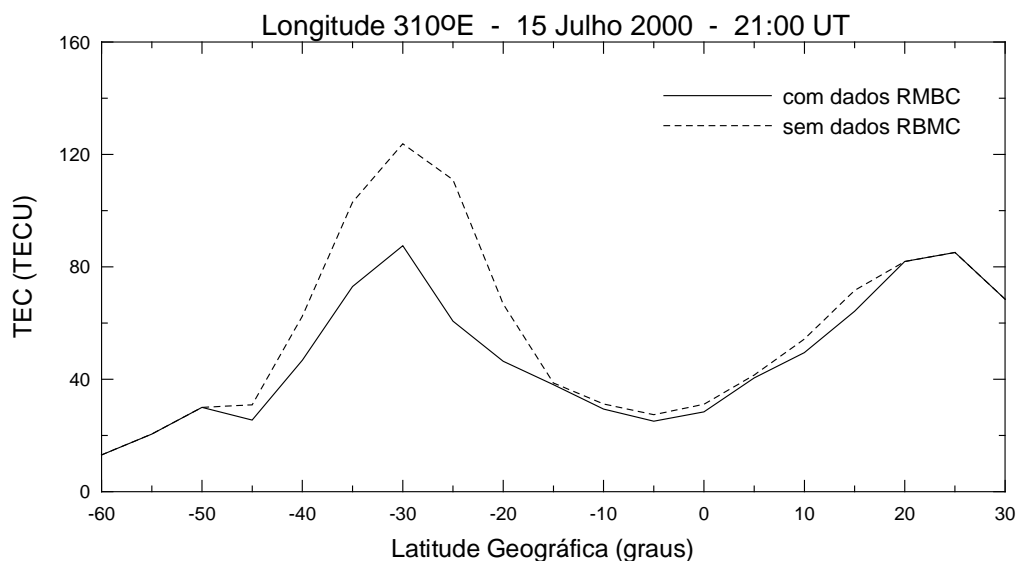


FIGURA 7.37 – Variação latitudinal do TEC ao longo da longitude geográfica de 310°E para as situações em que os dados pertencentes à RBMC foram utilizados (linha contínua) e para o caso em que estes dados não foram incluídos no processamento (linha tracejada). O gráfico mostra os picos da anomalia equatorial em desenvolvimento durante a fase principal de uma tempestade magnética intensa.

A diferença entre os valores do TEC apresentados na Figura 7.37 inicia-se em torno da latitude geográfica de 15°S e se estende até 50°S. Mesmo com a utilização de apenas 7 estações da RBMC no processamento de dados para este período, a diferença entre os resultados foi bastante significativa. Esta diferença ocorreu devido à baixa densidade de estações receptoras utilizadas na região brasileira, quando apenas a estação de Brasília teve seus dados utilizados (linha tracejada na Figura 7.37). Para calcular o valor do TEC

em um determinado ponto de grade, o software UNB-IMT utiliza dados das quatro estações mais próximas àquele ponto, os quais têm um peso inversamente proporcional ao quadrado da distância entre a estação receptora e o ponto de grade considerado. Portanto, a densidade de estações é um fator muito importante na obtenção de resultados confiáveis. Assim, quanto maior for o número de receptores do GPS que fornecem dados para o estudo da ionosfera sobre uma determinada região, mais precisa e acurada será a informação relativa ao estado da ionosfera. Considerando que a quantidade de estações receptoras pertencentes à rede IGS não fornece uma boa cobertura de dados no território brasileiro, as informações proporcionadas pelos receptores da rede RBMC são fundamentais para o estudo da ionosfera sobre o Brasil e para a elaboração de modelos que representem a ionosfera da forma mais real possível, com todas as suas irregularidades, anomalias e gradientes.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

O estudo da resposta da ionosfera às tempestades magnéticas é uma tarefa relativamente complexa, pois as relações entre o vento solar, a magnetosfera, a termosfera e a ionosfera envolvem um grande número de variáveis. O impacto das tempestades magnéticas sobre a ionosfera terrestre em diferentes latitudes e longitudes depende de vários fatores, tais como intensidade da tempestade, condições geomagnéticas anteriores à tempestade, atividade solar, estação do ano e setor de hora local do início da tempestade.

Vários mecanismos que explicam o comportamento da ionosfera durante períodos perturbados são bem conhecidos atualmente, porém pesquisas ainda são necessárias para um melhor entendimento dos processos de acoplamento de energia entre o Sol e a Terra. Entre os processos responsáveis pelas modificações causadas na ionosfera e termosfera em períodos de tempestade magnética estão a penetração de campos elétricos magnetosféricos e dínamo perturbado, os ventos termosféricos, as “travelling atmospheric disturbances” (TADs), a precipitação de partículas, a intensificação da convecção de plasma e das correntes na ionosfera de altas latitudes e as modificações na composição química da ionosfera e termosfera.

Todos estes mecanismos, assim como os fatores que determinam o impacto das tempestades magnéticas sobre a ionosfera, devem ser considerados na análise do comportamento desta camada atmosférica durante os períodos perturbados. Neste contexto, o GPS é uma ferramenta importante por ser capaz de proporcionar uma cobertura global instantânea da ionosfera devido ao grande número de estações receptoras distribuídas mundialmente (cujos dados são facilmente acessíveis), enquanto que outros sensores ionosféricos fornecem informações isoladas ou com pouca resolução temporal sobre a ionosfera, baseadas principalmente em medidas obtidas a partir de uma única estação ou redes de estações locais.

A seguir, apresenta-se um resumo das observações sobre a resposta da ionosfera às duas tempestades magnéticas analisadas neste trabalho, assim como algumas sugestões que podem futuramente contribuir para o aprimoramento dos resultados aqui apresentados.

8.1 – Conclusões

A representação da ionosfera através dos resultados fornecidos pelo UNB-IMT é mais confiável nas regiões com uma certa densidade de estações receptoras do GPS, uma vez que o método utiliza os valores do TEC correspondentes às quatro estações mais próximas ao ponto de grade para determinar o TEC sobre o referido ponto. Portanto, uma boa distribuição de estações receptoras é necessária para obter valores representativos do TEC. Na região brasileira, onde a ionosfera apresenta fenômenos peculiares como a anomalia equatorial, a anomalia magnética do Atlântico Sul, irregularidades ionosféricas e outros fenômenos de latitudes baixas e equatoriais, a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo tem um importante papel, pois fornece dados imprescindíveis para o estudo destes fenômenos atmosféricos que afetam os usuários do GPS. Uma simples comparação entre o TEC calculado com e sem os dados desta rede de receptores mostrou significativas diferenças nos resultados.

A utilização do GPS para o estudo da resposta da ionosfera às tempestades magnéticas intensas ocorridas em 15-16 de julho de 2000 e 31 de março de 2001 forneceu uma representação do estado da ionosfera sobre as regiões analisadas. Tais informações, complementadas com medidas obtidas a partir de ionossondas, tornaram possível a identificação de alguns mecanismos responsáveis pelo comportamento da ionosfera durante períodos magneticamente perturbados (vide Capítulo 7). Entre as principais observações estão:

a) Tempestade ocorrida em 15-16 de julho de 2000:

Os elevados valores de TEC observados em 15 de julho às 21-22 UT sobre o setor Sul-Americano, assim como a significativa expansão da anomalia

equatorial e deslocamento de suas cristas na direção de latitudes maiores em ambos os hemisférios, demonstram estar associados à intensificação do efeito fonte devido à penetração de um campo elétrico para leste na ionosfera de baixas latitudes. No mesmo período, foram observadas reduções de ionização sobre a região do equador magnético, atribuídas à presença deste mesmo campo elétrico intenso para leste que elevou a parte inferior da região F para altitudes acima de 840 km.

No dia 16 de julho, reduções na densidade de ionização foram observadas sobre o norte da América do Sul durante um período superior a 24 horas, caracterizando a fase negativa das tempestades ionosféricas. Tais decréscimos demonstram estar associados às interações entre os ventos termosféricos sazonais e os ventos termosféricos perturbados produzidos durante as tempestades magnéticas. No hemisfério de verão ambos os tipos de vento estão em fase, e a zona de perturbação da composição neutra que produz as fases negativas de uma tempestade ionosférica é transportada para latitudes menores do que no hemisfério de inverno.

b) Tempestade ocorrida em 31 de março de 2001:

A tempestade magnética ocorrida em 31 de março de 2001 iniciou por volta de 01:00 UT, causando o desenvolvimento e intensificação da atividade do eletrojato auroral sobre extensas regiões. Os efeitos desta perturbação magnética na ionosfera foram mais significativos sobre o setor da Ásia, Austrália e Oceano Pacífico durante o período da tarde, quando ocorreu um rápido decréscimo do SYM-H para valores menores do que 400 nT. Naquele setor, observou-se um aumento do TEC na região da anomalia equatorial e latitudes maiores, indicando que a intensificação do efeito fonte devido à penetração direta de campos elétricos para leste teria sido uma das razões para tal comportamento da ionosfera. Medidas fornecidas por ionossondas localizadas nos setores Australiano e Sul-Americano mostraram a elevação do pico da camada F2 em

latitudes médias e altas logo após o início da tempestade (em torno das 01:00 UT, no dia 31/03), indicando que ventos termosféricos perturbados podem ter contribuído para o aumento da ionização sobre altas e médias latitudes na ionosfera diurna.

Os ventos termosféricos que fluem da direção equatorial também produzem campos elétricos do dínamo perturbado, os quais podem ser observados algumas horas após o início da tempestade. Na região equatorial, sobre os setores Australiano e Sul-Americano, medidas de $h'F$ e $hmF2$ indicam a presença destes campos elétricos que apontam para oeste durante o dia e para leste à noite, invertendo a polaridade em torno das 09:00 LT e 21:00 LT. Os dados de $foF2$ mostram os efeitos de inibição da anomalia equatorial devido ao dínamo perturbado apenas no setor Australiano, onde os campos elétricos produziram uma deriva de plasma para baixo na região equatorial. No setor Americano, o campo elétrico do dínamo para leste à noite produziu uma deriva de plasma para cima, mas não existia ionização suficiente para causar efeitos significativos em $foF2$.

Os campos elétricos devido ao dínamo perturbado têm a mesma direção que os campos elétricos que penetram na ionosfera equatorial quando ocorrem súbitas inversões de B_z para o norte, a partir de uma direção estacionária sul. Medidas de $h'F$ e $hmF2$ mostram uma súbita elevação da ionosfera sobre a região equatorial no momento em que B_z inverteu para o norte (aproximadamente 09:00 UT, no dia 31/03), indicando a presença de tais campos elétricos. Aparentemente, no momento de inversão do B_z para o norte, o campo elétrico de penetração direta associado à inversão de B_z para o norte sobrepôs-se ao efeito do dínamo perturbado na região do equador magnético, conforme indicam os dados de ionossonda para os setores Australiano e Sul-Americano.

Aproximadamente 6 horas após a inversão de B_z para o norte, um processo de sub-tempestade foi iniciado quando B_z inverteu novamente para sul, mantendo

esta orientação por um período de 7 horas. A sub-tempestade iniciou quando o setor da madrugada estava localizado sobre a região Asiática/Australiana e o final da manhã coincidia com o setor Sul-Americano. Neste período, um campo elétrico de penetração direta para leste menos intenso do que o anterior (ocorrido no início da tempestade) possivelmente penetrou na ionosfera em baixas latitudes. Medidas do TEC sobre o setor Americano mostram que houve aumento de ionização sobre as cristas da anomalia equatorial e redução de plasma sobre o equador magnético. Os aumentos do TEC observados sobre as latitudes médias provavelmente estão associados ao transporte de plasma para cima ao longo das linhas de campo geomagnético devido aos ventos termosféricos perturbados que fluem na direção equatorial.

No período após a segunda inversão prolongada de B_z para o sul, a intensificação da atividade do eletrojato auroral foi substancialmente maior em comparação às primeiras horas de ocorrência da tempestade, refletindo no efeito dos ventos termosféricos e campos elétricos devido ao dínamo perturbado. Medidas de h_mF_2 e $h'F$ mostram a elevação da ionosfera em ambos os setores Australiano e Sul-Americano, onde o efeito dos ventos é máximo nas latitudes médias e o efeito dos campos elétricos é maior na região equatorial. A diferença básica entre os valores do TEC nestes setores é o fato de que o maior aumento de ionização ocorreu sobre o setor que se encontrava no lado diurno (setor Americano), onde existe ionização suficiente para que os efeitos dos ventos na elevação do plasma possam ser observados. Os aumentos do TEC ocorridos nas latitudes sub-aurorais sobre o setor Norte-Americano correspondem aos aumentos na densidade de ionização (SEDs), possivelmente associados à advecção de plasma resultante da erosão da plasmasfera externa devido aos campos elétricos de polarização sub-aurorais, enquanto que as reduções do TEC observadas sobre aquela região podem ser uma consequência do deslocamento do “trough” ionosférico para latitudes menores.

As evidências sobre a atuação do dínamo perturbado são ainda maiores no período após o reinício da fase de desenvolvimento da tempestade magnética, quando uma intensa resposta na ionosfera foi gerada sobre a região Sul-Americana por volta de 21:00 UT, em 31/03. Os dados de ionossonda mostram a redução de hmF2 no setor do anoitecer sobre a estação de São Luis (equador magnético) indicando a presença de um campo elétrico para oeste, enquanto que foF2 mostrou um aumento sobre São Luis e uma diminuição sobre Cachoeira Paulista (localizada próximo à crista sul da anomalia equatorial). Adicionalmente, dados do TEC mostram uma inibição da anomalia equatorial sobre a região brasileira no mesmo período, evidenciando a presença destes campos elétricos.

A análise dos efeitos das tempestades magnéticas na ionosfera mostra que estes efeitos são fortemente dependentes do setor de hora local onde a tempestade se inicia e das condições magnéticas anteriores ao início da tempestade. Logicamente, os fatores intensidade da tempestade e estação do ano também influem no impacto destas perturbações na ionosfera sobre as diferentes regiões do globo. Durante a tempestade ocorrida em 31 de março, observou-se que os efeitos dos campos elétricos de penetração direta para leste na ionosfera equatorial foram mais visíveis nas medidas do TEC do que nos dados de foF2. Ao contrário, os efeitos dos campos elétricos para oeste devido ao dínamo perturbado podem ser observados tanto nas medidas do TEC e como nos dados de foF2. Todavia, este assunto requer mais investigações. Importantes complementos na investigação dos processos físicos e químicos que ocorrem na ionosfera são a utilização de medidas de outros sensores e de simulações (modelos).

8.2 – Sugestões para Trabalhos Futuros

O software UNB-IMT pode ser utilizado nas áreas de aplicação do GPS e para estudos relacionados à ionosfera, tais como: estudo e monitoramento dos processos físicos que ocorrem na ionosfera durante períodos magneticamente calmos e perturbados; aperfeiçoamento dos modelos globais do TEC para fins de previsão do clima espacial;

aperfeiçoamento de modelos ionosféricos empíricos, tais como o “International Reference Ionosphere” (IRI); monitoramento das irregularidades ionosféricas; estimativa do conteúdo eletrônico plasmasférico; desenvolvimento de modelos ionosféricos regionais para utilização no posicionamento e navegação; monitoramento dos atrasos instrumentais diferenciais dos satélites e receptores do GPS, entre outros.

Por outro lado, existe a necessidade de aperfeiçoar o software UNB-IMT, visando a obtenção de resultados ainda melhores, principalmente sobre as regiões oceânicas e com baixa densidade de estações. Apesar da implementação de uma versão mais recente da sub-rotina PhasEdit (que aperfeiçoou o processo de detecção das perdas de ciclo, melhorando a qualidade final dos valores de TEC) e da modificação do intervalo entre os mapas do TEC para 15 minutos, existem ainda várias implementações que poderão ser realizadas no software, com o objetivo de beneficiar os usuários do GPS e contribuir para o estudo da ionosfera regional e global. Entre estas modificações estão a utilização de modelos climatológicos ionosféricos (tais como o IRI-2001) e plasmasféricos para auxiliar na estimativa de valores do TEC que suavizem os gradientes horizontais nas regiões onde existe baixa densidade de estações, a modificação da representação linear espacial para uma representação parabólica do TEC, a automatização do software e a redução de memória RAM utilizada para a produção dos mapas do TEC, que tornaria praticável a elaboração de mapas do TEC em intervalos de 5 ou 10 minutos.

Existem ainda muitas questões a serem investigadas sobre o comportamento da ionosfera durante as tempestades magnéticas, de forma que um completo entendimento sobre os processos de acoplamento entre a magnetosfera e a ionosfera-termosfera seja alcançado em escala global. As informações fornecidas pelos mapas globais do TEC são de grande valia tanto para o estudo de fenômenos que envolvem a ionosfera como em diversas áreas de aplicação do GPS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdu, M. A.; Sobral, J. H. A.; de Paula E. R.; Batista, I. S. Magnetospheric disturbances effects on the equatorial ionization anomaly (EIA): an overview. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 53, n. 8, p. 757-771, 1991.
- Abdu, M. A.; Walker, G. O.; Reddy, B. M.; de Paula E. R.; Sobral, J. H. A.; Fejer, B. G.; Szuszczewicz, E. P. Global scale equatorial ionization anomaly (EIA) response to magnetospheric disturbances based on the May-June 1987 SUNDIAL-coordinated observations. **Annales Geophysicae**, v. 11, p. 585-594, 1993.
- Abdu, M. A. Major phenomena of the equatorial ionosphere-thermosphere system under disturbed conditions. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, n. 13, p. 1505-1519, 1997.
- Advanced Composition Explorer (ACE). **Advanced Composition Explorer (ACE) Mission Overview**. Disponível em:
<http://www.srl.caltech.edu/ACE/ace_mission.html>. Acesso em: 24 out. 2003.
- Afraimovich, E. L.; Ashkaliev, Ya. F.; Aushev, V. M.; Beletsky, A. B.; Vodyannikov, V. V.; Leonovich, L. A.; Lesyuta, O. S.; Lipko, Yu. V.; Mikhalev, A. V.; Yakovets, A. F. Simultaneous radio and optical observations of the mid-latitude atmospheric response to a major geomagnetic storm of 6-8 April 2000. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 18, p. 1943-1955, 2002.
- Aponte, N.; González, S. A.; Kelley, M. C.; Tepley, C. A.; Pi, X.; Iijima, B. Advection of the equatorial anomaly over Arecibo by small-storm related disturbance dynamo electric fields. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 18, p. 2833-2836, 2000.

Astronomisches Institut Universität Bern (AIUB). **Global Ionosphere Maps (GIM) produced by CODE**. Disponível em:

<<http://www.cx.unibe.ch/aiub/ionosphere.html>>. Acesso em: 13 fev. 2004.

Balan, N.; Bailey, G. J.; Balachandran Nair, R. Solar and magnetic activity effects on the latitudinal variations of nighttime TEC enhancement. **Annales Geophysicae**, v. 9, n. 1, p. 60-69, 1991.

Balan, N.; Otsuka, Y.; Tsugawa, T.; Miyazaki, S.; Ogawa, T.; Shiokawa, K. Plasmaspheric electron content in the GPS ray paths over Japan under magnetically quiet conditions at high solar activity. **Earth Planets and Space**, v. 54, n. 1, p. 71-79, 2002.

Baran, L. W.; Ephishov, I. I.; Shagimuratov, I. I. Ionospheric total electron content behaviour during November 1997 storm. **Physics and Chemistry of the Earth (C)**, v. 26, n. 5, p. 342-345, 2001.

Basu, Su; Basu, S; Valladares, C. E.; Yeh, H.-C.; Su, S.-Y.; MacKenzie, E.; Sultan, P.J.; Aarons, J.; Rich, F. J.; Doherty, P.; Groves, K. M.; Bulet, T. W. Ionospheric effects of major magnetic storms during the International Space Weather period of September and October 1999: GPS observations, VHF/UHF scintillations, and in situ density structures at middle and equatorial latitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. A12, p. 30389-30413, 2001a.

Basu, Su; Basu, S; Groves, K. M.; Yeh, H.-C.; Su, S.-Y.; Rich, F. J.; Sultan, P.J.; Keskinen, M. J. Response of the equatorial ionosphere in the South Atlantic region to the great magnetic storm of July 15, 2000. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n.18, p. 3577-3580, 2001b.

Basu, S.; Basu, Su. Effects of large magnetic storms on communication and GPS navigation systems at middle and equatorial latitudes. In: General Assembly of URSI, 27. August 17-24, 2002, Maastricht. **Proceedings...** Disponível em: <<http://hawk.iszf.irk.ru/URSI2002/GAabstracts/papers/p0534.pdf>>. Acesso em: 27 out. 2003.

Batista, I. S.; de Paula, E. R.; Abdu, M. A.; Trivedi, N. B. Ionospheric effects of the March 13, 1989, magnetic storm at low and equatorial latitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A8, p. 13943-13952, 1991.

Batista, I. S.; Abdu, M. A.; da Silva, A. M.; Souza, J. R. Ionospheric F-3 layer: Implications for the IRI model. **Advances in Space Research**, v. 31, n. 3, p. 607-611, 2003.

Beard, E. D. **A background report on total electron content measurements**. Illinois: Hq Air Force Weather Service (MAC), 1975. 23 p. (AWS-TR-75-260).

Beutler, G. GPS satellite orbits. In: Kleusberg, A; Teunissen, P.J.G. (ed). **GPS for geodesy**. Delft: Netherlands Geodetic Commission, 1995. Cap. 2. (International School, Delft, the Netherlands, March 26 - April 1, 1995). Monografia.

Bishop, G. J.; Klobuchar, J. A.; Doherty, P. H. Multipath effects on the determination of absolute ionospheric time delay from GPS signals. **Radio Science**, v. 20, n. 3, p. 388-396, May-June 1985.

Bittencourt, J. A. **Fundamental of plasma physics**. 2. ed. São Paulo: Abaeté, 1995. 676 p.

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

Blewitt, G. An automatic editing algorithm for GPS data. **Geophysical Research Letters**, v. 17, n. 3, p. 199-202, 1990.

Breed, A. M.; Goodwin, G. L.; Vandenberg, A-M.; Essex, E. A.; Lynn, K. J. W.; Silby, J. H. Ionospheric total electron content and slab thickness determined in Australia. **Radio Science**, v. 32, n. 4, p. 1635-1643, 1997.

Breed, A. M.; Goodwin, G. L.; Silby, J. H. Total electron content measurements in the southern hemisphere using GPS satellites, 1991 to 1995. **Radio Science**, v. 33, n. 6, p. 1705-1726, 1998.

Buonsanto, M. J. Ionospheric storms: a review. **Space Science Reviews**, v. 88, p. 563-601, 1999.

Burns, A. G.; Killeen, T. L.; Deng, W.; Carignan, G. R.; Roble, R. G. Geomagnetic storm effects in the low- to mid-latitude upper thermosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. A8, p. 14673-14691, 1995.

Camargo, P. O.; Monico, J. F. G.; Matsuoka, M. T. Analysis of the Ionosphere Regional Model (Mod_Ion) during the period of maximum solar activity: a case study in Brazil. In: ION GPS-2001, September 11-14, 2001, Salt Lake City. **Proceedings...** Institute of Navigation, 2001. p.2525-2530. 1 CD-ROM.

Camargo, P. O.; Dal Poz, W. R. Produção de mapas da ionosfera para o Brasil: primeiras experiências na FCT/UNESP. In: Mitishita, E. A. ed. **Série em ciências geodésicas**. Curitiba: Imprensa Universitária, 2002. 395p. v. 2, p. 80-99.

Campos, M.; Wanninger, L.; Seeber, G. Condições ionosféricas perturbadas e os sinais do GPS. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3., 7-11 novembro 1993, Rio de Janeiro. **Resumos expandidos...** p. 601-604.

Chi, P. J.; Russell, C. T.; Musman, S.; Peterson, W. K.; Le, G.; Angelopoulos, V.; Reeves, G. D.; Moldwin, M. B.; Chun, F. K. Plasmaspheric depletion and refilling associated with the September 25, 1998 magnetic storm observed by ground magnetometers at L=2. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 5, p. 633-636, 2000.

Clynch, J. R.; Coco, D. S.; Coker, C.; Bishop, G. J. A versatile GPS ionospheric monitor: high latitude measurements of TEC and scintillations. In: ION GPS-89, September 22-27, 1989, Colorado Springs. **Proceedings...** Institute of Navigation, 1989. p. 445-450.

Clynch, J. R. **Time systems and sates - GPS Time**. Disponível em: <<http://www.oc.nps.navy.mil/~jclynch/timsys.html>>. Acesso em: 04 set. 2003.

Coco, D. S.; Coker, C.; Dahlke, S. R.; Clynch, J. R. Variability of GPS satellite differential group delay biases. **IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems**, v. 27, n. 6, p. 931-938, November 1991.

Coster, A; Foster, J.; Erickson, P.; Rich, F.J. Regional GPS mapping of storm enhanced density during the 15-16 July 2000 geomagnetic storm. In: ION GPS-2001, September 11-14, 2001, Salt Lake City. **Proceedings...** Institute of Navigation, 2001. p. 2531-2539. 1 CD-ROM.

Coster, A. **GPS TEC maps**. MIT Haystack Observatory, Westford, 2002.
Comunicação pessoal

Coster, A; Foster, J.; Erickson, P.; Sandel, B. Monitoring space weather with GPS mapping techniques. In: 2003 National Technical Meeting, January 26-28, 2003, Anaheim, CA. **Proceedings...** Institute of Navigation, 2003. p. 800-808. 1 CD-ROM.

Davies, K. **Ionospheric radio propagation**. New York: Dover Publications, 1966. 470 p.

Davies, K. **Ionospheric radio**. London: Peter Peregrinus, 1990. 580 p.

Dana, P. H. **Global Positioning System Overview**. Disponível em: <http://www.colorado.edu/geography/gcraft/notes/gps/gps_f.html>. Acesso em: 05 set. 2003.

de Paula, E. R. **Resposta da região F ionosférica às tempestades magnéticas em baixas latitudes no Brasil**. 210 p. (INPE-4106-TDL/259). Tese (Doutorado em Ciência Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1987.

de Paula, E. R.; Rodrigues, F. S.; Iyer, K. N.; Kantor, I. J.; Abdu, M. A.; Kintner, P. M.; Ledvina, B. M.; Kil, H. Equatorial anomaly effects on GPS scintillations in Brazil. **Advances in Space Research**, v. 31, n. 3, p. 749-754, 2003.

Deng, W.; Killeen, T. L.; Burns, A. G.; Roble, R. G.; Slavin, J. A.; Wharton, L. E. The effects of neutral inertia on ionospheric currents in the high-latitude thermosphere following a geomagnetic storm. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. A5, p. 7775-7790, 1993.

Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR). **Institute of communications and navigation**. Disponível em: <<http://www.kn.nz.dlr.de/>>. Acesso em: 01 nov. 2003.

Divis, D. A. Galileo Breaks Free. **GPS World**, July 1, 2003. Disponível em: <<http://www.gpsworld.com/gpsworld/article/articleDetail.jsp?id=63243>>. Acesso em: 10 fev. 2004.

Essex, E. A.; Mendillo, M.; Schödel, J. P.; Klobuchar, J. A.; Rosa, A. V.; Yeh, K. C.; Fritz, R. B.; Hibberd, F. H.; Kersley, L.; Koster, J. R.; Matsoukas, D. A.; Nakata, Y.; Roelofs, T. H. A global response of the total electron content of the ionosphere to the magnetic storm of 17 and 18 June 1972. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 43, n. 4, p. 293-306, 1981.

European Space Operations Center (ESOC). **The International GPS Service (IGS) Ionosphere Working Group (Iono_WG) activities**. Disponível em: <http://nng.esoc.esa.de/gps/refs/Antarctic_Geodesy_Symposium_2001.pdf>. Acesso em: 25 jan. 2004.

Farley, D. T.; Bonelli, E.; Fejer, B. G.; Larsen, M. F. The prereversal enhancement of the zonal electric field in the equatorial ionosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, p. 13,723-13,728, 1986.

Federal Geodetic Control Subcommittee (FGCS). **Statement by the president regarding the United States' decision to stop degrading Global Positioning System accuracy**. Disponível em: <http://www.ngs.noaa.gov/FGCS/info/sans_SA/docs/statement.html>. Acesso em: 06 set. 2003a.

Federal Geodetic Control Subcommittee (FGCS). **Comparison of positions with and without Selective Availability (SA)**. Disponível em: <http://www.ngs.noaa.gov/FGCS/info/sans_SA/compare/ERLA.htm>. Acesso em: 06 set. 2003b.

Federal Geodetic Control Subcommittee (FGCS). **GPS and Selective Availability talking points**. Disponível em: <http://www.ngs.noaa.gov/FGCS/info/sans_SA/docs/GPS_SA_Event_Talking_Point_s.pdf>. Acesso em: 06 set. 2003c.

Federation of American Scientists (FAS). **GPS Block II R**. Disponível em: <http://www.fas.org/spp/military/program/nav/gps_2r.htm>. Acesso em: 10 set. 2003c.

Fedrizzi, M. **Observações do conteúdo eletrônico total com dados do GPS**. 1999. 142 p. (INPE-7259-TDI/703). Dissertação (Mestrado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999.

Fedrizzi, M.; de Paula, E. R.; Kantor, I. J. Ionospheric effects of the August 26, 1998 magnetic storm over South America. In: International Beacon Satellite Symposium 2001, June 4-6, 2001, Boston. **Proceedings...** 2001a. p. 181-185.

Fedrizzi, M.; Langley, R. B.; Komjathy, A.; Santos, M. C.; de Paula, E. R.; Kantor, I. J. The low-latitude ionosphere: monitoring its behaviour with GPS. In: ION GPS-2001, September 11-14, 2001, Salt Lake City. **Proceedings...** Institute of Navigation, 2001b. p. 2468-2475. 1 CD-ROM.

Fedrizzi, M.; de Paula, E. R.; Kantor, I. J.; Langley, R. B.; Santos, M. C.; Komjathy, A. Mapping the low-latitude ionosphere with GPS. **GPS World**, v. 13, n. 2, p. 41-47, 2001c.

Fejer, B. G.; Larsen, M. F.; Farley, D. T. Equatorial disturbance dynamo electric fields. **Geophysical Research Letters**, v. 10, n. 7, p. 537-540, 1983.

Fejer, B. G. Equatorial ionospheric electric fields associated with magnetospheric disturbances. In: Kamide, Y.; Slavin, J. A. (ed). **Solar wind-magnetosphere coupling**. Tokyo: Terra Scientific, 1986. Cap. 3, p. 519-545. (Astrophysics and Space Science Library, 126).

Fejer, B. G.; Spiro, W. R.; Wolf, A. R.; Foster, J. C. Latitudinal variation of perturbation electric fields during magnetically disturbed periods: 1986 SUNDIAL observations and model results. **Annales Geophysicae**, v. 8, n. 6, p. 441-454, 1990.

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

Fejer, B. G.; Scherliess, L. Time dependent response of equatorial ionospheric electric fields to magnetospheric disturbances. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 7, p. 851-854, 1995.

Fejer, B. G. The electrodynamics of the low latitude ionosphere: recent results and future challenges. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, n. 13, p. 1465-1482, 1997.

Fejer, B. G. **Fossil winds**. (comunicação pessoal). Mensagem recebida por <gonzalez@dge.inpe.br> em 8 dez. 1999.

Fejer, B. G. **Dínamo perturbado e “storm-enhanced density”(SED)**. (comunicação pessoal). INPE, São José dos Campos, 2003.

Field, P. R.; Rishbeth, H. The response of ionospheric F2-layer to geomagnetic activity: an analysis of worldwide data. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, n. 2, p. 163-180, 1997.

Fonseca Jr., E. S. **O sistema GPS como ferramenta para avaliação da refração ionosférica no Brasil**. 2002. 176p. Tese (Doutorado em Engenharia de Transportes) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

Fontana, R.D.; Cheung, W.; Stansell, T. The modernized L2 civil signal. **GPS World**, v. 12, n. 9, p. 28-34, 2001.

Förster, M.; Jakowski, N. Geomagnetic storm effects on the topside ionosphere and plasmasphere: a compact tutorial and new results. **Surveys in Geophysics**, v. 21, p. 47-87, 2000.

Fortes, L. P.; Cannon, M. E.; Lachapelle, G. Testing a multi-reference GPS station network for OTF positioning in Brazil. In: ION GPS-2000, September 19-22, 2000, Salt Lake City. **Proceedings...** Institute of Navigation, 2000. p. 1133-1142. 1 CD-ROM. Disponível em: <<http://www.geomatics.ucalgary.ca/~cannon/00GPSLP.pdf>>. Acesso em: 29 out. 2003.

Fortes, L. P. **Satélites GPS e receptores GPS**. (comunicação pessoal). INPE, São José dos Campos, 2003.

Foster, J. C. Storm Time Plasma Transport at Middle and High Latitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. A2, p. 1675-1689, 1993.

Foster, J. C.; Erickson, P. J.; Coster, A. J.; Goldstein, J.; Rich, F. J. Ionospheric signatures of plasmaspheric tails. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 13, 10.1029/2002GL015067, 2002.

Fraile-Ordóñez, J. M. Ionospheric total electron content determination from dual frequency GPS measurements for real-time applications in satellite navigation. **Journal for Satellite-based Positioning, Navigation and Communication**, n. 3, September, 1995.

Freymueller, J. T. **PhasEdit**. (comunicação pessoal). Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, June, 2001.

Fuller-Rowell, T. J.; Codrescu, M. V.; Moffett, R. J.; Quegan, S. Response of the thermosphere and ionosphere to geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. A3, p. 3893-3914, 1994.

Fuller-Rowell, T. J.; Codrescu, M. V.; Roble, R. G.; Richmond, A. D. How does the thermosphere and ionosphere react to a geomagnetic storm? In: Tsurutani, B. T.; Gonzalez, W. D.; Kamide, Y.; Arballo, J. L. (ed). **Magnetic Storm**. Washington: American Geophysical Union, 1997. p. 203-225.

Garcia, F. J.; Kelley, M. C.; Makela, J. J.; Huang, C.-S. Airglow observations of mesoscale low-velocity traveling ionospheric disturbances at midlatitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. A8, p. 18407-18415, 2000.

Gelb, A. **Applied optimal estimation**. Cambridge: MIT Press, 1974. 374 p.

GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ). **Geomagnetic Kp Index**. Disponível em: <http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/GeoMag/niemegk/kp_index/kp.html>. Acesso em: 12 jul. 2003.

Goddard Space Flight Center (GSFC). **The perfect solar storm - SOHO spacecraft blasted by intense solar storm**. Disponível em: <http://www.gsfc.nasa.gov/topstory/20000714solarstorm_cme.html>. Acesso em: 22 set. 2003.

Gonzalez, W. D.; Joselyn, J. A.; Kamide, Y.; Kroehl, H. W.; Rostoker, G.; Tsurutani, B. T.; Vasyliunas, V. M. What is a geomagnetic storm? **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. A4, p. 5771-5792, 1994.

Grassmann, V. **March 31, 2001 Geomagnetic storm**. Disponível em: <http://www.df5ai.net/ArticlesDL/Aurora_310301/A310301_hist.html>. Acesso em: 09 nov. 2003.

Greenspan, M. E.; Rasmussen, C. E.; Burke, W. J.; Abdu, M. A. Equatorial density depletions observed at 840 km during the great magnetic storm of March 1989. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A8, p. 13931-13942, 1991.

Grewal, M. S.; Andrews, A. P. **Kalman filtering theory and practice**. 2. ed. New York: John Wiley, 2001. 401 p.

Hargreaves, J. K. **The solar-terrestrial environment**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 420 p.

Hernández-Pajares, M.; Juan, J. M.; Sanz, J. New approaches in global ionospheric determination using ground GPS data. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, p. 1237-1247, 1999.

Hernández-Pajares, M. **Performance of IGS ionosphere TEC maps**. IGS Iono WG Report (March 2003). Disponível em:
<http://maite152.upc.es/~ionex3/doc/IGS_IONO_report_April2003_7.pdf>. Acesso em: 16 fev. 2004.

Ho, C. M.; Mannucci, A. J.; Lindqwister, U. J.; Pi, X.; Tsurutani, B. T. Global ionosphere perturbations monitored by the worldwide GPS network. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 22, p. 3219-3222, 1996.

Ho, C. M.; Wilson, B. D.; Mannucci, A. J.; Lindqwister, U. J.; Yuan, D. N. A comparative study of ionospheric total electron content measurements using global ionospheric maps of GPS, TOPEX radar, and the Bent model. **Radio Science**, v. 32, n. 4, p. 1499-1512, 1997.

Ho, C. M.; Mannucci, A. J.; Lindqwister, U. J.; Pi, X.; Tsurutani, B. T.; Sparks, L.; Iijima, B. A.; Wilson, B. D.; Harris, I.; Reyes, M. J. Global ionospheric TEC variations during January 10, 1997 storm. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 14, p. 2589-2592, 1998a.

Ho, C. M.; Mannucci, A. J.; Sparks, L.; Pi, X.; Lindqwister, U. J.; Wilson, B. D.; Iijima, B. A.; Reyes, M. J. Ionospheric total electron content perturbations monitored by the GPS global network during two northern hemisphere winter storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. A11, p. 26409-26420, 1998b.

Hofmann-Wellenhof, B.; Lichtenegger, H.; Collins, J. **GPS - theory and practice**. 3. ed. Wien: Springer-Verlag, 1994. 355 p.

Hofmann-Wellenhof, B.; Lichtenegger, H.; Collins, J. **GPS - theory and practice**. 5. ed. Wien: Springer-Verlag, 2001. 390 p.

Iijima, B. A.; Harris, I. L.; Ho, C. M.; Lindqwister, U. J.; Mannucci, A. J.; Pi, X.; Reyes, M. J.; Sparks, L. C.; Wilson, B. D. Automated daily process for global ionospheric total electron content maps and satellite ocean altimeter ionospheric calibration based on Global Positioning System data. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, p. 1205-1218, 1999.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC)**. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em: 16 set. 2003.

International Earth Rotation Service (IERS). **Information on UTC - TAI**. Disponível em: <<http://hpiers.obspm.fr/iers/bul/bulc/bulletinc.dat>>. Acesso em: 04 set. 2003.

International GPS Service (IGS). **IGS products**. Disponível em: <<http://igsceb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>>. Acesso em: 08 fev. 2004.

IPS Radio and Space Services (IPS). **Ionosonde Network Advisory Group**. Disponível em: <<http://www.ips.gov.au/IPSHosted/INAG/>>. Acesso em: 30 abr. 2003.

Iyemori, T.; Araki, T.; Kamei, T.; Takeda, M. **Mid-latitude geomagnetic indices “ASY” and “SYM” for 1999 (provisional)**. Disponível em:

<<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/aeasy/asy.pdf>>. Acesso em: 16 nov. 2003.

Jakowski, N.; Jungstand, A.; Schlegel, K.; Kohl, H.; Rinnert, K. The ionospheric response to perturbation electric fields during the onset phase of geomagnetic storms. **Canadian Journal of Physics**, v. 70, p. 575-581, 1992.

Jakowski, N. TEC monitoring by using satellite positioning systems. In: Kohl, H. et al. (ed). **Modern ionospheric science**. Katlenburg-Lindau, European Geophysical Society, 1996. p. 371-390.

Jakowski, N.; Schlüter, S.; Sardón, E. Total electron content of the ionosphere during the geomagnetic storm on 10 January 1997. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, p. 299-307, 1999.

Jakowski, N.; Heise, S.; Wehrenpfennig, A.; Schlüter, S. TEC monitoring by GPS - a possible contribution to space weather monitoring. **Physics and Chemistry of the Earth (C)**, v. 26, n. 8, p. 609-613, 2001.

Jakowski, N.; Heise, S.; Wehrenpfennig, A.; Schlüter, S.; Reimer, R. GPS/GLONASS-based TEC measurements as a contributor for space weather forecast. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, p. 729-735, 2002.

Jet Propulsion Laboratory (JPL). **Ionospheric and atmospheric remote sensing**. Disponível em: <<http://iono.jpl.nasa.gov/>>. Acesso em: 01 nov. 2003.

Jet Propulsion Laboratory (JPL). **Ocean surface topography from space**. Disponível em: <<http://topex-www.jpl.nasa.gov/index.html>>. Acesso em: 16 fev. 2004.

Joint Program Office (JPO). **Operational control segment description**. Disponível em: <<http://gps.losangeles.af.mil/control/index.htm>>. Acesso em: 20 set. 2003.

Joint Program Office (JPO). **GPS overview**. Disponível em: <<http://gps.losangeles.af.mil/jpo/gpsoverview.htm>>. Acesso em: 10 fev. 2004.

Kamei, T.; Sugiura, M.; Araki, T. **On AE index (description in the data book No25)**. Disponível em: <<http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jp/ae2/onAEindex.html>>. Acesso em: 28 set. 2000.

Kantor, I. J. **Conteúdo eletrônico da ionosfera e a utilização de satélites geostacionários**. São José dos Campos: INPE, 1969. 1v. Relatório interno. (Não publicado).

Kantor, I. J.; Fedrizzi, M. Uma metodologia para obtenção do TEC através do GPS. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 5., São Paulo, 1997. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1997. v. 2, p. 1112-1112.

Kantor, I. J.; Fedrizzi, M.; de Paula, E. R. Total electron content from GPS measurements over the Brazilian region. **Geofísica Internacional**, v. 39, n. 1, p. 81-85, 2000.

Kappenman, J. Review of March 31, 2001 geomagnetic storm activity. **Metatech corporation**. Disponível em: <http://www.metatech-aps.com/Summary/2001/GeomagneticStormSummary03_31.pdf>. Acesso em: 08 nov. 2003.

Kelley, M. C. **The earth's ionosphere**. San Diego: Academic Press, 1989. 486 p. (International Geophysics Series, 43)

Kelley, M. C.; Garcia, F.; Makela, J.; Fan, T.; Mak, E.; Sia, C.; Alcocer, D. Highly structured tropical airglow and TEC signatures during strong geomagnetic activity. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n.4, p. 465-468, 2000.

Kikuchi, T.; Araki, T.; Maeda, H.; Maekawa, K. Transmission of polar electric fields to the equator. **Nature**, v. 273, p. 650-651, 1978.

Kikuchi, T.; Araki, T. Horizontal transmission of the polar electric field to the equator. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 41, p. 927-936, 1979.

Kikuchi, T.; Lühr, H.; Kitamura, T.; Saka, O.; Schlegel, K. Direct penetration of the polar electric field to the equator during a DP 2 event as detected by the auroral and equatorial magnetometer chains and the EISCAT radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. A8, p. 17161-17173, 1996.

Klobuchar, J. A. Ionospheric total electron content (TEC). In: Jursa, A.S. (ed). **Handbook of geophysics and space environment**. Springfield: Air Force Geophysics Laboratory, 1985. Cap. 10, section 10.9, p. 10-89 – 10-96.

Klobuchar, J. A. Design and characteristics of the GPS ionospheric time delay algorithm for single-frequency users. In: PLANS-86 conference, 4-7 November, 1986, Las Vegas. **Proceedings...** [S.d.t.]. p.280-286.

Klobuchar, J. A. Ionospheric time-delay algorithm for single-frequency GPS users. **IEEE Transactions on Aerospace and Electronics Systems**, v. AES-23, n. 3, p. 325-331, 1987.

Klobuchar, J. A. Ionospheric effects on GPS. In: Parkinson, B. W.; Spilker Jr. J. J. (ed). **Global Positioning System: theory and applications**. Washington: AIAA, 1996. Cap. 12, p. 485-515. (Progress in Astronautics and Aeronautics, 163).

Komjathy, A. **Global ionospheric total electron content mapping using the Global Positioning System**. New Brunswick. 248 p. (Technical Report No. 188). Ph. D. dissertation. University of New Brunswick, September, 1997.

Lachapelle, G; Cannon, M. E. GPS antennas. **High accuracy kinematic GPS positioning techniques and applications**. Alexandria: Navtech Seminars & GPS Supply, 2001. (ION-GPS 2001 Tutorial, Salt Lake City, September 10, 2001).

Langley, R. B. Propagation of the GPS signals. In: Kleusberg, A; Teunissen, P.J.G. (ed). **GPS for geodesy**. Delft: Netherlands Geodetic Commission, 1995a. Cap. 3. (International School, Delft, the Netherlands, March 26 - April 1, 1995). Monografia.

Langley, R. B. GPS receivers and the observables. In: Kleusberg, A; Teunissen, P.J.G. (ed). **GPS for geodesy**. Delft: Netherlands Geodetic Commission, 1995b. Cap. 4. (International School, Delft, the Netherlands, March 26 - April 1, 1995). Monografia.

Lanyi, G. E.; Roth, T. A comparison of mapped and measured total ionospheric electron content using Global Positioning System and beacon satellite observations. **Radio Science**, v. 23, p. 483-492, 1988.

Leick, A. **GPS satellite surveying**. 2. ed. New York: John Wiley, 1995. 559 p.

Levy, L. J. The Kalman filter: navigation's integration workhorse. **GPS World**, v. 8, n. 9, p. 65-71, 1997.

Liu, J. Y.; Tsai, H. F.; Wu, C. C.; Tseng, C. L.; Tsai, L. C.; Tsai, W. H.; Liou, K.; Chao, J. K. The effect of geomagnetic storm on ionospheric total electron content at the equatorial anomaly region.. **Advances in Space Research**, v. 24, n. 11, p. 1491-1494, 1999.

Lu, G.; Richmond, A. D.; Emery, B. A.; Roble, R. G. Magnetosphere-ionosphere-thermosphere coupling: effect of neutral winds on energy transfer and field-aligned current. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. A10, p. 19643-19659, 1995.

Lu, G.; Pi, X.; Richmond, A. D.; Roble, R. G. Variations of total electron content during geomagnetic disturbances: a model/observation comparison. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 3, p. 253-256, 1998.

Lui, A. T. Y. Tutorial on geomagnetic storms and substorms. **IEEE Transactions on Plasma Science**, v. 28, n. 6, p. 1854-1866, 2000.

Lunt, N.; Kersley, L.; Bailey, G. J. The influence of the protonosphere on GPS observations: model simulations. **Radio Science**, v. 34, n. 3, p. 725-732, 1999a.

Lunt, N.; Kersley, L.; Bishop, G. J.; Mazzella Jr. A. J. The contribution of the protonosphere to GPS total electron content: experimental measurements. **Radio Science**, v. 34, n. 5, p. 1273-1280, 1999b.

MacPherson, B.; González, S. A.; Pi, X.; Kelley, M.; Bailey, G. J.; Sulzer, M. P.; Hajj, G.; Buonsanto, M., Wang, C. Comparisons between SUPIM simulations and measured TEC for the January, 1997 storm. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 18, p. 2845-2848, 2000.

Mannucci, A. J.; Wilson, B. D.; Edwards, C. D. A new method for monitoring the earth's ionospheric total electron content using GPS global network. In: ION GPS-93, September 22-24, 1993, Salt Lake City. **Proceedings...** Institute of Navigation, v. 2, p. 1323-1332, 1993.

Mannucci, A. J.; Wilson, B. D.; Yuan, D. N.; Ho, C. H.; Lindqwister, U. J.; Runge, T. F. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric total electron content measurements. **Radio Science**, v. 33, n. 3, p. 565-582, 1998.

Mannucci, A. J.; Iijima, B.; Sparks, L.; Pi, X.; Wilson, B. D.; Lindqwister, U. J. Assessment of global TEC mapping using a three-dimensional electron density model. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, p. 1227-1236, 1999a.

Mannucci, A. J.; Iijima, B. A.; Lindqwister, U. J.; Pi, X.; Sparks, L.; Wilson, B. D. GPS and Ionosphere. In: Stone, W. R. (ed). **Review of radio science 1996-1999**. Oxford: Oxford University, 1999b. p. 625-665.

Mazaudier, C.; Venkateswaran, S. V. Delayed ionospheric effects of the geomagnetic storms of March 22, 1979 studied by sixth co-ordinated data analysis workshop (CDAW-6). **Annales Geophysicae**, v. 8, n. 7-8, p. 511-518, 1990.

McDonald, K. D.; Hegarty, C. Post-modernization GPS performance capabilities. **Fundamentals of GPS II**. Alexandria: Navtech Seminars & GPS Supply, 2001. Appendix 5-1. (ION-GPS 2001 Tutorial, Salt Lake City, September 10, 2001).

Meadows, P. **Solar observing** (glossary). Disponível em: <<http://www.meadows3.demon.co.uk/html/glossary.html>>. Acesso em: 11 fev. 2004.

Merrigan, M. J.; Swift, E. R.; Wong, R. F.; Saffel, J. T. A refinement to the World Geodetic System 1984 reference frame. In: ION GPS-2002, September 24-27, 2002, Portland. **Proceedings...** Institute of Navigation, 2002. p. 1519-1529. 1 CD-ROM. Disponível em: <<http://www.nima.mil/GandG/sathtml/IONReport8-20-02.pdf>>. Acesso em: 09 set. 2003.

Miller, K. L.; Torr, D. G.; Richards, P. G. Meridional winds in the thermosphere derived from measurements of F-layer height. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. A4, p. 4531-4535, 1986.

Monico, J. F. G. **Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS**: descrição, fundamentos e aplicações. São Paulo: UNESP, 2000. 287 p.

Musman, S.; Mader, G.; Dutton, C. E. Total electron content changes in the ionosphere during the January 10, 1997 disturbance. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 15, p. 3055-3058, 1998.

Orús, R.; Hernández-Pajarez, M.; Juan, J. M.; Sanz, J.; García-Fernandez, M. Performance of different TEC models to provide GPS ionospheric corrections. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 18, p. 2055-2062, 2002.

University of Oulu. **Space physics textbook**. Disponível em:
<<http://www.oulu.fi/~spaceweb/textbook/>>. Acesso em: 31 jul. 2003.

Parkinson, B. W. Introduction and heritage of NAVSTAR, the Global Positioning System. In: Parkinson, B. W.; Spilker Jr. J. J. (ed). **Global Positioning System: theory and applications**. Washington: AIAA, 1996. Cap. 1, p. 3-28. (Progress in Astronautics and Aeronautics, 163).

Prölss, G. W. Magnetic storm associated perturbations of the upper atmosphere: recent results obtained by satellite-borne gas analysers. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 18, n. 1, p. 183-202, 1980.

Prölss, G. W. Perturbation of the low-latitude upper atmosphere during magnetic substorm activity. **Journal of Geophysical Research**, v. 87, n. A7, p. 5260-5266, 1982.

Prölss, G. W.; Brace, L. H.; Mayr, H. G.; Carignan, G. R.; Killeen, T. L.; Klobuchar, J. A. Ionospheric storm effects at subauroral latitudes: a case study. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A2, p. 1275-1288, 1991.

Prölss, G. W. Ionospheric F-region storms. In: Volland, H. (ed). **Handbook of atmospheric electrodynamics**. Boca Raton: CRC Press, 1995, v. 2, cap. 8, p. 195-248.

Prölss, G. W. Magnetic storm associated perturbations of the upper atmosphere. In: Tsurutani, B. T.; Gonzalez, W. D.; Kamide, Y.; Arballo, J. L. (ed). **Magnetic storms**. Washington: American Geophysical Union, 1997. p. 227-241.

Richmond, A. D.; Matsushita, S. Thermospheric response to a magnetic substorm. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 19, p. 2839-2850, 1975.

Richmond, A. D. The ionosphere. In: Akasofu, S. I; Kamide, Y. (ed). **The solar wind and the earth**. Tokyo: Terra Scientific, 1987, cap. 7, p. 125-140.

Richmond, A. D. Ionospheric Electrodynamics. In: Volland, H. (ed). **Handbook of atmospheric electrodynamics**. Boca Raton: CRC Press, 1995, v. 2, cap. 9, p. 249-290.

Rishbeth, H.; Garriott, O. K. **Introduction to ionospheric physics**. New York: Academic Press, 1969. 331 p.

Rishbeth, H. Thermospheric winds and the F-region: a review. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 34, p. 1-47, 1972.

Rishbeth, H. F-region storms and thermospheric circulation. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 37, p. 1055-1064, 1975.

Rishbeth, H. Ion drag effects in the thermosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 41, p. 885-894, 1979.

Rishbeth, H. How the thermospheric circulation affects the ionosphere F2-layer. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 60, p. 1385-1402, 1998.

Rodger, A. S.; Jarvis, M. J. Ionospheric research 50 years ago, today and tomorrow. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 62, n. 17-18, p. 1629-1645, 2000.

Rodrigues, F. S. **Estudo das irregularidades ionosféricas equatoriais utilizando sinais GPS**. 2003. 175 p. (INPE-15222-TDI/1315). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

Rostoker, G. Geomagnetic indices. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 10, n. 4, p. 935-950, 1972.

Rostoker, G.; Friedrich, E.; Dobbs, M. Physics of magnetic storms. In: Tsurutani, B. T.; Gonzalez, W. D.; Kamide, Y.; Arballo, J. L. (ed). **Magnetic storms**. Washington: American Geophysical Union, 1997. p. 149-160.

Russel, C. T. **The magnetosphere**. Disponível em: < <http://www-ssc.igpp.ucla.edu/ssc/tutorial/magnetosphere.html>>. Acesso em: 25 jul. 2003.

Saito, A.; Fukao, S.; Miyazaki, S. High resolution mapping of TEC perturbations with the GSI GPS network over Japan. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 16, p. 3079-3082, 1998.

Saito, A.; Nishimura, M.; Yamamoto, M.; Fukao, S.; Kubota, M.; Shiokawa, K.; Otsuka, Y.; Tsugawa, T.; Ogawa, T.; Ishii, M.; Sakanoi, T.; Miyazaki, S. Traveling ionospheric disturbances detected in the FRONT campaign. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n.4, p. 689-692, 2001.

Sardón, E.; Rius, A.; Zarraoa, N. Estimation of the transmitter and receiver differential biases and the ionospheric total electron content from Global Positioning System observations. **Radio Science**, v. 29, p. 577-586, 1994.

Sardón, E.; Zarraoa, N. Estimation of total electron content using GPS data: how stable are the differential satellite and receiver instrumental biases? **Radio Science**, v. 32, n. 5, p. 1899-1910, September-October 1997.

Sastri, J. H. Equatorial electric fields of ionospheric disturbance dynamo origin. **Annales Geophysicae**, v. 6, n. 6, p. 635-642, 1988.

Scherliess, L.; Fejer, B. G. Storm time dependence of equatorial disturbance dynamo zonal electric fields. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. A11, p. 24037-24046, 1997.

Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC). **Permanent GPS site arrays**. Disponível em: <<http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/dbShowArraySitesMap.cgi>>. Acesso em: 16 set. 2003.

Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC). **All GPS networks in SOPAC database**. Disponível em: <<http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/smi>>. Acesso em: 08 jan. 2004.

Seeber, G. **Satellite geodesy: foundations, methods and applications**. Berlim: Walter de Gruyter, 1993. 531 p.

Seeber, G. **Satellite geodesy**. 2.ed. Berlim: Walter de Gruyter, 2003. 589 p.

Skolnik, M. I. **Radar handbook**. New York: McGraw-Hill, 1970. 1505 p.

Skone, S. Wide area ionosphere modeling in the equatorial region during a magnetic storm event. In: 2000 National Technical Meeting, January 26-28, 2000, Anaheim, CA. **Proceedings...** Institute of Navigation, 2000. p. 481-489. 1 CD-ROM.

Souza, J. R. **Estudo do conteúdo eletrônico total ionosférico**. 1992. 70 p. (INPE-5417-TDI/481). Dissertação (Mestrado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1992.

Spilker Jr., J. J. GPS navigation data. In: Parkinson, B. W.; Spilker Jr. J. J. (ed). **Global Positioning System: theory and applications**. Washington: AIAA, 1996. Cap. 4, p. 121-176. (Progress in Astronautics and Aeronautics, 163).

Spilker Jr., J. J.; Parkinson, B.W. Overview of GPS operation and design. In: Parkinson, B. W.; Spilker Jr. J. J. (ed). **Global Positioning System: theory and applications**. Washington: AIAA, 1996. Cap. 2, p. 29-55. (Progress in Astronautics and Aeronautics, 163).

Spiro, W. R.; Wolf, A. R.; Fejer, B. G. Penetration of high-latitude-electric-field effects to low-latitudes during SUNDIAL 1984. **Annales Geophysicae**, v. 6, n. 1, p. 39-50, 1988.

Sugiura, M.; Kamei T. **On Dst index (description in the IAGA bulletin No40)**. Disponível em: <<http://swdcd.db.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst2/onDstindex.html>>. Acesso em: 28 set. 2000.

Sunspot Index Data Center (SIDC). **Sunspot index graphics**. Disponível em: <<http://sidc.oma.be/html/wolfimms.html>>. Acesso em: 11 fev. 2004.

Tiberius, C.; de Jong, K. Developments in global navigation satellite systems - GPS modernised, Galileo launched. **The Hydrographical Journal**, n. 104, 2002.

Disponível em: <<http://www.hydrographicsociety.org/Articles/journal/2002/104-1.htm>>. Acesso em: 04 set. 2003.

Titheridge, J. E. The electron content of the southern mid-latitude ionosphere.

Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, v. 35, p. 981-1002, 1973.

Titheridge, J. E.; Buonsanto, M. J. A comparison of northern and southern hemisphere TEC storm behaviour. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 50, n. 9, p. 763-780, 1988.

Titheridge, J. E. Winds in the ionosphere - a review. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 57, n. 14, p. 1681-1714, 1995.

TOPEX/Poseidon. **Ocean surface topography from space**. Disponível em:

<<http://topex-www.jpl.nasa.gov/>>. Acesso em: 21 nov. 2003.

Tsurutani, B. T.; Gonzalez, W. D. Magnetic Storms. In: Suess, S. T.; Tsurutani, B. T. (ed). **From the sun: auroras, magnetic storms, solar flares, cosmic rays**.

Washington: American Geophysical Union, 1998. p. 57-66.

United States Army Corps of Engineers (USACE). **GPS absolute positioning determination concepts, errors, and accuracies**. Cap. 4. July, 2003a. Disponível em: <<http://www.usace.army.mil/inet/usace-docs/eng-manuals/em1110-1-1003/c-4.pdf>>. Acesso em: 09 fev. 2004.

United States Army Corps of Engineers (USACE). **Differential or relative positioning determination concepts**. Cap. 5. July, 2003b. Disponível em: <<http://www.usace.army.mil/inet/usace-docs/eng-manuals/em1110-1-1003/c-5.pdf>>. Acesso em: 09 fev. 2004.

University NAVSTAR Consortium (UNAVCO). **TEQC**: the toolkit for GPS/GLONASS data. Disponível em:
<<http://www.unavco.org/facility/software/teqc/teqc.html>>. Acesso em: 14 fev. 2004.

U. S. Guard Coast (USGC). **GPS modernization**. Disponível em:
<<http://www.navcen.uscg.gov/gps/modernization/default.htm>>. Acesso em: 05 set. 2003a.

U. S. Naval Observatory (USNO). **Current GPS constellation**. Disponível em:
<<http://tycho.usno.navy.mil/gpscurr.html>>. Acesso em: 03 set. 2003a.

U. S. Naval Observatory (USNO). **GPS capabilities**. Disponível em:
<<http://tycho.usno.navy.mil/gpsinfo.html>>. Acesso em: 03 set. 2003b.

U. S. Naval Observatory (USNO). **USNO master clock**. Disponível em:
<<http://tycho.usno.navy.mil/master.html>>. Acesso em: 04 set. 2003c.

U. S. Naval Observatory (USNO). **GPS week number rollover**. Disponível em:
<http://tycho.usno.navy.mil/gps_week.html>. Acesso em: 04 set. 2003d.

U. S. Naval Observatory (USNO). **Leap seconds**. Disponível em:
<<http://tycho.usno.navy.mil/leapsec.html>>. Acesso em: 04 set. 2003e.

U. S. Naval Observatory (USNO). **Systems of time**. Disponível em:
<<http://tycho.usno.navy.mil/systemtime.html>>. Acesso em: 04 set. 2003f.

Vo, H. B.; Foster, J. C. A quantitative study of ionospheric density gradients at midlatitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. A10, p. 21555-21563, 2001.

Volland, H. Electrodinamic coupling between neutral atmosphere and ionosphere. In: Kohl, H.; Rüster, R.; Schlegel, K. (ed). **Modern ionospheric science**. Katlenburg-Lindau: European Geophysical Society, 1996. Cap. 5, p. 102-135.

Wanninger, L.; Seeber, G.; Campos, M. Use of GPS in the south of Brazil under severe ionospheric conditions. In: IAG Symposium G1 Joint Symposium IAG/PAIGH, IUGG General Assembly, August 13, 1991 Vienna. **Proceedings...** Vienna: IAG/PAIGH, 1991.

Wanninger, L.; Seeber, G.; Campos, M. Limitations of GPS in equatorial regions due to the ionosphere. In: International Conference Cartography - Geodesy, November 24-December 4, 1992, Maracaibo, Venezuela. **Proceedings...** IAG/PAIGH, 1992.

Wanninger, L. Monitoring total ionospheric electron content and ionospheric irregularities with GPS. In: Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy, 19-22 May, 1992, Hague. **Proceedings...** Publications on Geodesy, Delft, The Netherlands, n. 36, 1992.

Wanninger, L. Effects of the equatorial ionosphere on GPS. **GPS World**, v. 4, n. 7, p. 48-54, 1993.

Wessel, P., Smith, W. H. F. New, improved version of Generic Mapping Tools released, **EOS Transactions American Geophysical Union**, v. 79, p. 579, 1998.

Wessel, P., Smith, W. H. F. **GMT - The Generic Mapping Tools**. Disponível em: <<http://gmt.soest.hawaii.edu/>>. Acesso em: 28 out. 2003.

Wilson, B. D.; Mannucci, A. J. Instrumental biases in ionospheric measurements derived from GPS data. In: ION GPS-93, September 22-24, 1993, Salt Lake City. **Proceedings...** Institute of Navigation, v. 2, p. 1343-1351, 1993.

Wilson, B. D.; Mannucci, A. J.; Edwards, C. D. Subdaily northern hemisphere ionospheric maps using an extensive network of GPS receivers. **Radio Science**, v. 30, n. 3, p. 639-648, 1995.

Wilson, B. D.; Yinger, C. H.; Feess, W. A.; Shank, C. The broadcast interfrequency biases. **GPS World**, v. 10, n. 9, p. 56-65, 1999.

Wilson, B. D. **JPL contribution to the ionosphere WG meeting in Darmstadt.** Collection of Papers and Viewgraphs of IGS/IAACs Ionosphere Workshop, Darmstadt, January 17-18, 2002.