



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/05.10.21.43-TDI

ESTUDO DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL NA REGIÃO BRASILEIRA EM PERÍODOS MAGNETICAMENTE PERTURBADOS

Patrícia Mara de Siqueira Negreti

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Eurico Rodrigues de Paula, Mangalathayil Ali Abdu, e Walter Demetrio Gonzalez, aprovada em 28 de março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BS8S7H>>

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/mtc-m19/2012/05.10.21.43-TDI

ESTUDO DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL NA REGIÃO BRASILEIRA EM PERÍODOS MAGNETICAMENTE PERTURBADOS

Patrícia Mara de Siqueira Negreti

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Eurico Rodrigues de Paula, Mangalathayil Ali Abdu, e Walter Demetrio Gonzalez, aprovada em 28 de março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BS8S7H>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Negreti, Patrícia Mara de Siqueira.

N312e Estudo do conteúdo eletrônico total na região brasileira em períodos magneticamente perturbados / Patrícia Mara de Siqueira Negreti. – São José dos Campos : INPE, 2012.
xxxii + 291 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/05.10.21.43-TDI)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadores : Drs. Eurico Rodrigues de Paula, Mangalathayil Ali Abdu, e Walter Demetrio Gonzalez.

1. conteúdo eletrônico total. 2. ionosfera. 3. tempestades magnéticas. 4. Sistema de Posicionamento Global (GPS). I.Título.

CDU 550.388.2

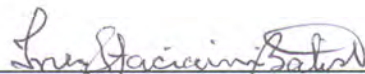
Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção 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.

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

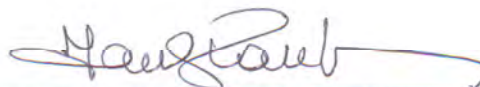
Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente
Solar-Terrestre

Dra. Inez Staciarini Batista



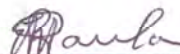
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Ivan Jelinek Kantor



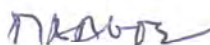
Vice-Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Eurico Rodrigues de Paula



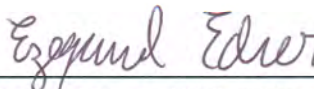
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Mangalathayil Ali Abdu



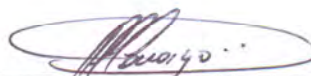
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Ezequiel Echer



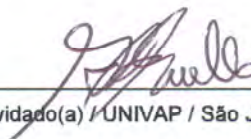
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Paulo de Oliveira Camargo



Convidado(a) / UNESP / Presidente Prudente - SP

Dr. Marcio Tadeu Assis Honorato Muella



Convidado(a) / UNIVAP / São José dos Campos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

() unanimidade

Aluno (a): Patrícia Mara de Siqueira

“The big lesson one learns from science is that the world is very simple in statement but very complex in execution (from which it can be said with certainty that any theory that is complex in statement and trivial in execution must be wrong).”

Sir Fred Hoyle (1994)

Dedico este trabalho a meus pais, a meu esposo e a meus filhos.

AGRADECIMENTOS

À Capes e CNPq, pelo suporte financeiro.

Aos orientadores, Drs. Eurico Rodrigues de Paula, Mangalathayil Abdu e Walter Gonzalez, pelas discussões e direcionamentos, em especial ao Dr. Eurico, pelo apoio e amizade.

Aos professores do curso de Geofísica Espacial, dos quais tive o privilégio de ser aluna, e que com muita experiência e sabedoria abriram novos horizontes diante de mim.

Aos Drs. Jonas Rodrigues de Souza, Alexandre Alvares Pimenta, Alisson Dal Lago e Polinaya Muralikrishna, que enquanto coordenadores do curso de Geofísica Espacial, desempenharam um papel muito maior do que suas obrigações diárias, comprometendo-se com o curso e com os alunos plenamente.

À Goreti, pela disponibilidade e paciência na preparação cuidadosa dos dados de digissonda utilizados neste trabalho. Ao Dr. Clézio Denardini, por disponibilizar os dados de magnetômetro da região brasileira. À Fátima Usifatti pelo apoio nas questões administrativas.

Ao SPG, por atender prontamente as questões relacionadas à minha jornada como aluna. Ao pessoal do SID-Biblioteca, pela cuidadosa revisão desta tese e por viabilizar o processo de submissão junto ao SPG.

Aos colegas Erica Diogo, Márcio, Ricardo, Paulo Alexandre, Cláudia, Amélia, Luiz Felipe e Anderson, pelo companheirismo e momentos de descontração.

Agradeço especialmente à minha preciosa família, meus pais, Dalvo e Ermelinda, meu esposo, João Flávio, meus filhos, Pedro Henrique, Vitor e Thiago, pois sem seu apoio e seu amor eu não teria alcançado mais essa vitória em minha vida.

RESUMO

Neste trabalho foram estudadas as respostas ionosféricas aos eventos de tempestades magnéticas intensas e muito intensas (super tempestades) ocorridas entre 2001 e 2006. O parâmetro estudado foi o Conteúdo Eletrônico Total (TEC), que retrata a dinâmica ionosférica durante as perturbações magnéticas. Nos eventos estudados neste trabalho, foi possível verificar a fase positiva da tempestade ionosférica, em que a característica principal foram os aumentos no TEC devido aos campos elétricos de penetração, inclusive com estabelecimento de um efeito fonte intensificado que resulta em um desenvolvimento da anomalia equatorial com cristas mais proeminentes e deslocadas para maiores latitudes. Foram observadas também a fase negativa da tempestade ionosférica, em que campos elétricos de dínamo perturbado e modificações na composição neutra causam diminuições no TEC, e a fase de recuperação, em que os níveis do TEC gradualmente retomam os valores do período calmo. A deriva vertical ionosférica sobre o equador geomagnético foi simulada utilizando uma rede neural baseada no método de magnetômetros, utilizando a diferença ΔH , que fornece uma aproximação realística do comportamento da deriva vertical ionosférica diurna, devido às variações observadas no eletrojato equatorial. Dessa forma, as derivas verticais diurnas foram simuladas em Jicamarca, no Brasil e nas Filipinas, para os períodos de tempestades magnéticas estudados nesse trabalho. As variações longitudinais observadas nas derivas e as respostas no TEC foram examinadas nessas três localidades. As derivas verticais diurnas simuladas foram utilizadas para calcular o campo elétrico zonal, denominado $E_{y\text{IONO}}$ neste trabalho, e examinar os eventos de penetração de campos elétricos, em que o campo zonal apresenta assinatura semelhante ao campo elétrico interplanetário ($E_{y\text{IEF}}$). Foram observados eventos em que o $E_{y\text{IONO}}$ apresentou assinatura semelhante ao $E_{y\text{IEF}}$ durante 2 e 7 horas seguidas, porém não foi possível concluir neste trabalho que ocorreu um evento de penetração de longa duração, pois as incursões negativas do $E_{y\text{IEF}}$ não são transmitidas com a mesma eficiência ao plano equatorial como ocorre nas incursões positivas. Dessa forma, os valores negativos do $E_{y\text{IEF}}$, que resultam de uma incursão para norte da componente B_z do campo magnético interplanetário, não foram observados serem transmitidos ao plano equatorial. Assim, neste trabalho assumiu-se que ocorreram eventos de *overshielding* durante as incursões para norte de B_z . A incursão negativa mais intensa da componente B_z observada neste trabalho (-52,2 nT) resultou na tempestade magnética mais intensa (Sym-H = -490 nT), resultando também nas modificações mais significativas no TEC, que apresentou aumentos de aproximadamente 300 %. Aumentos no TEC durante a ocorrência de um Evento HILDCAA (*High Intensity Long Duration Continuous AE Activity*) foram observados, em que os aumentos no TEC foram compatíveis com os observados durante as tempestades magnéticas (~ 100%) e aumentos no índice F10.7 durante a ocorrência de HILDCAA. O aumento no TEC durante esse fenômeno foi associado ao aumento no índice F10.7. Neste trabalho mostrou-se que o TEC responde majoritariamente às forças do vento solar, e mesmo na ausência de tempestades magnéticas, como durante o evento HILDCAA observado, as modificações nas forças do vento solar são responsáveis por causar aumentos significativos no TEC.

STUDY OF THE TOTAL ELECTRON CONTENT OVER BRAZILIAN REGION DURING MAGNETICALLY DISTURBED TIMES

ABSTRACT

This work presents a study of the ionospheric response to intense and very intense magnetic storms occurred from 2001 to 2006. The parameter studied here was the Total Electron Content (TEC) which reveals the ionospheric dynamic during geomagnetic disturbances. The events discussed in this study present the well known phases of ionospheric storms. We verified the positive phase of the ionospheric storm which presents increases in TEC due to the prompt penetration electric fields, and also the intensification of the fountain effect that generates the equatorial anomaly with prominent crests displaced to higher latitudes. The negative phase of the ionospheric storm was also observed when disturbance dynamo electric fields and changes in the neutral composition caused TEC decreases. The recovery phase of the ionospheric storms observed in this study showed the gradual recovery of TEC to quiet time values. The vertical plasma drifts over the geomagnetic equator were simulated using the dual magnetometer technique which provides a realistic estimate of the daytime vertical drift based on the equatorial electrojet variations. The vertical drifts were simulated for Peru, Brazil and Philippine sectors for the periods of the magnetic storms studied in this work. The longitudinal differences observed in the responses by the vertical drifts and the TEC were analyzed using the data from the three locations. The simulated vertical drifts were used to calculate the zonal electric field, denoted as $E_{y\text{IONO}}$ in this study, in order to verify the occurrence of penetration electric fields. During events of penetration electric fields the zonal electric field and the interplanetary electric field (IEF) present similar signatures. We verified similarities between $E_{y\text{IONO}}$ and $E_{y\text{IEF}}$ lasting from 2 to 7 hours but it was not possible to attribute them to long duration penetration electric fields. The reason is that the negative incursions of $E_{y\text{IEF}}$ were not transmitted to the equatorial plane with the same efficiency observed during the positive incursions. For that reason the negative incursions of $E_{y\text{IEF}}$ (occurred during northward incursions of the interplanetary magnetic field B_z) and the resulting negative vertical drifts observed over the geomagnetic equator were attributed to *overshielding* events. The most negative magnitude of IMF B_z observed in this study (-52.2 nT) resulted in the most intense magnetic storm analyzed here (Sym-H = -490 nT) and also the most remarkable TEC differences, which presented increases of about 300% compared to quiet time. One event of HILDCAA (High Intensity Long Duration Continuous AE Activity) phenomenon was observed and the TEC increases during the HILDCAA event were comparable to the TEC changes observed during magnetic storms (~100%). The main feature observed during the HILDCAA event was an increase in the F10.7 index and this was probably the cause of the TEC enhancements. In this work we show that TEC responds mostly to the solar wind forcing and significant TEC changes may occur even in the absence of magnetic storms as we could verify during the HILDCAA event analyzed here.

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
1.1. Evolução do número de manchas solares (<i>sunspot number</i>) no último ciclo solar.	3
1.2. Estações da RBMC em operação em 2010.	7
2.1. Perfis verticais padronizados dos principais constituintes ionosféricos existentes acima de 90 km: O ₂ ⁺ , N ₂ ⁺ , O ⁺ , H ⁺ e N ⁺	10
2.2. Perfil de densidade ionosférica (curva à esquerda) (semelhante à Figura 2.1) e perfil de temperatura atmosférica (curva à direita). São mostradas as altitudes típicas de vôos de aeronaves e órbitas baixas de satélites.	10
2.3. Magnetosfera terrestre.	12
2.4. Fases de uma tempestade magnética.	15
2.5. Padrões de ventos em períodos magneticamente calmos ($K_p < 3$, K_p médio $\approx 1,7$) obtidos de medidas do satélite WINDII, como função da hora local e latitude geográfica, para diferentes altitudes. O intervalo de contorno é 20 m/s.	20
2.6. Vista meridional das linhas de campo magnético conectando as regiões E e F equatoriais. São mostrados os campos elétrico (E) e magnético (B).	21
2.7. Sistemas Sq de correntes, durante períodos de equinócio e mínima atividade solar.	23
2.8. Perfis de condutividades (Hall, Pedersen e Paralela) diurnas (linhas sólidas) e noturnas (linhas tracejadas) na ionosfera terrestre.	24
2.9. Diagrama esquemático do transporte do plasma na região equatorial.	25
2.10. Mapa de TEC produzido a partir de arquivo IONEX, para o dia 04 de Janeiro de 2010 as 22:00 UT, mostrando os picos da AIE.	26
2.11. Esquerda: Efeito fonte simulado pelo modelo SUPIM para três setores longitudinais distintos, Jicamarca (Peru), Trivadrum (Índia) e Fortaleza (Brasil). A inclinação dos vetores de fluxo do plasma é causada por ventos trans-equatoriais. Direita: Localização geográfica do equador geomagnético (topo) e declinação magnética das três localidades estudadas (embaixo).	27
2.12. (Esquerda) Variação sazonal das derivas zonais médias durante períodos de fluxo solar alto e baixo. (Direita) Derivas zonais médias durante períodos de equinócio para fluxo solar baixo, moderado e alto.	30
2.13. Derivas verticais do plasma da região F sobre Jicamarca (Peru) baseadas em medidas do radar de espalhamento incoerente para diferentes fluxos solares e estações do ano.	31
2.14. Sistema de Ventos e Correntes formado durante o fenômeno de Dínamo Perturbado. Na figura são identificados: V_S (vento direcionado para o sul), V_W (vento direcionado para o oeste) E_P (campo elétrico de polarização), J_P (corrente Pedersen) e J_H (corrente Hall). A região da AMAS (Anomalia Magnética do Atlântico Sul), situada sobre a	

América do Sul, é identificada e refere-se à região em que o campo geomagnético tem sua intensidade diminuída.....	33
2.15. Esquema da convecção magnetosférica produzida na magnetosfera fechada por forças viscosas, como idealizado por Axford e Hines.	34
2.16. Campos elétricos de origem magnetosférica (amanhecer-crepúsculo) e no interior da camada de blindagem (crepúsculo-amanhecer).....	35
2.17. 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.	36
2.18. O diagrama da esquerda é uma esquematização baseada na teoria de uma corrente de anel parcial na magnetosfera interna; o Sol está à esquerda. O diagrama da direita sumariza as observações iniciais das correntes de grande escala de Birkeland sobre a ionosfera do hemisfério norte; o crepúsculo está à esquerda. Nota-se que as correntes na porção equatorial da oval auroral (correntes da região-2) estão entrando na ionosfera no lado do crepúsculo e saindo da ionosfera no lado do amanhecer.	38
2.19. Mapeamento dos campos elétricos magnetosféricos para a região auroral.	38
2.20. Conexão e reconexão entre o campo magnético terrestre e o IMF, quando este aponta para o sul, vista no plano meio-dia/meia-noite. \vec{E}_{sw} é o campo elétrico interplanetário e \vec{E}_I é o campo elétrico mapeado para a ionosfera através das linhas do campo magnético.....	39
2.21. Representação esquemática da conexão entre o dínamo do vento solar e o circuito ionosférico.....	40
2.22. Campo elétrico para leste medido em Sondrestrom (linha fina) e Jicamarca (linha em negrito).....	43
2.23. O quadro superior mostra a componente amanhecer-crepúsculo do campo elétrico interplanetário (IEF) obtida pelo satélite ACE. O quadro inferior mostra o campo elétrico para leste no plano equatorial, medido em Jicamarca (linha em negrito), e a componente amanhecer-crepúsculo do IEF medido pelo satélite ACE, filtrado e normalizado por um fator de 15 (linha fina).	44
2.24. Comparação entre o campo elétrico para leste medido em Jicamarca (linha em negrito, escala à esquerda) e a diferença entre as componentes horizontais dos magnetogramas de Jicamarca e Piura (linha fina, escala à direita).	45
2.25. 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.....	46

2.26.	Intensificação da anomalia equatorial no setor diurno devido à penetração de um campo elétrico para leste na magnetosfera interna, intensificando o campo elétrico zonal, na região equatorial. O TEC apresenta variações nos eventos de perturbações geomagnéticas.....	47
2.27.	Inibição da anomalia equatorial no setor diurno devido ao <i>overshielding</i>	48
2.28.	Cenário eletrodinâmico global da AIE durante uma perturbação geomagnética. O padrão acoplado hora da tempestade/hora local, para a deriva vertical no equador geomagnético obtido por Fejer (2002), é utilizado para retratar os efeitos breves nos tempos t_0 e t_1 de intensificação da AIE no setor após o pôr-do-Sol (PS) (direita) e a inibição da AIE no setor após a meia-noite (PM) (esquerda). Após um longo período de perturbação, ocorre o padrão oposto.....	50
3.1.	Variação diurna do TEC obtido por rotação Faraday, em Ascension Island (latitude magnética de 15° S), para vários dias de Setembro de 1979.	52
3.2.	Variação diurna do Conteúdo Eletrônico Total em Auckland, Nova Zelândia (34°S, 176°L), médias mensais entre Junho de 1965 e Janeiro de 1966, obtidas através do satélite geostacionário Syncom 3.....	53
3.3.	Variação com o ciclo solar do TEC, observado em Stanford, Califórnia (37° N, 112° O) utilizando a técnica de rotação de Faraday. Os satélites utilizados são indicados na figura.	54
3.4.	Fluxo solar F10.7 durante a missão TOPEX/Poseidon, de Agosto de 1992 até Outubro de 2005.....	55
3.5.	(esquerda) Um exemplo de medidas de TEC do TOPEX/Poseidon para a fase ascendente do satélite, obtida durante o período 89-91/2002. Os dados de TEC são codificados por cores de 0 a 120 TECU e mostrados nas localizações correspondentes de trajetória do satélite, no solo. A linha preta escura indica o equador geomagnético, enquanto as duas linhas pretas finas indicam as localizações de $\pm 30^\circ$ de latitude geomagnética. Também é mostrado (direita) um gráfico das horas locais magnéticas (MLT) correspondentes às observações de TEC indicando que o satélite cruzou o equador geomagnético por volta de 21:00 MLT.....	56
3.6.	Mapas de TEC normalizado para intervalos de 3 horas durante equinócio, mostrando os valores médios do TEC normalizado versus a latitude e longitude geomagnética (deslocada 69° para leste para coincidir com o meridiano geográfico de 0°). Os valores correspondem à média para todas as condições de fluxo solar e atividade geomagnética moderada ($K_p < 3,0$). A escala de cores para o TEC normalizado estende-se de 0,4 a 1,2.....	58
3.7.	Semelhante à Figura 3.6, para condições de solstício de Junho.....	59
3.8.	Semelhante à Figura 3.6, para condições de solstício de Dezembro.	60
3.9.	Mapas de TEC obtidos com dados do satélite TOPEX, para baixa (esquerda), média (centro) e alta (direita) atividade magnética, para condições de fluxo solar $F10.7 < 120$ e $F10.7 > 120$ (painéis superior e	

inferior, respectivamente). Os mapas correspondem a valores médios do TEC em cada agrupamento.	62
3.10. 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.	67
3.11. Variações sazonais e com a hora local na extensão da zona de composição perturbada na atmosfera neutra. A atividade magnética corresponde a condições muito perturbadas.	69
3.12. (Primeiro quadro) As variações na f_oF2 em função da hora de duração da tempestade em Kodaikanal (local de depressão da AIE, curva sólida), com média de 59 tempestades entre 1956-1957, mostrada em comparação às mudanças na componente horizontal do campo magnético (curva tracejada, escala à direita); (Segundo quadro) Resultados em Ahmedabad (local da crista da AIE, curva sólida), média de 65 tempestades entre 1953-1957. Os dois quadros inferiores mostram o padrão nas médias latitudes.	71
3.13. Resultados de estudo que utilizou dados de sondagem das regiões superiores da ionosfera durante a tempestade de 21-22 de Setembro de 1963 ($A_p = 44-126$, $K_p = 7^{\circ} - 7+$).	72
3.14. Estudos de caso da supressão da AIE em dias perturbados (curvas sólidas) versus dias calmos (linhas tracejadas) durante condições de inverno, outono e verão (hemisfério norte), utilizando perfis latitudinais de TEC da Universidade de Calcutá.	73
4.1. Sistema de eixos ortogonais x, y, z.	81
4.2. Medida da pseudodistância.	87
4.3. Modelo ionosférico de única camada.	95
4.4. Perda de ciclo nas observáveis de fase da portadora.	96
5.1. Localização das estações receptoras de GPS utilizadas para o cálculo do TEC neste trabalho.	103
5.2. Localização e identificação das estações receptoras da rede IGS (quadrados vermelhos), e de outras redes de estações receptoras de GPS espalhadas pelo globo e que compõem a base de dados SOPAC.	104
5.3. Estações da região da Indonésia e Filipinas utilizadas para cálculo de TEC neste setor longitudinal.	105
5.4. Localização e identificação das estações receptoras de GPS no setor das Filipinas e Indonésia.	105
5.5. Representação gráfica das coordenadas GSM.	109
5.6. Esquematização da rede neural <i>feed-forward</i> de 3 camadas desenvolvida em <i>Matlab</i>	117
5.7. Pressão do vento solar, IMF B_z e IEF E_y medidos pelo satélite Wind, e os campos elétricos ionosféricos medidos pelo radar de Jicamarca e derivados de medidas de magnetômetro de Jicamarca e Piura, em 22 e 23 de Setembro de 2002. As linhas verticais pontilhadas indicam o intervalo em que o IMF estava na configuração para sul e os campos	

elétricos ionosféricos aumentaram, entre 14:42UT e 17:12UT em 22 de Setembro.	121
6.1. Velocidade do vento solar (V_{SW}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 10 de Abril de 2001.	125
6.2. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observadas no período de 10 a 15 de Abril de 2001.	127
6.3. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada).	128
6.4. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 11 de Abril de 2001.	130
6.5. Mapas de TEC mostrando as alterações ionosféricas no dia 11 de Abril de 2001 às (a) 15:30 e 16:00 UT, (b) 17:00 e 17:30 UT, (c) 18:30 e 19:00 UT, (d) 20:00 e 20:30 UT, (e) 21:00 e 21:30 UT, (f) 22:00 e 23:00 UT. O dia 10 de Abril é apresentado como padrão de referência calmo. (continua).	131
6.6. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia 10 de Abril de 2001.	139
6.7. Idem à Figura 6.6, para o dia 11 de Abril de 2001.	140
6.8. Idem à Figura 6.6, para o dia 12 de Abril de 2001.	141
6.9. Idem à Figura 6.6, para o dia 13 de Abril de 2001.	142
6.10. Idem à Figura 6.6, para o dia 14 de Abril de 2001.	143
6.11. Idem à Figura 6.6, para o dia 15 de Abril de 2001.	144
6.12. Mapas de TEC obtidos às 17:00UT, 19:00UT, 21:00UT e 23:00UT para os dias (a) 10 de Abril (referência calmo), (b) 12 de Abril, (c) 13 de Abril, (d) 14 de Abril e (e) 15 de Abril.	145
6.13. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 10 a 15 de Abril de 2001 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético). .	150
6.14. Velocidade do vento solar (V_{SW}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 5 de Novembro de 2001. .	152
6.15. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca, observados no período de 04 a 09 de Novembro de 2001.	153
6.16. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia 05 de Novembro de 2001.	155
6.17. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 05 de Novembro de 2001.	156

6.18. Deriva vertical ionosférica simulada para Jicamarca (topo), para o Brasil (centro) e para o setor das Filipinas (embaixo), no dia 06 de Novembro de 2001.....	158
6.19. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia (a) 07 de Novembro de 2001. (b) 08 de Novembro de 2001 e (c) 09 de Novembro de 2001. (continua)	159
6.20. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 04 a 09 de Novembro de 2001 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético)..	162
6.21. Mapas de TEC obtidos às 17:00UT, 19:00UT, 21:00UT e 23:00UT para os dias (a) 04 de Novembro (referência calmo), (b) 05 de Novembro, (c) 06 de Novembro, (d) 07 de Novembro, (e) 08 de Novembro e (f) 09 de Novembro. (continua)	164
6.22. Conteúdo eletrônico total obtido na região das Filipinas, no período de 04 a 09 de Novembro de 2001. As estações receptoras de GPS utilizadas nos cálculos foram Kayt (topo) e Daej (embaixo).....	172
6.23. Velocidade do vento solar (V_{sw}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 03-04 de Setembro de 2002.....	174
6.24. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados no período de 02 a 05 de Setembro de 2002.	175
6.25. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , nos dias 04 e 05 de Setembro de 2002.	176
6.26. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia 04 de Setembro de 2002.....	177
6.27. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 02 a 05 de Setembro de 2002 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético)..	178
6.28. Mapas de TEC obtidos às 15:00, 17:00, 19:00, 21:00, 22:00 e 23:00UT para os dias (a) 02 de Setembro (referência calmo), (b) 03 de Setembro, (c) 04 de Setembro e (d) 05 de Setembro. (continua)	180
6.29. Velocidade do vento solar (V_{sw}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 07-08 de Setembro de 2002.	185
6.30. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados no período de 06 a 10 de Setembro de 2002.	186
6.31. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 07 de Setembro de 2002.....	187

6.32. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia (a) 07 de Setembro e (b) 08 de Setembro de 2002. (continua).....	188
6.33. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 06 a 10 de Setembro de 2002 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético)..	190
6.34. Mapas de TEC obtidos às 15:00, 17:00, 19:00, 21:00, 22:00 e 23:00UT para os dias (a) 02 de Setembro (padrão de referência calmo), (b) 07 de Setembro, (c) 08 de Setembro, (d) 09 de Setembro e (e) 10 de Setembro de 2002. (continua).....	191
6.35. Fluxo Solar em 10,7 cm medido no período de 02 a 10 de Setembro de 2002.....	200
6.36. Conteúdo eletrônico total obtido na região das Filipinas, no período de 04 a 09 de Novembro de 2001. As estações receptoras de GPS utilizadas nos cálculos foram Kayt (topo) e Daej (embaixo).....	202
6.37. Velocidade do vento solar (V_{sw}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 19-24 de Novembro de 2003.....	204
6.38. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados no período de 19 a 24 de Novembro de 2003.	205
6.39. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 20 de Novembro de 2003.	206
6.40. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia (a) 20 de Novembro, (b) 21 de Novembro e (c) 22 de Novembro de 2003. (continua)	208
6.41. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 22 de Novembro de 2003.....	211
6.42. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 19 a 23 de Novembro de 2003 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético)..	212
6.43. Mapas de TEC obtidos às 12:00, 15:00, 17:00, 19:00, 21:00 e 23:00UT para os dias (a) 19 de Novembro (padrão de referência calmo), (b) 20 de Novembro, (c) 21 de Novembro, (d) 22 de Novembro, (e) 23 de Novembro de 2002 e (f) 24 de Novembro. (continua).....	214
6.44. Deriva vertical simulada a partir do ΔH_{SE} , no setor do Brasil (linha preta), e deriva modelada a partir do modelo de Scherliess e Fejer (1999), para o dia 24 de Novembro de 2003.....	222
6.45. Conteúdo eletrônico total obtido na região das Filipinas, no período de 19 a 23 de Novembro de 2003. As estações receptoras de GPS utilizadas nos cálculos foram Daej (topo) e Guam (embaixo).....	223

6.46. Velocidade do vento solar (V_{SW}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 07-11 de Novembro de 2004.	224
6.47. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados em 07 de Novembro de 2004.	225
6.48. Mapas de TEC para o dia 06 de Novembro (padrão de referência calmo), às 16:00 e 16:30 UT (topo) e para o dia 07 de Novembro nos mesmos horários (embaixo).	227
6.49. Mapas de TEC observados em 06 de Novembro às 23:30 e 00:30 UT (topo) e nos dias 07 e 08 de Novembro (embaixo), nos mesmos horários.	229
6.50. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 19 a 23 de Novembro de 2003 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético)..	230
6.51. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca e sobre as Filipinas (simuladas), observados em 08 de Novembro de 2004.	231
6.52. Topo: Mapas de TEC obtidos em 06 de Novembro (calmo) às 15:00, 21:00, 22:00 e 23:00 UT. Embaixo: Mapas de TEC obtidos em 08 de Novembro de 2004, nos mesmos horários.	232
6.53. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica medida em Jicamarca e simulada sobre as Filipinas, observados em 09 e 10 de Novembro de 2004.	234
6.54. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir da deriva vertical medida em Jicamarca, em 09-10 de Novembro de 2004.	235
6.55. Topo: Mapas de TEC observados em 06 de Novembro (calmo) às 15:00, 20:00, 21:00UT e 23:00 UT. Embaixo: Mapas de TEC observados em 09 de Novembro de 2004, nos mesmos horários.	236
6.56. Topo: Mapas de TEC observados em 06 de Novembro (calmo) às 16:00 e 22:00UT. Embaixo: Mapas de TEC observados em 10 de Novembro de 2004, nos mesmos horários.	238
6.57. Razão O/N ₂ observada em 10 a 12 de Novembro, pelo equipamento GUVI.....	239
6.58. Topo: Mapas de TEC observados em 11 de Novembro (calmo) às 15:00, 20:00, 21:00UT e 23:00 UT. Embaixo: Mapas de TEC observados em 12 de Novembro de 2004, nos mesmos horários.	240
6.59. Conteúdo eletrônico total obtido na região das Filipinas, no período de 06 a 09 de Novembro de 2004. As estações receptoras de GPS utilizadas nos cálculos foram Kayt (topo) e Daej (embaixo).....	241
6.60. Velocidade do vento solar (V_{SW}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e	

as fases da tempestade magnética ocorrida em 14-16 de Dezembro de 2006.....	243
6.61. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados no período de 14 a 18 de Novembro de 2006.	244
6.62. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica simulada em Jicamarca e no Brasil, observados em 14 de Dezembro de 2006.....	245
6.63. Diferenças ΔH_{JP} observada no setor Peruano (quadro superior) e ΔH_{SV} observada no setor Brasileiro (quadro inferior) no dia 14 de Dezembro de 2006, mostrando a resposta ionosférica diferenciada para as duas localidades.....	246
6.64. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir da deriva vertical medida em Jicamarca, em 14 de Dezembro de 2006.	247
6.65. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica simulada em Jicamarca e no Brasil, observados em 15 de Dezembro de 2006.....	248
6.66. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 14 a 18 de Dezembro de 2006 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético)..	249
6.67. Mapas de TEC obtidos às 14:00, 15:30, 17:00, 19:00, 21:00, e 23:00UT para os dias (a) 13 de Dezembro (padrão de referência calmo), (b) 14 de Dezembro, (c) 15 de Dezembro, (d) 16 de Dezembro, (e) 17 de Dezembro e (f) 18 de Dezembro de 2002. (continua).....	250

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1. Escala dos índices Kp e ap.....	13
Tabela 4.1. Principais Fatores que Afetam as Observáveis do GPS.	79
Tabela 6.1. Períodos de tempestades magnéticas analisados neste trabalho.	123

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACE	<i>Advanced Composition Explorer</i>
AIE	Anomalia de Ionização Equatorial
AMAS	Anomalia Magnética do Atlântico Sul
CME	<i>Coronal Mass Ejection</i>
EEJ	<i>Equatorial Electro Jet</i> (Eletrojato Equatorial)
ESF	<i>Equatorial Spread F</i> (Espalhamento F Equatorial)
FAC	<i>Field Aligned Current</i> (Corrente Alinhada ao Campo)
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GSM	<i>Geocentric Solar Magnetospheric</i>
HRO	<i>High Resolution Omni</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IEF	<i>Interplanetary Electric Field</i> (Campo elétrico interplanetário)
IMF	<i>Interplanetary Magnetic Field</i> (Campo Magnético Interplanetário)
IONEX	<i>Ionosphere Map Exchange</i>
ISR	<i>Incoherent Scatter Radar</i>
JPL	<i>Jet Propulsion Laboratory</i>
LT	<i>Local Time</i> (Hora Local)
MHD	Magnetohidrodinâmico
MLT	<i>Magnetic Local Time</i> (Hora Local Magnética)
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PPEF	<i>Prompt Penetration Electric Field</i> (Campo Elétrico de Penetração Rápida)
PRE	<i>Pre reversal Enhancement</i> (Pico pré-reversão)
PRN	<i>Pseudo Random Noise</i> (Ruído Pseudo Aleatório)
RBMC	Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo
RINEX	<i>Receiver Independent Exchange Format</i>
SOPAC	<i>Scripps Orbit and Permanent Array Center</i>

SSC	<i>Sudden Storm Commencement</i> (Início Súbito da Tempestade)
TAD	<i>Travelling Atmospheric Disturbances</i> (Perturbações Atmosféricas Propagantes)
TEC	<i>Total Electron Content</i> (Conteúdo Eletrônico Total)
TECU	<i>Total Electron Content Unit</i> (Unidade de Conteúdo Eletrônico Total)
TID	<i>Travelling Ionospheric Disturbances</i> (Perturbações Ionosféricas Propagantes)
UNB-IMT	<i>University of New Brunswick Ionospheric Modelling Technique</i>
UT	<i>Universal Time</i> (Hora Universal)
WDC	<i>World Data Center</i>

SUMÁRIO

	Pág.
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos e Importância da Pesquisa	5
2 ELETRODINÂMICA IONOSFÉRICA E OS EFEITOS DAS TEMPESTADES GEOMAGNÉTICAS.....	9
2.1. A Ionosfera Terrestre	9
2.2. A Magnetosfera Terrestre	11
2.3. Tempestades Geomagnéticas	12
2.4. Campos Elétricos e Correntes no Sistema Magnetosfera-Ionosfera	17
2.4.1. Dínamo Ionosférico	18
2.4.1.1. Dínamo da Região E.....	21
2.4.1.2. Dínamo da Região F.....	28
2.4.1.3. Dínamo Perturbado.....	32
2.4.2. Convecção Magnetosférica e Camada de Blindagem.....	33
2.4.3. Penetração de Campos Elétricos Durante Períodos Perturbados.....	41
3 CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL (TEC).....	51
3.1. O Conteúdo Eletrônico Total durante Períodos Calmos	52
3.1.1. Variações anuais, semi-anuais e sazonais do TEC	53
3.1.2. Variações do TEC com o Ciclo Solar e com a Atividade Magnética.....	62
3.2. O Conteúdo Eletrônico Total durante Períodos Perturbados	63
3.2.1. Tempestades na Termosfera Neutra.....	63
3.2.2. Tempestades Ionosféricas	65
3.2.3. Variações Sazonais das Tempestades Ionosféricas	67
3.2.4. Variações do TEC em Baixas Latitudes e Região Equatorial.....	69
3.2.4.1. Efeitos imediatos	70
3.2.4.2. Efeitos tardios	72
3.2.5. Supertempestades em Baixas Latitudes	74

4	CÁLCULO DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL UTILIZANDO AS OBSERVÁVEIS DO GPS.....	77
4.1.	Refração Ionosférica	80
4.2.	Cálculo do TEC a partir das Pseudodistâncias.....	87
4.3.	Cálculo do TEC a partir da Fase da Portadora.....	89
4.4.	TEC Nivelado.....	91
4.5.	O software University of New Brunswick Ionospheric Modelling Technique (UNB-IMT)	94
4.5.1.	Estratégia de Estimação	97
4.5.2.	Altitude da Camada Ionosférica e Função de Mapeamento	98
5	MÉTODOS E DADOS UTILIZADOS.....	101
5.1.	Períodos Analisados	101
5.2.	Arquivos RINEX.....	101
5.3.	Dados Geomagnéticos.....	106
5.4.	Dados Interplanetários	107
5.5.	Derivas verticais ionosféricas	110
5.5.1.	Derivas verticais ionosféricas medidas por radar	111
5.5.2.	Derivas verticais ionosféricas simuladas por rede neural aplicada a dados de magnetômetro.....	112
5.5.3.	Derivas verticais ionosféricas calculadas a partir de dados de digissonda	122
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	123
6.1.	Análise do Evento 1 (10 a 15 de Abril de 2001).....	124
6.2.	Análise do Evento 2 (04 a 09 de Novembro de 2001).....	151
6.3.	Análise do Evento 3 (02 a 10 de Setembro de 2002).....	173
6.3.1.	Período de 02 a 05 de Setembro de 2002.....	173
6.3.2.	Período de 06 a 10 de Setembro de 2002.....	184
6.4.	Análise do Evento 4 (19 a 24 de Novembro de 2003).....	202
6.5.	Análise do Evento 5 (06 a 10 de Novembro de 2004).....	223
6.6.	Análise do Evento 6 (14 a 18 de Dezembro de 2006).....	242

7 CONCLUSÕES	257
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	269

1 INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre varia em composição e densidade de seus constituintes com o aumento da altitude a partir da superfície. Considerando determinadas características, a atmosfera pode ser classificada em camadas. Nas maiores altitudes, o gás atmosférico (composto principalmente de oxigênio molecular e nitrogênio molecular na superfície e altitudes mais baixas) torna-se rarefeito. A partir de aproximadamente 80 km de altitude, a densidade atmosférica é suficientemente pequena para permitir a presença de elétrons livres. A existência de partículas ionizadas nas altitudes acima desta determina o início da camada atmosférica denominada ionosfera. Essa camada ionizada possui as propriedades de um plasma e forma-se a partir da interação entre a radiação solar e o gás atmosférico, estendendo-se até aproximadamente 1000 km de altitude. Ao atingir os constituintes atmosféricos, a radiação solar na faixa do ultravioleta (UV), ultravioleta extremo (EUV) e raios-X é capaz de ionizar tais constituintes num processo denominado fotoionização, que gera íons positivos e elétrons livres.

A densidade eletrônica em determinada altitude e localização depende do fluxo de radiação solar, da composição dos constituintes neutros e dos efeitos dinâmicos de ventos neutros e campos elétricos. Durante tempestades magnéticas, o vento solar perturbado comprime a magnetosfera terrestre, e intensos campos elétricos são mapeados ao longo das linhas de campo magnético para a ionosfera de altas latitudes. Estes campos elétricos penetram na ionosfera em baixas latitudes, e em altas latitudes produzem uma rápida convecção de plasma que também dirige os ventos neutros por meio de colisões. Ao mesmo tempo, partículas energéticas precipitam na baixa termosfera e abaixo dela, expandindo a zona auroral, e aumentando a condutividade ionosférica. As intensas correntes elétricas alinhadas ao campo acoplam a ionosfera de altas latitudes com a magnetosfera, e o aumento de deposição de energia causa um aquecimento considerável dos gases ionizado e neutro. A expansão não uniforme resultante da termosfera produz gradientes de pressão que impelem fortes ventos neutros. A circulação termosférica perturbada altera a composição da atmosfera neutra e move o plasma ao longo das linhas de campo magnético, alterando as taxas de produção

e recombinação das espécies ionizadas. Enquanto isso, os ventos neutros perturbados produzem campos elétricos de polarização por efeito dínamo, conforme colidem com o plasma na presença do campo magnético terrestre. Estes campos elétricos, por sua vez, afetam os ventos neutros e o plasma, ilustrando que os constituintes neutros e o plasma ionosférico estão acoplados. Dessa forma, é necessário considerar os efeitos da termosfera neutra para obter-se um entendimento físico dos efeitos das tempestades magnéticas na densidade eletrônica ionosférica.

A dinâmica ionosférica pode ser avaliada a partir da determinação do Conteúdo Eletrônico Total (*Total Electron Content* – TEC), que 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 (*Total Electron Content Unit* – TECU), onde 1 TECU corresponde a 1×10^{16} elétrons/m². Uma das características do TEC é seu efeito de causar alterações na propagação das ondas eletromagnéticas. Dessa forma, é possível a utilização de sinais recebidos dos satélites do GNSS (*Global Navigation Satellite System*), mais precisamente do GPS (*Global Positioning System* – Sistema de Posicionamento Global), por meio de redes regionais ou globais de observação para o estudo do TEC.

O valor do TEC varia com a atividade solar. Em períodos de atividade máxima, 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. Os períodos de máxima atividade solar são caracterizados por um aumento no número de manchas solares e geralmente são responsáveis por causar as tempestades geomagnéticas e tempestades ionosféricas. Na Figura 1.1 é mostrada a evolução ciclo solar atual de acordo com o número de manchas solares. As manchas solares são fenômenos temporários presentes na fotosfera solar e são visualizadas como regiões escuras. Elas são causadas por atividade magnética intensa na superfície solar e formam regiões de temperatura reduzida em relação a sua vizinhança, daí a aparência escura no espectro visível. Como manifestação da atividade magnética intensa, as regiões ativas

associadas às manchas solares abrigam fenômenos secundários como os laços coronais (*loops*) e reconexão magnética. O fenômeno de reconexão magnética será tratado na seção 2.4.2. A maioria das explosões solares (*solar flares*) e ejeções de massa coronal (*Coronal Mass Ejection – CME*) são originadas em regiões magneticamente ativas relacionadas às manchas solares.

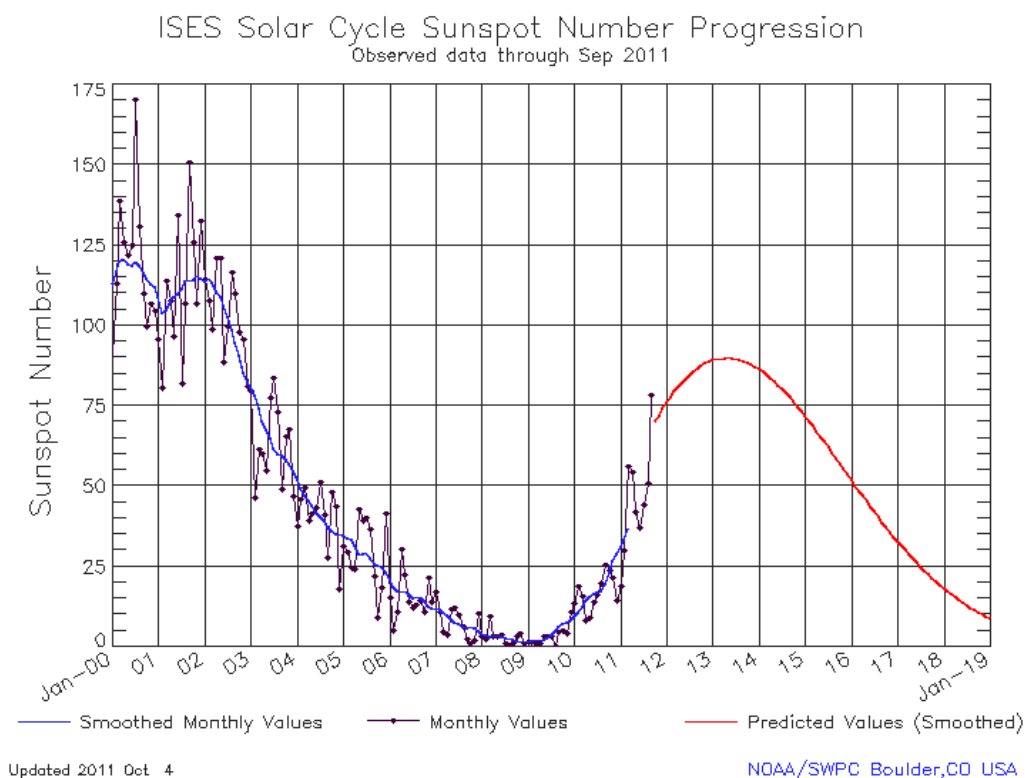


Figura 1.1. Evolução do número de manchas solares (*sunspot number*) no último ciclo solar.
 FONTE: NOAA (2011a).

As tempestades ionosféricas ocorrem na ionosfera devido às perturbações provenientes do Sol que atingem a magnetosfera terrestre. Tais tempestades podem ter efeitos significativos e adversos nos sofisticados sistemas tecnológicos terrestres, que estão tornando-se cada vez mais importantes aos governos, corporações e cidadãos. Estes efeitos incluem quedas de energia e *blackouts* devido à indução de correntes elétricas nas linhas de transmissão de energia (em altas latitudes), danos em satélites causados por partículas de alta energia, aumento no risco de exposição humana à radiação no

espaço e em aeronaves que viajam em altas latitudes, modificações do arraste atmosférico nos satélites, erros no GPS e nos sistemas de navegação por VLF (*Very Low Frequency*), perda de comunicação de HF (*High Frequency*), e interrupção de links UHF (*Ultra High Frequency*) de satélites devido a cintilações.

Neste trabalho será apresentado um estudo do TEC na região equatorial e de baixas latitudes, considerando principalmente os efeitos da penetração de campos elétricos, durante períodos magneticamente perturbados. O TEC tem sido amplamente utilizado para o estudo ionosférico, uma vez que tal parâmetro é de fácil aquisição e retrata a dinâmica ionosférica de forma conveniente para o estudo científico. No Capítulo 2 será feita uma revisão bibliográfica contemplando os tópicos de interesse para este trabalho, que são: a dinâmica ionosférica na região equatorial; as tempestades geomagnéticas e seus efeitos sobre a ionosfera equatorial e de baixas latitudes; os campos elétricos ionosféricos de períodos calmos e perturbados, considerando o fenômeno de penetração de campos elétricos e dínamo perturbado; a deriva vertical ionosférica na região do equador geomagnético e sua relação com o eletrojato equatorial. No Capítulo 3 será feita uma revisão sobre o TEC considerando as variações observadas em períodos calmos e perturbados, como as variações sazonais, variações com a atividade geomagnética, variações com a atividade solar. Além disso, será apresentada uma breve discussão sobre as tempestades ionosféricas e suas fases. No Capítulo 4 será apresentada a primeira parte da metodologia deste trabalho que consiste no cálculo do Conteúdo Eletrônico Total a partir das observáveis do GPS, baseado no efeito de refração ionosférica. A partir do cálculo de TEC serão feitos mapas de TEC compreendendo a região da América do Sul, especialmente o Brasil. No Capítulo 5 será descrita a segunda parte da metodologia do trabalho, que consiste em: análise de parâmetros interplanetários (solares) e índices geomagnéticos; simulação da deriva vertical equatorial utilizando uma rede neural e dados de magnetômetro da região equatorial da América do Sul; e análise de dados de deriva vertical ionosférica medidos no Radar de Espalhamento Incoerente (ISR – *Incoherent Scatter Radar*) de Jicamarca (Peru). No Capítulo 6 serão apresentados os resultados e discussões. Para finalizar, no Capítulo 7 serão apresentadas as conclusões e recomendações.

1.1. Objetivos e Importância da Pesquisa

Os objetivos dessa pesquisa são:

- Estudo do Conteúdo Eletrônico Total na região brasileira (e América do Sul) em períodos magneticamente perturbados utilizando o software UNB-IMT (*University of New Brunswick Ionospheric Modelling Technique*) (KOMJATHY, 1997).
- Análise do TEC e das derivas verticais ionosféricas nas regiões equatorial e de baixas latitudes em setores longitudinais significativamente distantes. No caso definiu-se a região das Filipinas, a fim de se estudar os eventos de penetração de campos elétricos de longa duração e as modificações no TEC nos horários em que a América do Sul encontra-se no lado noturno.
- Análise do TEC na região equatorial observando a hora de ocorrência da tempestade (estudo para diferentes horas locais).
- Análise de parâmetros interplanetários que descrevem a interação do vento solar com a magnetosfera, nos períodos de perturbações. Será calculado o campo elétrico de convecção interplanetário (*Interplanetary Electric Field – IEF*) e o campo elétrico de reconexão magnética na magnetopausa (GONZALEZ et al., 1994).
- Análise dos eventos de penetração de campos elétricos, considerando o cenário global de ocorrência desse fenômeno assim como seus efeitos na ionosfera equatorial e de baixas latitudes com base em: dados de TEC obtidos para essas regiões no formato de mapas bidimensionais, calculados a partir de dados do GPS; dados de derivas verticais do plasma da região F, que apresentam uma relação direta com os campos elétricos zonais equatoriais. Estes campos elétricos são afetados durante os eventos de penetração de campos elétricos.

O estudo contínuo da ionosfera equatorial e de baixas latitudes é de extrema importância para os países tropicais e subtropicais. Com esse trabalho será possível traçar de forma mais minuciosa a eletrodinâmica ionosférica nessas regiões, considerando o estudo de várias tempestades magnéticas. Além disso, os mapas de TEC

são uma ferramenta de grande importância para os usuários de receptores de frequência única do GPS, uma vez que permitem a correção do atraso ionosférico, que interfere no posicionamento. Dessa forma, os mapas de TEC são uma aplicação direta e de extrema importância do ponto de vista tecnológico. No Brasil serão utilizados dados das redes integradas da RBMC/IBGE (Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo/Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), e RIBaC (Rede Inkra de Bases Comunitárias do GNSS), que perfazem um total de 85 estações receptoras espalhadas em todo o território nacional, sendo que cerca de 60 estações fazem parte da RIBaC. As estações pertencentes à RIBaC estão mostradas na Figura 1.2. A rede integrada de receptores está mostrada na Figura 1.3. A rede integrada de receptores tem sido constantemente aprimorada (FORTES et al., 2007), perfazendo hoje um total de 85 estações receptoras em operação.



Figura 1.2. Estações pertencentes à RIBaC.
FONTE: INCRA (2012).

REDE BRASILEIRA DE MONITORAMENTO CONTÍNUO DOS SISTEMAS GNSS



Figura 1.3. Redes integradas RBMC/RBIaC em operação em 2010.

FONTE: IBGE (2011).

2 ELETRODINÂMICA IONOSFÉRICA E OS EFEITOS DAS TEMPESTADES GEOMAGNÉTICAS

2.1. A Ionosfera Terrestre

A ionosfera é formada pelas radiações solares nas faixas do ultravioleta, extremo ultravioleta, raios X e partículas energéticas, absorvidas por colisões com os constituintes neutros atmosféricos. À medida que esta radiação penetra na atmosfera mais densa, a produção de elétrons aumenta até um nível máximo. 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. Consequentemente, 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 (RISHBETH e GARRIOT, 1969), conforme mostra o gráfico na Figura 2.1. A camada F3 (não mostrada na Figura 2.1), foi revelada em estudos recentes e ocorre mais frequentemente em baixas latitudes, durante os solstícios e períodos de baixa atividade solar (BALAN et al., 1997; BATISTA et al., 2003). Na Figura 2.1 são mostrados os principais constituintes de cada camada ionosférica. A ionosfera está majoritariamente situada na região atmosférica denominada termosfera. A termosfera compreende as altitudes acima de ~100 km (sendo que a região E ionosférica compreende a faixa de 90 – 140 km de altitude), e a dinâmica ionosférica está intimamente ligada ao seu acoplamento com a termosfera. Na figura 2.2 é mostrado o perfil de temperatura da atmosfera, juntamente com o perfil de densidade eletrônica, no qual podem ser identificadas as camadas ionosféricas vistas também na Figura 2.1.

Em 1926, o físico Robert Watson-Watt introduziu o termo “ionosfera”, em um artigo publicado somente em 1969 na *Nature*. Edward V. Appleton confirmou em 1927 a existência dessa camada ionizada, o que lhe rendeu um prêmio Nobel mais tarde, em 1947.

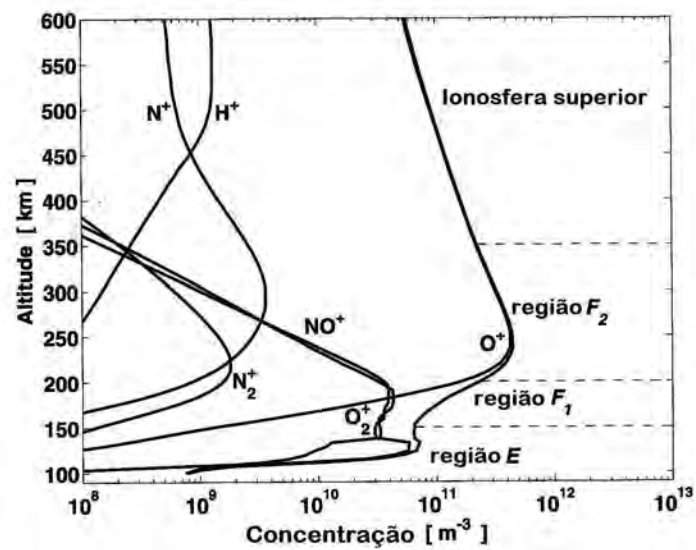


Figura 2.1. Perfis verticais padronizados dos principais constituintes ionosféricos existentes acima de 90 km: O_2^+ , N_2^+ , O^+ , H^+ e N^+ .

FONTE: Adaptado de Blelly and Alcaydé (2007).

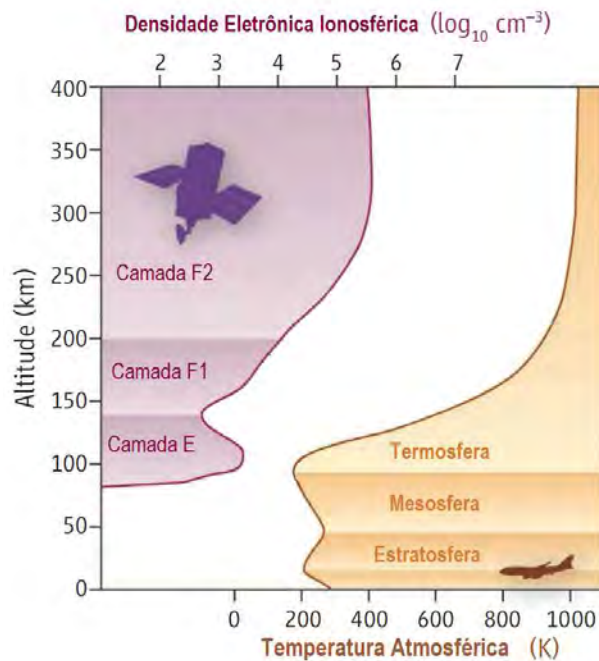


Figura 2.2. Perfil de densidade ionosférica (curva à esquerda) (semelhante à Figura 2.1) e perfil de temperatura atmosférica (curva à direita). São mostradas as altitudes típicas de vôos de aeronaves e órbitas baixas de satélites.

FONTE: Adaptado de Lastovicka et al. (2006).

Uma importante característica da ionosfera é que nesta camada a ionização existe em quantidade suficiente para alterar a propagação de ondas de rádio (RISHBETH e GARRIOT, 1969). A refração ionosférica e a influência da ionosfera nos sinais do GPS (o que permite a determinação do TEC) serão discutidas posteriormente neste trabalho.

2.2. A Magnetosfera Terrestre

A magnetosfera é a região delimitada pelo campo geomagnético, podendo ser considerada como a região envoltória da Terra e constituindo a parte exterior da ionosfera, em que o campo magnético controla os processos eletrodinâmicos do plasma. A magnetosfera e seu entorno podem ser segmentados em regiões com características físicas próprias. Antes dela, no lado do Sol, há uma frente de choque devido à incidência do vento solar que tem velocidade supermagnetosônica, e a bainha magnética (*magnetosheath*), em que o plasma e o campo magnético do vento solar têm seus valores significativamente alterados. A magnetosfera pode então ser dividida nas regiões: (a) a magnetopausa, que é a região fronteira externa da magnetosfera, sustentando correntes elétricas para assegurar a descontinuidade entre o meio físico solar e o meio físico terrestre e localiza-se a aproximadamente 14-16 R_T (R_T – raio terrestre, sendo que $1 R_T \cong 6.370$ km); (b) a magnetosfera externa, constituída de plasmas solar e terrestre, com a parte frontal no lado do Sol, e a cauda magnetosférica (*geomagnetic tail*) com um prolongamento da magnetosfera em sentido oposto ao Sol, que pode se estender até centenas de raios terrestres; (c) a magnetosfera interna, em que as linhas de campo magnético estão necessariamente fechadas. No lado noturno da magnetosfera, há a região chamada de lâmina de plasma (*plasma sheet*). Ainda interior a essa região, em direção a Terra, existe a plasmasfera (*plasmasphere*), na qual o plasma terrestre mais denso co-rotaciona com o planeta. Na figura 2.3 são mostradas as regiões da magnetosfera terrestre e sua interação com o vento solar.

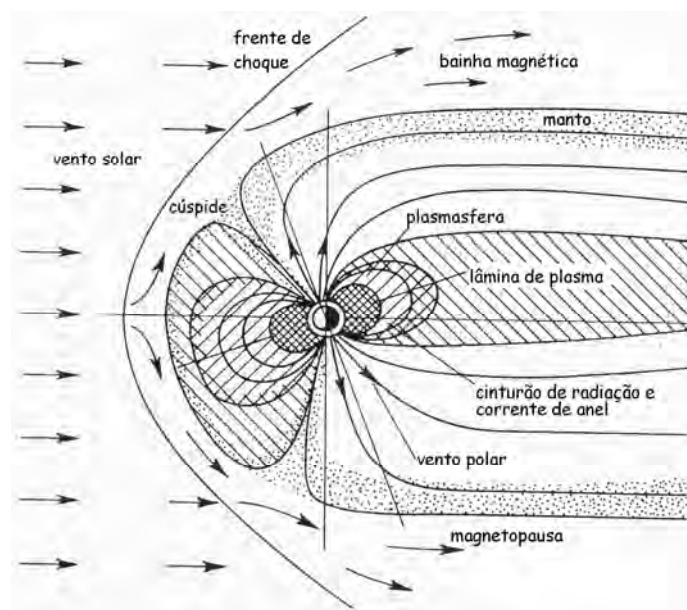


Figura 2.3. Magnetosfera terrestre.

FONTE: Adaptado de Davies (1990) citado por Rezende et al. (2007).

2.3. Tempestades Geomagnéticas

Ao analisar os eventos de tempestades geomagnéticas é extremamente útil a utilização dos índices magnéticos que quantificam a intensidade e a duração destes eventos. Os índices magnéticos mais frequentemente utilizados são o *Disturbance Storm-Time* (Dst), o índice planetário (Kp) e o *Auroral Electrojet* (AE).

O índice Dst é uma medida da atividade geomagnética utilizado para avaliar a intensidade das tempestades magnéticas. O Dst tem resolução temporal de uma hora, é expresso em unidade de nanotesla (nT) e é baseado no valor médio da componente horizontal (H) do campo geomagnético, em quatro observatórios próximos ao equador geomagnético. A utilização do índice Dst como indicador da intensidade de uma tempestade magnética é possível devido ao valor do campo magnético de superfície, em baixas latitudes, ser inversamente proporcional à energia contida na corrente de anel, que aumenta durante as tempestades geomagnéticas.

A resolução temporal do índice Dst não é adequada para determinados estudos envolvendo tempestades magnéticas, uma vez que variações rápidas (menores que uma

hora) são importantes e produzem efeitos que devem ser analisados. O índice Sym-H apresenta resolução de 1 minuto e segue essencialmente as mesmas variações do Dst, mostrando mais claramente os efeitos das variações na pressão dinâmica do vento solar. Todavia, é obtido a partir de um conjunto diferente de estações próximas ao equador geomagnético (IYEMORI et al., 2011). Adicionalmente, Wanliss e Showalter (2006) mostraram que não há diferenças significativas entre os dois índices mesmo sob variadas situações geomagnéticas, confirmando que o Sym-H pode ser utilizado como uma alternativa de alta resolução temporal em relação ao Dst.

O índice Kp quantifica as perturbações nas componentes horizontais do campo geomagnético global através de um número inteiro, na faixa de 0-9, sendo que os valores de 0 a 4 estão relacionados aos períodos calmos, e valores acima de 5 indicam tempestades geomagnéticas (NOAA, 2011b). Este índice foi introduzido por Bartels em 1949 (GFZ, 2011) e representa a média do índice K, obtido em intervalos de 3 horas a partir de 13 observatórios subaurorais distribuídos globalmente. O índice K tem escala logarítmica e foi introduzido por Bartels e colaboradores em 1938 (BARTELS et al., 1939). O índice ap, que também será utilizado neste trabalho, é semelhante ao índice Kp, possui resolução temporal de 3 horas e varia numa escala de 0 a 400. Sua relação com o índice Kp pode ser vista na Tabela 2.1 (NOAA, 2011c):

Tabela 2.1. Escala dos índices Kp e ap

Kp	0 ⁰	0 ⁺	1 ⁻	1 ⁰	1 ⁺	2 ⁻	2 ⁰	2 ⁺	3 ⁻	3 ⁰	3 ⁺	4 ⁻	4 ⁰	4 ⁺
ap	0	2	3	4	5	6	7	9	12	15	18	22	27	32
Kp	5 ⁻	5 ⁰	5 ⁺	6 ⁻	6 ⁰	6 ⁺	7 ⁻	7 ⁰	7 ⁺	8 ⁻	8 ⁰	8 ⁺	9 ⁻	9 ⁰
ap	39	48	56	67	80	94	111	132	154	179	207	236	300	400

FONTE: Rostoker (1972).

Apesar do índice Kp descrever o estado geral da atividade geomagnética planetária, pois ele contém as contribuições devido à corrente de anel e aos eletrojetos equatorial e

auroral, 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. O índice AE (DAVIS e SUGIURA, 1966) é derivado das variações na componente horizontal do campo geomagnético, medidas em observatórios localizados ao longo da região auroral principalmente no hemisfério norte. A fim de normalizar os dados, é calculado um valor de base, para cada mês, a partir da média dos dados da estação para os cinco dias mais calmos (selecionados a partir de critérios internacionais) (KAMEI et al., 2011). Este valor de base então é subtraído de cada medida de um minuto obtida na estação durante aquele mês. Após isso, dentre os dados de todas as estações, os valores mais altos e mais baixos são selecionados, para cada instante em UT (*Universal Time* – Hora Universal). Os índices AU e AL são definidos pelos valores maiores e menores selecionados, respectivamente. Os símbolos AU e AL derivam do fato de que esses valores são os envoltórios superior (*upper*) e inferior (*lower*) das curvas de dados superpostas de todas as estações, em função do tempo (UT). A diferença, $AU - AL$, define o índice AE, e o valor médio, $(AU+AL)/2$, define o índice AO. O termo “índices AE” geralmente é utilizado para representar esses quatro índices (AU, AL, AE e AO). Os índices AU e AL expressam a corrente mais intensa dos eletrojetos aurorais para leste e para oeste, respectivamente. O índice AE representa a atividade global dos eletrojetos aurorais, enquanto o índice AO fornece uma medida da corrente zonal equivalente (KAMEI et al., 2011).

As tempestades geomagnéticas são alterações no campo magnético terrestre, resultantes do impacto de partículas do vento solar de alta velocidade na magnetosfera terrestre. O vento solar intensificado por sua vez pode ser resultado de uma explosão solar seguida de uma ejeção de massa coronal (CME – *Coronal Mass Ejection*), que pode lançar uma nuvem magnética ou um jato de partículas de alta velocidade em direção a Terra, ou de um feixe rápido tipo CIR (*Corotating Interaction Regions* – regiões de interação corotantes).

Um importante efeito das tempestades geomagnéticas são as tempestades ionosféricas, que resultam de grandes injeções de energia na atmosfera superior associadas às

tempestades geomagnéticas e são, portanto, a resposta da ionosfera às perturbações advindas das tempestades geomagnéticas.

Geralmente, a tempestade magnética se inicia com um aumento na intensidade do campo geomagnético devido à intensificação do vento solar que comprime as linhas do campo, na frente da magnetosfera. Quando a magnetosfera terrestre é impulsionada pelo vento solar de alta velocidade, o impacto inicial é seguido pela injeção de energia no sistema ionosfera-termosfera de altas latitudes, e subsequentemente pela transferência de momento e energia para as latitudes mais baixas. A compressão da magnetosfera faz com que a magnetopausa seja deslocada em direção à Terra, e sua distância pode passar de 7-10 R_T para 6 R_T . Após esse estágio inicial, a corrente de anel se intensifica devido a um aumento de partículas que penetram na cauda magnetosférica. Assim, devido à ação da corrente de anel intensificada, a intensidade do campo geomagnético decresce. As tempestades mais intensas são frequentemente relacionadas às ejeções de massa coronal (GOSLING et al., 1991). Nestes casos, o choque do vento solar intensificado acompanhado pela passagem do IMF (*Interplanetary Magnetic Field* – Campo Magnético Interplanetário) na direção sul, pode resultar em um início súbito da tempestade (*Sudden Storm Commencement* – SSC). A injeção de energia na atmosfera superior é revertida em campos elétricos intensificados, correntes e precipitação de partículas energéticas. A tempestade pode ser dividida em três fases: inicial, principal e de recuperação (Figura 2.4).

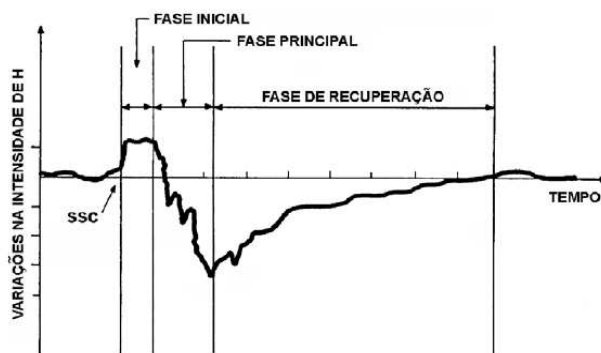


Figura 2.4. Fases de uma tempestade magnética.

FONTE: de Paula (1987).

A fase inicial é caracterizada por um aumento na intensidade do campo geomagnético e coincide geralmente com o SSC. A duração da fase inicial pode variar desde minutos até algumas horas, quando o índice 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 alguns dias, o Dst gradualmente retorna ao nível normal na fase de recuperação.

Considera-se que uma tempestade é fraca quando o índice 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 abaixo de -250 nT (supertempestades) (GONZALEZ et al., 1994).

Os eventos de tempestades magnéticas intensas aparecem associados com estruturas interplanetárias complexas (GONZALEZ et al., 2002). Nos casos em que ocorrem inúmeras explosões solares, associam-se múltiplas CMEs que se propagam até a magnetosfera terrestre causando múltiplos choques, observando-se assim um grande número de compressões de campo e de plasma, que resultam em tempestades com mais de duas fases principais (TSURUTANI et al., 2003). Bell et al. (1997) verificaram que a maioria das supertempestades é marcada por inícios súbitos (SSC) e que a metade apresenta múltiplos SSCs que re-acionam as correntes magnetosféricas e prolongam a atividade magnética.

A descoberta das tempestades magnéticas pode ser atribuída a Alexander von Humboldt, que reportou observações da deflexão na declinação magnética local em Berlin, em 21 de Dezembro de 1806 (TSURUTANI et al., 1997 citado por LUI, 2000).

As tempestades magnéticas são referidas em muitos estudos como uma sequência de subtempestades magnéticas (GONZALES et al., 1994; LUI, 2000). Uma subtempestade magnética é um processo transiente iniciado no lado noturno da Terra em que uma

quantidade significativa de energia gerada a partir da interação entre o vento solar e a magnetosfera é depositada na ionosfera e magnetosfera da região auroral. As subtempestades intensas são observadas durante a fase principal das tempestades magnéticas, relacionadas a perturbações polares esporádicas e intermitentes, no entanto as subtempestades podem ocorrer durante períodos isentos de perturbações magnéticas significativas (GONZALES et al., 1994). Os estudos das subtempestades magnéticas baseiam-se nas observações das modificações da oval auroral durante as perturbações. Neste trabalho as subtempestades magnéticas não serão analisadas, mas algumas publicações importantes em que podem ser encontrados detalhes sobre esse assunto são Gonzalez et al. (1994), Elphinstone et al. (1996) e Lui (2000).

2.4. Campos Elétricos e Correntes no Sistema Magnetosfera-Ionosfera

As partículas carregadas de um plasma reagem fortemente a campos elétricos e magnéticos. Há uma forte tendência das partículas causarem um curto-circuito em qualquer campo elétrico, portanto, geralmente é uma boa aproximação tratar o campo elétrico no referencial das partículas como nulo.

$$\vec{E}_{plasma} = 0. \quad (2.1)$$

Esta é a chamada aproximação magneto-hidrodinâmica (MHD) (ROEDERER, 1979). O plano de referência é importante se o plasma está em movimento e se um campo magnético está presente, porque o campo elétrico observado em um referencial diferente não é o mesmo. Se \vec{E} for o campo elétrico no plano referencial fixo em relação à Terra, \vec{V}_p a velocidade do plasma em relação à Terra e \vec{B} o vetor campo magnético, então vale a relação:

$$\vec{E}_{plasma} = \vec{E} + \vec{V}_p \times \vec{B}. \quad (2.2)$$

O campo elétrico fica então relacionado à velocidade do plasma e ao campo magnético pela aproximação:

$$\vec{E} = -\vec{V}_p \times \vec{B}. \quad (2.3)$$

Por outro lado, a componente da velocidade perpendicular a \vec{B} relaciona-se com \vec{E} e \vec{B} por:

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

em que V_D é a velocidade de deriva do plasma.

As equações (2.3) e (2.4) expressam o mesmo fato a partir de dois pontos de vista: o campo elétrico e a velocidade do plasma estão intimamente relacionados e ajudam a determinar um ao outro. Em alguns casos, como no vento solar em que a quantidade de movimento do plasma é alta, o campo elétrico rapidamente ajusta-se ao valor dado pela equação (2.3). Em outros casos, como na ionosfera superior, o campo elétrico tende a se impor sobre o plasma como resultado dos processos de dínamo e o plasma rapidamente passa a se mover com a velocidade dada pela equação (2.4). Essa é a chamada velocidade de deriva do plasma, ou deriva $\vec{E} \times \vec{B}$. A geração de campos elétricos na ionosfera e os processos de dínamo ionosférico e magnetosférico são descritos basicamente pelas expressões 2.3 e 2.4.

2.4.1. Dínamo Ionosférico

As variações diurnas regulares no campo geomagnético foram descobertas há aproximadamente 280 anos por G. Graham, um fabricante de relógios. No entanto, a causa das variações não foi descoberta até que Balfour Stewart propôs, no final de século dezenove, que elas eram causadas por correntes elétricas fluindo na alta atmosfera. Como o fluxo de corrente necessita de alta condutividade, Stewart sugeriu

que a região em que tais correntes fluíam era ionizada pela radiação solar. Esta foi, de fato, a primeira sugestão importante da existência da ionosfera. Ele iniciou, então, o desenvolvimento de uma teoria mais completa possível, para a época, em que as correntes eram geradas: movimento de ar devido às marés atmosféricas varria os íons e elétrons ao longo das linhas de campo magnético (WHITTEN e POPPOFF, 1971). Isto induz campos elétricos que respondem com a produção de fluxo de corrente. Após as primeiras investigações da ionosfera por Appleton e Barnett (1925), Breit e Tuve (1926), e outros, proporcionou-se um progresso na teoria que levou à teoria do dínamo, desenvolvida principalmente por Chapman e Bartels (1940). De acordo com a teoria do dínamo, ventos de marés produzem o movimento necessário das partículas carregadas. Sob condições calmas, estes ventos e suas correntes associadas podem ser separados em duas componentes, uma devido às variações solares e outra às variações lunares. Com conhecimento primitivo da condutividade ionosférica e das variações de marés é possível calcular os sistemas de correntes e suas magnitudes. Isso foi feito por Chapman e Bartels há aproximadamente 70 anos e seu trabalho continua sendo a referência da teoria de correntes ionosféricas (RISHBETH e GARRIOT, 1969; DENARDINI, 2003).

As marés atmosféricas devido à ação do Sol, diferentemente das marés oceânicas, são mais fortes que as marés devido à ação da lua, pois são causadas mais pelo aquecimento que pelos efeitos gravitacionais. Os ventos de marés provocam o movimento atmosférico relativo às linhas de campo geomagnético. Devido à viscosidade e ao movimento de marés do ar, os elétrons e íons são arrastados através das linhas de campo magnético; são gerados campos elétricos devido à ação do dínamo.

Enquanto os campos elétricos do dínamo da região E são gerados por ventos associados a marés ocasionadas pela absorção da radiação solar UV na camada de ozônio e no vapor de água atmosférico, assim como pelo campo gravitacional lunar, os campos elétricos do dínamo da região F resultam de marés térmicas que surgem devido à absorção da radiação EUV na termosfera (ABDU, 2005). A Figura 2.5 apresenta a distribuição dos ventos zonais (leste-oeste) e meridionais (norte-sul), em um formato latitude versus hora local, para algumas altitudes selecionadas, como obtido do satélite

WINDII (EMMERT et al., 2002). A direção dos ventos está relacionada à temperatura termosférica e aos gradientes de pressão decorrentes das variações na temperatura, assim como à dependência com o arraste iônico e a viscosidade (RISHBETH, 1972, 1979, 1998; BLANC e RICHMOND, 1980, citados por FEDRIZZI, 2004).

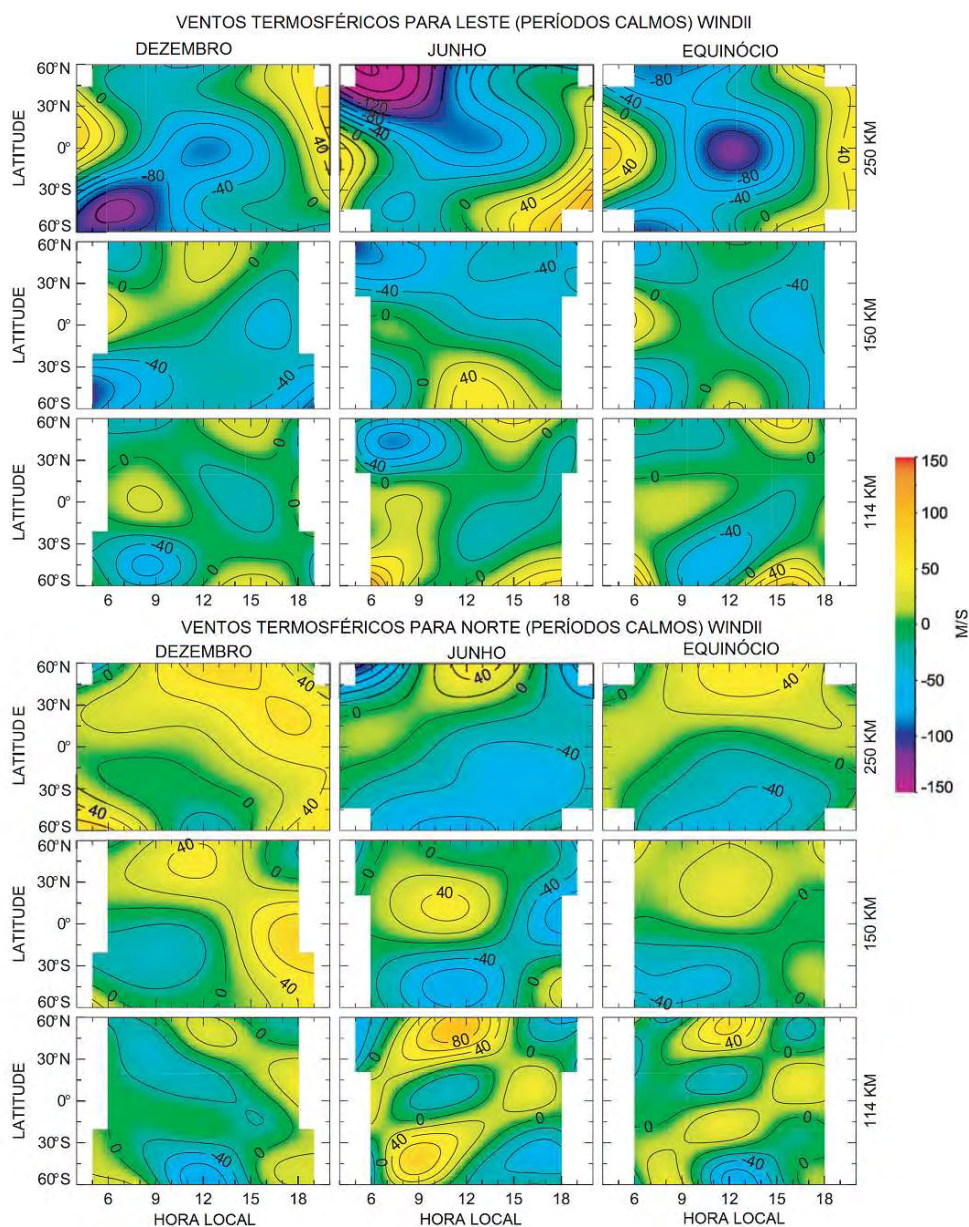


Figura 2.5. Padrões de ventos em períodos magneticamente calmos ($K_p < 3$, K_p médio $\approx 1,7$) obtidos de medidas do satélite WINDII, como função da hora local e latitude geográfica, para diferentes altitudes. O intervalo de contorno é 20 m/s.

FONTE: Adaptado de Emmert et al. (2002).

A eficiência dos dínamos das regiões E e F apresenta variações diurnas significativas, além de variações com o ciclo solar, com a longitude e com as estações do ano (SCHERLISS e FEJER, 1999). O dínamo da região E é responsável pela geração dos campos elétricos na ionosfera diurna, enquanto o dínamo da região F controla o campo elétrico de polarização tipicamente noturno. Na Figura 2.6 é mostrado o acoplamento das regiões E e F por meio das linhas do campo magnético. O campo elétrico do dínamo da região E mapeado ao longo das linhas de campo magnético controla a dinâmica e o transporte do plasma da região F equatorial durante o dia, enquanto o campo elétrico do dínamo da região F pode desenvolver-se somente durante a noite devido à diminuição da condutividade da região E após o pôr do Sol.

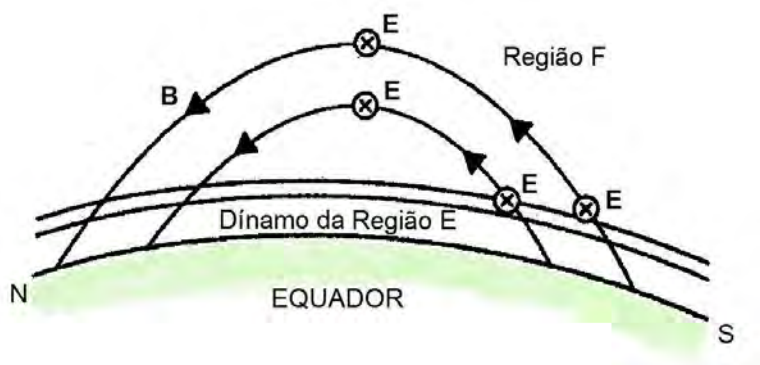


Figura 2.6. Vista meridional das linhas de campo magnético conectando as regiões E e F equatoriais. São mostrados os campos elétrico (**E**) e magnético (**B**).

FONTE: Adaptado de Abdu (2005).

2.4.1.1. Dínamo da Região E

O dínamo da região E é caracterizado por um circuito de correntes que flui em toda a ionosfera combinada à ação do vento e dos campos elétricos, especialmente no lado diurno da Terra. Há geração de vórtices de corrente, no sentido anti-horário no hemisfério norte, e no sentido horário no hemisfério sul, conhecidos como sistema Sq (*solar quiet*) de correntes. Esse sistema produz variações no campo magnético terrestre e são alterados em períodos de aumentos na atividade solar. De forma simplificada, o mecanismo de geração destas correntes é dado como segue.

O vento de maré (\vec{U}) sopra através do campo geomagnético e provoca a colisão dos átomos e das moléculas do ar neutro com os elétrons e os íons da ionosfera. Embora estas partículas carregadas movam-se inicialmente na direção de \vec{U} , seus movimentos são dependentes do campo geomagnético. Na região E, onde a girofrequência é menor (maior) do que a frequência de colisão para os íons (elétrons), os íons são transportados juntamente com o vento, enquanto os elétrons movem-se com menores velocidades. Esta separação de cargas induz o campo elétrico

$$\vec{E} = \vec{U} \times \vec{B} \quad (2.5)$$

que, por sua vez, gera uma corrente elétrica

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \sigma (\vec{U} \times \vec{B}), \quad (2.6)$$

onde σ é a condutividade. Em qualquer ponto onde esta corrente não satisfaça a condição $\nabla \cdot \vec{J} = 0$, cargas elétricas são acumuladas e a ionosfera torna-se polarizada. Um campo elétrico de polarização $-\nabla \phi$ (sendo ϕ o potencial elétrico) é estabelecido e auto ajusta-se até que a condição $\nabla \cdot \vec{J} = 0$ seja atendida (RISHBETH, 1997). O campo elétrico total produzido pelo dínamo,

$$\vec{E}_D = (\vec{U} \times \vec{B}) - \nabla \phi, \quad (2.7)$$

é mapeado pelas linhas do campo geomagnético por toda a ionosfera equatorial e de baixas latitudes e produz o movimento de deriva vertical (para cima) e zonal (para oeste) do plasma da região F ionosférica diurna (KELLEY, 1989). O sistema de correntes resultante deste campo é dado por

$$\vec{J} = \tilde{\sigma} [(\vec{U} \times \vec{B}) - \nabla \phi], \quad (2.8)$$

em que $\tilde{\sigma}$ é o tensor condutividade.

Na Figura 2.7 é mostrado o sistema Sq de correntes e os campos elétricos gerados. Os campos elétricos zonais resultantes deste sistema são para leste durante o dia e para oeste durante a noite.

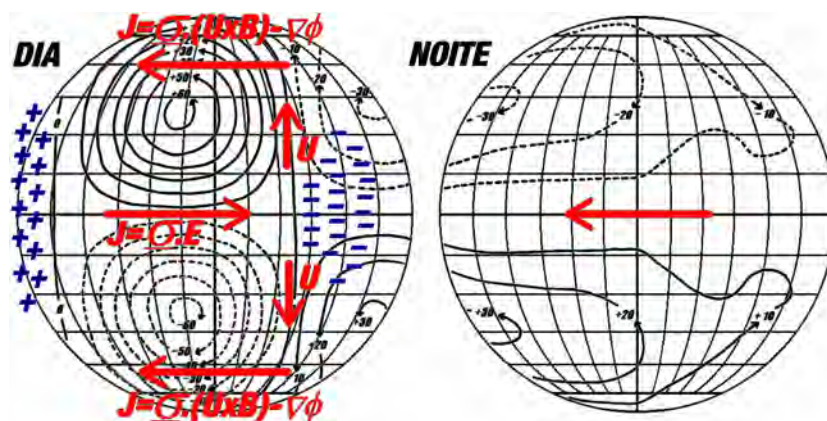


Figura 2.7. Sistemas Sq de correntes, durante períodos de equinócio e mínima atividade solar.

FONTE: Denardini (2003).

As condutividades ionosféricas podem ser examinadas na Figura 2.8. A condutividade Pedersen (σ_p) é perpendicular ao campo magnético e paralela ao campo elétrico e tem seu pico em torno de 140 km; a condutividade Hall (σ_H) apresenta seu pico em torno de 120 km sendo perpendicular ao campo magnético e ao campo elétrico. Essas condutividades diminuem rapidamente abaixo e acima destas altitudes. Notam-se também na Figura 2.8 os altos valores da condutividade paralela ($\sigma_{||}$), que é a condutividade ao longo das linhas de campo magnético e na direção do campo elétrico, sendo independente de \vec{B} . Em grandes altitudes, as partículas carregadas são, numa primeira aproximação, confinadas às linhas de campo magnético onde elas se movem livremente devido à alta condutividade. Nesse caso, as linhas de campo magnético atuam como equipotenciais e não há campos elétricos capazes de promover uma redistribuição de cargas. Desta forma, os íons e elétrons tornam-se “congelados” às linhas de campo magnético, manifestando assim o forte acoplamento do plasma e do campo magnético na magnetosfera (WHITTEN e POPPOFF, 1971). Mais considerações

acerca das condutividades ionosféricas podem ser encontradas em Rishbeth e Garriot (1969), Whitten e Poppoff (1971), Kelley (1989), e outros.

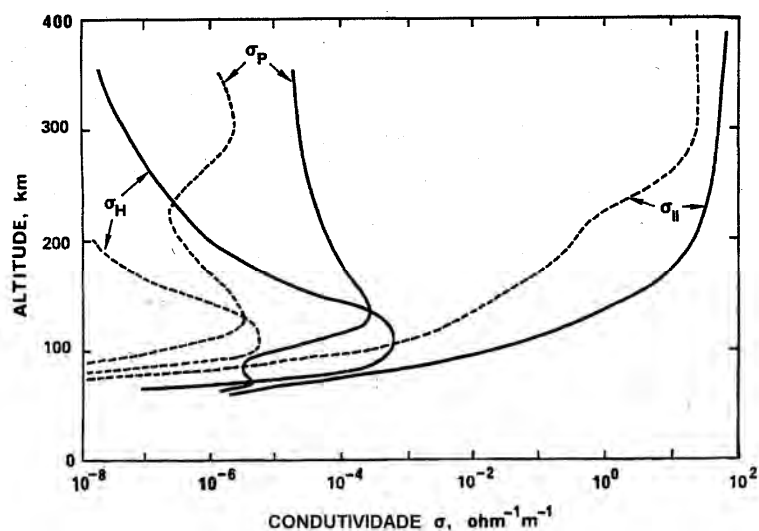


Figura 2.8. Perfis de condutividades (Hall, Pedersen e Paralela) diurnas (linhas sólidas) e noturnas (linhas tracejadas) na ionosfera terrestre.

FONTE: Adaptado de Schulz (2007).

As altas condutividades da região E são responsáveis pela geração das correntes descritas anteriormente. Como mostrado na Figura 2.7, na região equatorial o fluxo de corrente aponta para leste durante o dia. Além disso, nas altitudes do dínamo da região E há uma intensificação dessa corrente para leste sobre uma faixa latitudinal estreita compreendendo $\pm 3^\circ$, centrada no equador geomagnético. Essa corrente intensificada foi denominada Eletrojato Equatorial (EEJ) por Chapman (1951) e é consequência da geometria quase horizontal das linhas do campo geomagnético na região do equador magnético associada às altas condutividades (RISHBETH e GARRIOT, 1969; FORBES, 1981).

Cabe ressaltar aqui que um importante resultado da deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ é que o campo elétrico zonal equatorial (na direção leste-oeste) gerado pelo dínamo da região E, que tipicamente aponta para leste no lado diurno da Terra, será responsável pelo movimento vertical ascendente do plasma da região F sobre a região do equador geomagnético, o

que ocorre enquanto as forças de pressão são suficientes para manter esse movimento de subida. Da mesma forma, o campo elétrico zonal que aponta para oeste na região equatorial (caso tipicamente noturno) causará uma deriva para baixo do plasma. Assim, ao longo do dia, a deriva vertical do plasma da região F é para cima durante o dia e para baixo durante a noite, na região equatorial, em períodos isentos de perturbações geomagnéticas, e está relacionada diretamente ao campo elétrico zonal equatorial.

Um importante resultado do movimento ascendente do plasma na região equatorial, durante o dia, é a formação da Anomalia de Ionização Equatorial (AIE). A elevação do plasma até altitudes em que a taxa de recombinação é menor propicia um maior tempo de vida dos constituintes do plasma. Devido aos efeitos de gradiente de pressão (∇p) e gravitacionais (g), o plasma adquire movimento descendente que se dá apenas por difusão ao longo das linhas de campo geomagnético, deixando de ser vertical devido a girofrequência das partículas do plasma ser dominante sobre a frequência de colisão em maiores altitudes (NOGUEIRA, 2009). Dessa forma, o plasma de longa vida difunde-se ao longo das linhas de campo magnético para regiões de maiores latitudes, depositando-se nas latitudes magnéticas de aproximadamente $\pm 20^\circ$ e formando os picos da AIE (KELLEY, 1989). O mecanismo responsável por este fenômeno também é chamado de efeito fonte. A Figura 2.9 apresenta um esquema da AIE.

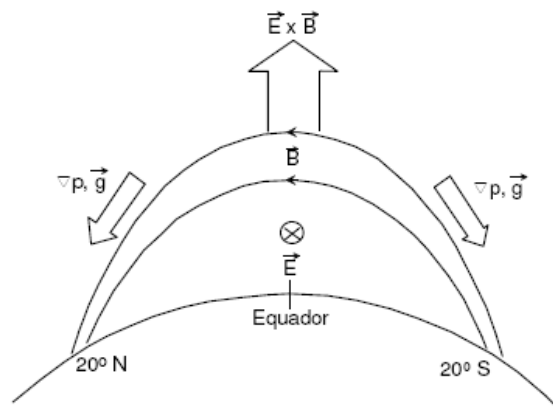


Figura 2.9. Diagrama esquemático do transporte do plasma na região equatorial.

FONTE: Adaptado de Kelley (1989, pag. 193).

Os picos de ionização associados à AIE são mostrados na Figura 2.10; eles se formam no entorno do equador geomagnético e sofrem grandes variações durante os períodos magneticamente perturbados, como será discutido nas próximas seções. Nesta figura é mostrado um mapa de TEC feito a partir de um arquivo IONEX (SCHAER et al., 1998) disponibilizado pelo *Jet Propulsion Laboratory* (JPL – NASA) através do *site* <ftp://cddis.nasa.gov/gps/products/ionex/>. O mapa mostra o desenvolvimento da AIE às 22:00 UT.

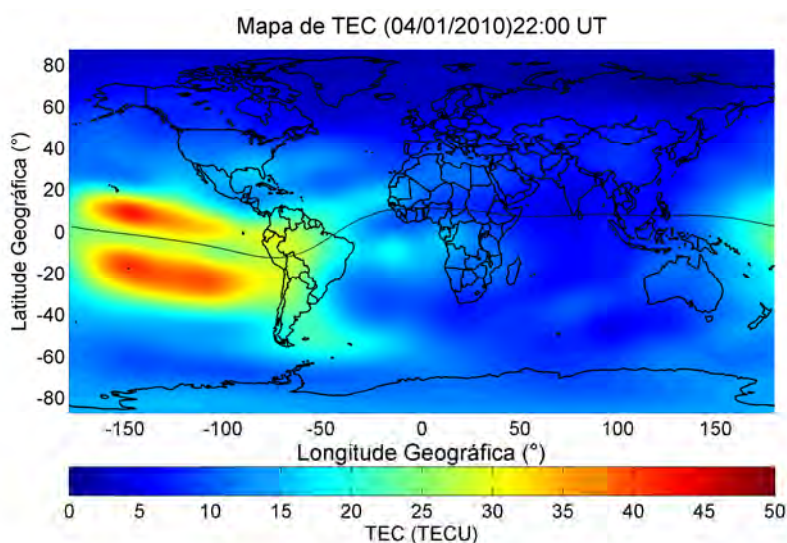


Figura 2.10. Mapa de TEC produzido a partir de arquivo IONEX, para o dia 04 de Janeiro de 2010 às 22:00 UT, mostrando os picos da AIE.

Os ventos meridionais nestas latitudes também produzem um fluxo inter-hemisférico de ionização podendo causar assimetrias nos picos da AIE. Resultados de simulação apresentados por Balan et al. (1997) mostram o efeito combinado do campo elétrico zonal para leste e de um vento trans-equatorial (meridional), como pode-se observar na Figura 2.11, que mostra estes resultados para três longitudes diferentes. Essa simulação foi feita para as estações de Trivandrum (Índia), Fortaleza (Brasil) e Jicamarca (Peru), todas situadas sobre o equador geomagnético. Devido à separação geográfica latitudinal destas três estações, a magnitude do vento meridional varia bastante, mesmo durante os equinócios. Sobre Jicamarca, que se situa em 12°S (geográfico), o vento meridional aponta para o sul ao meio-dia, o que causa a inclinação no vetor de fluxo do plasma

mostrado na Figura 2.11. Um efeito oposto é verificado sobre Trivadrum, localizada em 10°N, enquanto sobre Fortaleza (4°S) forma-se um efeito fonte aproximadamente simétrico. A inclinação nos vetores de fluxo do plasma é responsável pela formação da AIE assimétrica.

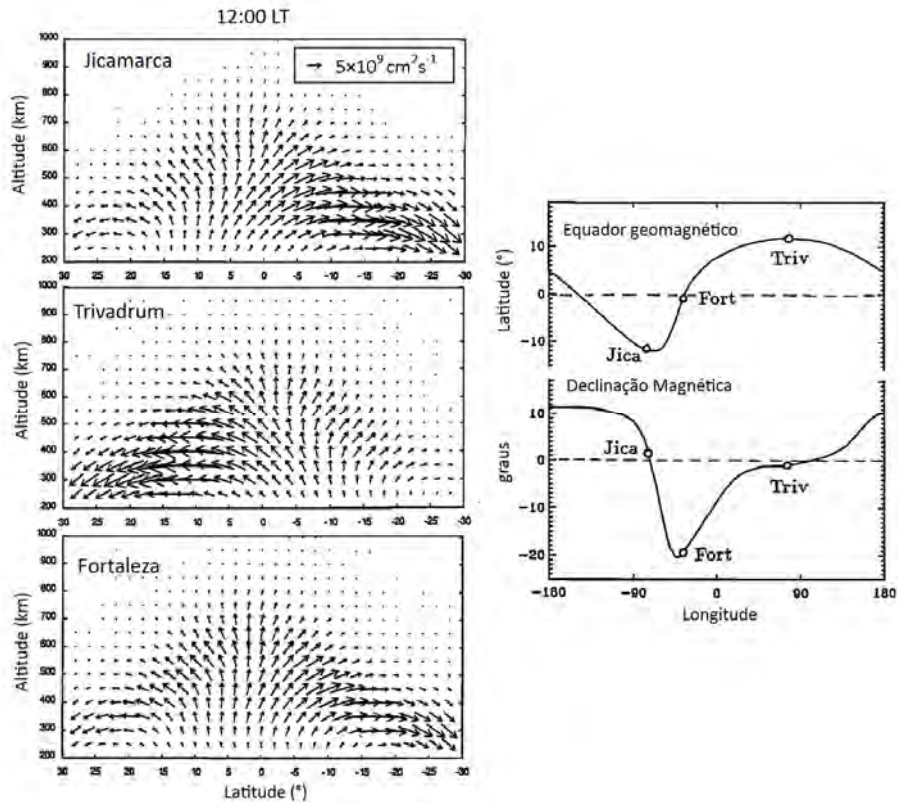


Figura 2.11. Esquerda: Efeito fonte simulado pelo modelo SUPIM para três setores longitudinais distintos, Jicamarca (Peru), Trivadrum (Índia) e Fortaleza (Brasil). A inclinação dos vetores de fluxo do plasma é causada por ventos trans-equatoriais. Direita: Localização geográfica do equador geomagnético (topo) e declinação magnética das três localidades estudadas (embaixo).

FONTE: Adaptado de Balan et al. (1997).

É importante ressaltar aqui que a AIE e o Eletrojato Equatorial são gerados pelos mesmos campos elétricos primários, e, portanto, suas intensidades estão relacionadas, ou seja, um eletrojato intenso (fraco) estará associado a uma AIE bastante (pouco) desenvolvida. Assim, suas variabilidades também estarão relacionadas, porém essas variabilidades estão sujeitas à resposta de cada um desses fenômenos a uma mudança no

campo elétrico primário. Apesar da deriva vertical do plasma (que gera o efeito fonte) responder prontamente às mudanças no campo elétrico zonal, as respostas na AIE ocorrerão somente após 2 a 4 horas, dependendo dos processos de transporte e dos tubos de fluxo envolvidos no instante destas mudanças. Enquanto isso, a resposta do EEJ a essas mudanças no campo elétrico zonal ocorre dentro de alguns segundos. Assim, é correto relacionar as variabilidades da AIE e do EEJ se as modificações no campo elétrico primário tiverem tempos de escala maiores que 2 horas (ABDU, 2005). Essas considerações são importantes nas investigações de clima espacial das perturbações ionosféricas equatoriais.

Dessa forma, medidas das derivas do plasma feitas por radares ou experimentos a bordo de satélites são de extrema valia na investigação das características do campo elétrico equatorial, que é o modulador primário dos principais fenômenos da ionosfera equatorial. Mais detalhes sobre a deriva vertical da região F e os campos elétricos associados serão apresentados na próxima seção.

2.4.1.2. Dínamo da Região F

Como dito anteriormente, na região F são gerados ventos termosféricos devido à absorção da radiação solar. Esses ventos são horizontais e movem o plasma através das linhas de campo magnético. O movimento principal induzido pelos ventos termosféricos é a deriva dos íons e elétrons ao longo das linhas de campo magnético, proporcional à componente do vento na direção do campo. Adicionalmente, há um movimento de menor escala na direção perpendicular tanto ao campo quanto ao vento (BATISTA, 1986), dado por:

$$\vec{V} = \frac{v\omega}{v^2 + \omega^2} \frac{\vec{U} \times \vec{B}}{B}, \quad (2.9)$$

onde:

\vec{V} é a velocidade das partículas carregadas,

\vec{U} é a velocidade do vento neutro,

\vec{B} é o vetor de indução magnética terrestre,
 ν é a frequência de colisão entre partículas neutras e partículas carregadas e
 $\omega = qB/m$ é a girofrequência das partículas, sendo q a carga e m a massa da partícula.

Devido à dependência com a carga q , os íons se moverão no sentido $\vec{U} \times \vec{B}$ e os elétrons se moverão em sentido contrário, gerando uma corrente elétrica. Qualquer divergência de fluxo dessa corrente tende a estabelecer um campo elétrico de polarização. No entanto, como mencionado anteriormente, a região E diurna altamente condutora, acoplada à região F por meio das linhas de campo magnético, descarrega esse campo elétrico de polarização (Figura 2.6 vista anteriormente). Durante a noite esse circuito não se fecha, e, portanto, o campo elétrico de polarização da região F pode se estabelecer (BATISTA, 1986; RISHBETH, 1997). Esse campo é vertical e produz o movimento zonal (para leste) do plasma à noite na região F. Na figura 2.12 é mostrado o padrão das derivas zonais da região F, obtido em Jicamarca para o período entre 1970 e 1988 (excluindo 1979 e 1982-1983, períodos sem dados). De acordo com Fejer et al. (1991), as derivas zonais da região F não apresentam variações sazonais e com a atividade solar significativas, apresentando pequena variação com o fluxo solar durante os equinócios.

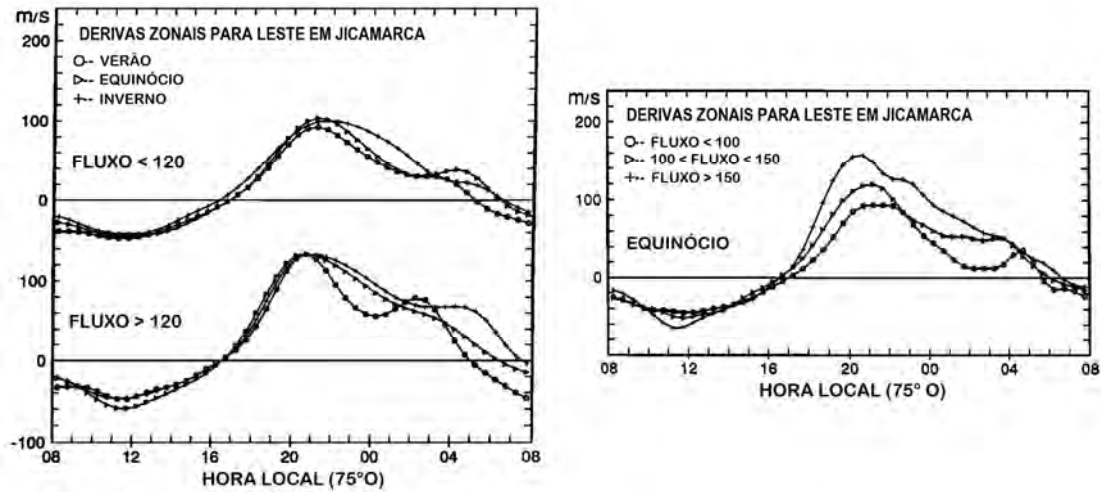


Figura 2.12. (Esquerda) Variação sazonal das derivas zonais médias durante períodos de fluxo solar alto e baixo. (Direita) Derivas zonais médias durante períodos de equinócio para fluxo solar baixo, moderado e alto.

FONTE: Adaptado de Fejer et al. (1991).

A corrente do dínamo da região F é menos intensa do que as correntes geradas pelo dínamo da região E, mas torna-se importante em situações como a que ocorre após o pôr do Sol. O campo elétrico de polarização do dínamo da região F é vertical e é responsável pela intensificação da deriva vertical para cima da região F ao anoitecer, o que é denominado pico pré-reversão (*Prereversal Enhancement* – PRE). O pico pré-reversão resulta da interação do vento termosférico zonal (para leste ao anoitecer) com o gradiente longitudinal/hora local da condutividade Pedersen integrada da camada E existente através do terminadouro (RISHBETH, 1971; HEELIS et al., 1974; FARLEY et al., 1986; BATISTA et al., 1986; ABDU et al., 2003 citados por ABDU, 2005). A Figura 2.13 apresenta as características das derivas verticais na região F, obtidas a partir de medidas do radar de Jicamarca (Peru) em períodos magneticamente calmos (FEJER et al., 1991). Na Figura 2.13 nota-se o padrão ascendente diurno das derivas, assim como o padrão descendente noturno, e também mostra uma dependência sazonal significativa do PRE, que é maior nos meses de equinócio e verão em relação aos meses de inverno.

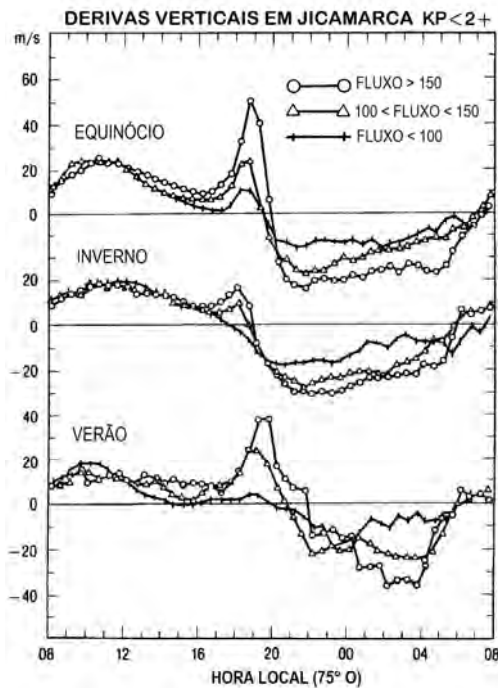


Figura 2.13. Derivas verticais do plasma da região F sobre Jicamarca (Peru) baseadas em medidas do radar de espalhamento incoerente para diferentes fluxos solares e estações do ano.

FONTE: Adaptado de Fejer et al. (1991).

A eficiência do PRE e sua dependência sazonal podem ser explicadas ao examinarmos novamente a Figura 2.5. Os ventos zonais (quadro superior da Figura 2.5) em 250 km de altitude revertem-se para leste em torno de 17-18 LT (*Local Time* – Hora Local) nos meses de Dezembro e equinócio, enquanto isso ocorre mais tarde em Junho (inverno no hemisfério sul), o que pode explicar a intensidade reduzida do PRE verificada na Figura 2.13 para o inverno. Apesar disso, na região de Fortaleza no Brasil foi demonstrado que o pico pré-reversão é mais intenso no solstício de Dezembro do que no equinócio, devido à dependência com a declinação magnética (ABDU et al., 1981; ABDU et al., 1992).

Em altas latitudes os campos elétricos e correntes gerados pelo dínamo ionosférico são relativamente fracos em comparação àqueles gerados pelo vento solar e dínamo magnetosférico.

Mais detalhes sobre os complexos sistemas de geração dos campos elétricos e correntes na ionosfera global podem ser encontrados em Rishbeth (1997) e Heelis (2004).

2.4.1.3. Dínamo Perturbado

O dínamo perturbado ocorre durante as tempestades magnéticas, devido à injeção de energia na região auroral que impele fortes ventos neutros em direção ao equador. A modificação no sistema de ventos durante as tempestades gera o dínamo perturbado, pelo processo descrito a seguir. O vórtice de corrente devido ao dínamo perturbado na região equatorial é oposto ao fluxo do sistema Sq, de forma que os campos elétricos relativos aos períodos calmos sofrem decréscimos e, algumas vezes, podem ser revertidos (FEJER et al., 1983). Blanc e Richmond (1980), 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. A Figura 2.14 mostra o sistema de campos elétricos e correntes gerado pelo dínamo perturbado (ABDU et al., 2006). Durante as perturbações magnéticas, ocorre o aquecimento da termosfera nas regiões aurorais originando ventos perturbados. Com o transporte do momento angular, os ventos perturbados originalmente direcionados ao equador adquirem velocidade para o oeste (em relação à Terra) devido ao efeito de Coriolis. O vento perturbado para oeste, ao atingir as médias latitudes, produz a corrente Pedersen (J_P) direcionada ao equador que tende a polarizar positivamente a ionosfera de baixas latitudes até que o fluxo de corrente seja interrompido pelo campo elétrico de polarização resultante (E_P) direcionado aos pólos. O efeito deste campo elétrico, que é perpendicular às linhas de campo magnético, direcionadas para cima (baixo) nas médias latitudes do hemisfério sul (norte) é produzir uma deriva de plasma para oeste e uma corrente Hall (J_H) para leste. A interrupção da corrente Hall nos terminadouros resulta em dois vórtices de corrente e o estabelecimento de um campo elétrico direcionado do anoitecer para o amanhecer. Este campo anoitecer-amanhecer tem polaridade oposta ao campo gerado pelo dínamo do sistema Sq em períodos calmos.

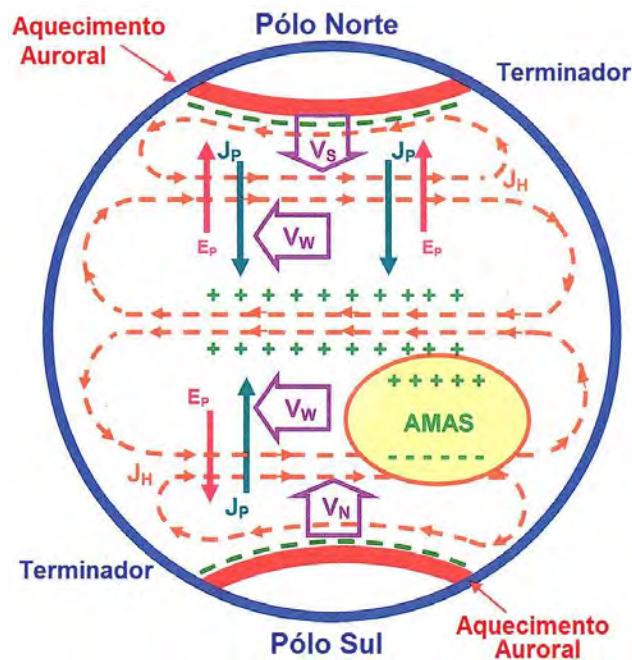


Figura 2.14. Sistema de Ventos e Correntes formado durante o fenômeno de Dínamo Perturbado. Na figura são identificados: V_S (vento direcionado para o sul), V_W (vento direcionado para o oeste) E_p (campo elétrico de polarização), J_p (corrente Pedersen) e J_H (corrente Hall). A região da AMAS (Anomalia Magnética do Atlântico Sul), situada sobre a América do Sul, é identificada e refere-se à região em que o campo geomagnético tem sua intensidade diminuída.

FONTE: Adaptado de Abdu et al. (2006).

2.4.2. Convecção Magnetosférica e Camada de Blindagem

A convecção magnetosférica refere-se ao fluxo global de plasma do vento solar em torno da magnetosfera, uma vez que denomina a circulação convectiva de um fluido aquecido. Nos primeiros estudos do ambiente espacial próximo à Terra, observou-se que a reconexão magnética e outros processos de acoplamento, como interação viscosa, causariam arrasto entre a magnetosfera terrestre e o fluxo do vento solar, forçando a camada externa da magnetosfera a fluir no sentido oposto ao Sol (DUNGEY, 1961; AXFORD e HINES, 1961 citados por WOLF et al., 2007). Isto requer um fluxo de retorno no sentido do Sol, no interior das linhas de campo fechadas da magnetosfera (Figura 2.15).

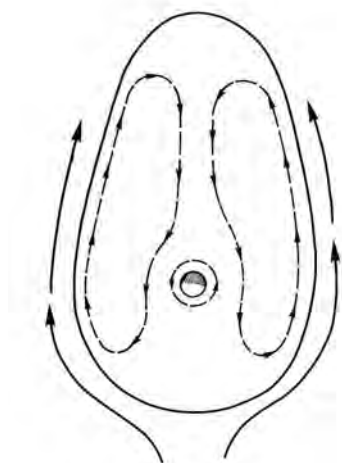


Figura 2.15. Esquema da convecção magnetosférica produzida na magnetosfera fechada por forças viscosas, como idealizado por Axford e Hines.

FONTE: Stern (1996).

As linhas de campo magnético na camada limite da lâmina de plasma são distorcidas do formato de um dipolo para produzir a cauda magnética, que se estende a uma longa distância da Terra. Essa geometria magnética possui uma tensão que exerce forças no plasma. Associadas ao gradiente de pressão e à diferença de potencial aplicada na magnetosfera pelo fluxo do vento solar, essas forças produzem um movimento do plasma magnetosférico na direção solar, na região de linhas de campo fechadas, ou seja, é gerado um fluxo de retorno da cauda magnetosférica em direção ao lado noturno terrestre e em direção ao Sol. O fluxo de retorno da convecção magnetosférica é responsável por gerar o campo elétrico amanhecer-crepúsculo existente na cauda magnetosférica (gerado através do mecanismo de dínamo magnetosférico, expresso pela equação 2.3). O campo elétrico magnetosférico amanhecer-crepúsculo é mostrado na Figura 2.16, em que é esquematizada também a camada de blindagem, formada pelas cargas de blindagem segundo a dinâmica que será descrita nos próximos parágrafos.

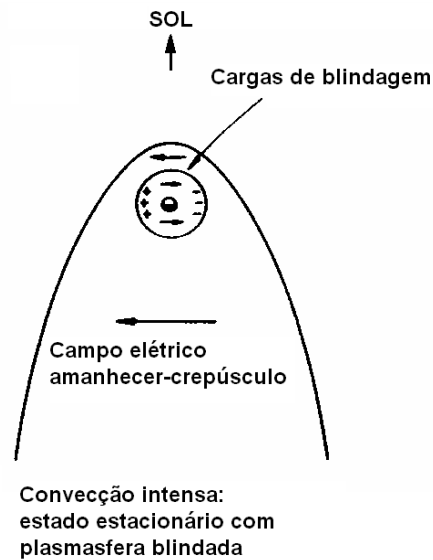


Figura 2.16. Campos elétricos de origem magnetosférica (amanhecer-crepúsculo) e no interior da camada de blindagem (crepúsculo-amanhecer).

FONTE: Adaptado de de Kelley (1989).

À medida que o plasma magnetosférico flui em direção à Terra, no lado noturno, as partículas são submetidas a forças devidas ao gradiente e curvatura do campo magnético terrestre, além das forças que causam o movimento de giro destas partículas. Uma vez que o gradiente e as forças de tensão são equivalentes à força de Lorentz $\vec{J} \times \vec{B}$ (onde \vec{J} é a densidade de corrente), a física requer a existência de correntes elétricas. A Figura 2.17 mostra a configuração de campos e correntes elétricas na ionosfera e magnetosfera em uma vista polar. Na cauda, ou lâmina neutra, flui a corrente \vec{J}_T para assegurar o rotacional imposto pela geometria distendida do campo magnético. A corrente da cauda é fechada principalmente na bainha magnética por correntes que fluem na magnetopausa. A corrente de anel \vec{J}_R flui em circunferências fechadas ao redor da Terra em distâncias entre 2 e 10 raios terrestres.

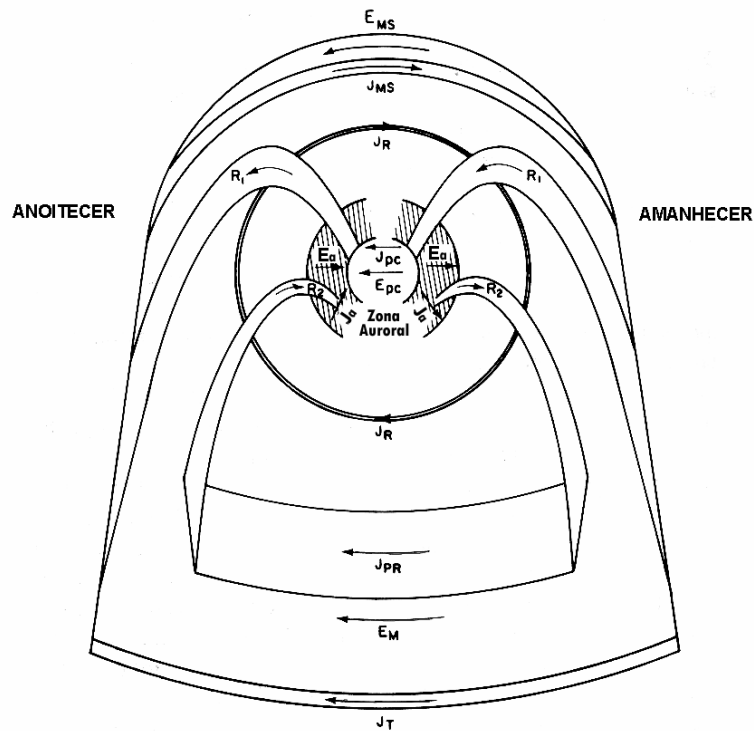


Figura 2.17. Diagrama esquemático das correntes e campos elétricos existentes no sistema magnetosfera-ionosfera, os quais resultam do campo magnético alongado na cauda da magnetosfera e da interação entre o vento solar e o campo magnético terrestre.

FONTE: Adaptado de Kelley (1989).

Como já dito anteriormente, na convecção magnetosférica em direção ao Sol, no lado noturno da magnetosfera fechada, as partículas são submetidas à ação de forças devidas ao gradiente e curvatura do campo magnético. O resultado é uma separação zonal de cargas, formando a corrente de anel, onde os prótons derivam na direção do crepúsculo (oeste) e os elétrons na direção do amanhecer (leste), 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 o campo elétrico interplanetário e o fluxo de plasma em torno desta região, ficando assim configurada a camada de blindagem da magnetosfera interna. Quaisquer divergências nas correntes citadas anteriormente devem ser fechadas pelas correntes alinhadas ao campo magnético que atravessam a

ionosfera. A parcela da corrente da cauda e da corrente de anel, que é conectada através da ionosfera, é chamada de corrente de anel parcial, \vec{J}_{PR} . As correntes alinhadas ao campo (*Field-Aligned Currents* – FACs), denominadas R_2 na Figura 2.17, que fecham a corrente de anel parcial, são chamadas de correntes da região-2 e ligam a magnetosfera interna à oval auroral em sua extremidade equatorial e constituem, também, a camada de blindagem. As correntes da região-1, identificadas como R_1 na Figura 2.17, conectam a porção polar da oval auroral e a calota polar à bainha magnética (*magnetosheath*), ao vento solar ou à camada limite do plasma próxima à magnetopausa. As correntes R_1 e R_2 são denominadas também correntes de Birkeland. A Figura 2.18 mostra com mais detalhes a corrente de anel parcial e as correntes das regiões-1 e -2 na oval auroral. Em seguida, será discutida a formação dos campos elétricos \vec{E}_a (campo elétrico na oval auroral) e \vec{E}_{pc} (campo elétrico na calota polar), mostrados na Figura 2.17.

Na figura 2.19 é mostrado o mapeamento do campo elétrico magnetosférico para a região auroral, por meio das linhas de campo magnético. O campo elétrico \vec{E}_\perp corresponde ao campo \vec{E}_a da Figura 2.17. A alta condutividade paralela ao campo magnético da Terra, σ_\parallel , possui importantes implicações acerca da transmissão de campos elétricos por grandes distâncias ao longo de \vec{B} . Qualquer campo elétrico gerado em altitudes ionosféricas pode ser transmitido ao longo das linhas de campo magnético até grandes altitudes. Por exemplo, um campo elétrico gerado em 60° de latitude magnética pode ser comunicado ao plano equatorial em uma altitude de aproximadamente 25.000 km. Da mesma forma, campos elétricos do vento solar ou de origem magnetosférica podem ser transmitidos para altitudes ionosféricas. Uma consequência dos cálculos utilizados nessa teoria é que os campos elétricos perpendiculares a \vec{B} mapeiam-se por longas distâncias ao longo das linhas de campo magnético da Terra.

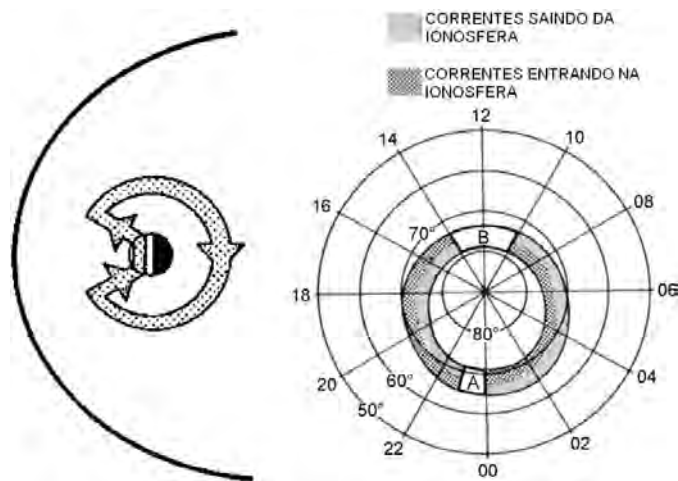


Figura 2.18. O diagrama da esquerda é uma esquematização baseada na teoria de uma corrente de anel parcial na magnetosfera interna; o Sol está à esquerda. O diagrama da direita sumariza as observações iniciais das correntes de grande escala de Birkeland sobre a ionosfera do hemisfério norte; o crepúsculo está à esquerda. Nota-se que as correntes na porção equatorial da oval auroral (correntes da região-2) estão entrando na ionosfera no lado do crepúsculo e saindo da ionosfera no lado do amanhecer.

FONTE: Adaptado de Wolf et al. (2007).

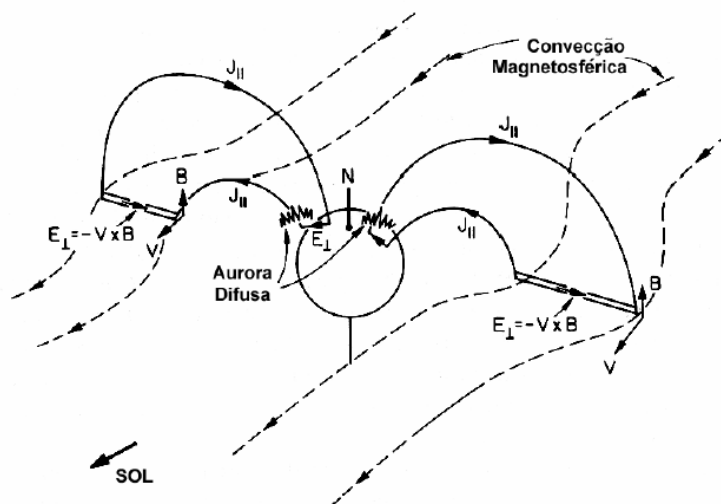


Figura 2.19. Mapeamento dos campos elétricos magnetosféricos para a região auroral.

FONTE: Adaptado de Kelley (1989).

Na Figura 2.20 é mostrada a configuração da magnetosfera para o caso em que o campo magnético interplanetário (IMF) aponta para o sul, onde \vec{E}_{sw} e \vec{V}_{sw} são, respectivamente, o campo elétrico interplanetário (campo \vec{E} dado pela equação 2.3) e a velocidade do plasma solar (velocidade \vec{V} considerada na equação 2.3). O campo elétrico interplanetário também é formado pelo processo de dínamo magnetosférico. Quando o IMF aponta para o sul, o campo elétrico interplanetário aponta para fora da página na Figura 2.20. Supondo que os campos elétricos mapeiam-se ao longo das linhas de campo magnético, a ionosfera polar também será alvo de um campo elétrico, o que é mostrado na Figura 2.21. O campo elétrico \vec{E}_I mostrado nas Figuras 2.20 e 2.21 representa o campo \vec{E}_{pc} mostrado anteriormente, na Figura 2.17.

A camada de blindagem explicada anteriormente é também chamada de camada de Alfvén (KELLEY, 1989). A camada de Alfvén é definida como a separação entre as regiões contendo fluxos de partículas de trajetórias “abertas”, na magnetosfera externa, e de trajetórias fechadas, mais próximas à Terra e em torno dela, na magnetosfera interna (WOLF et al., 2007).

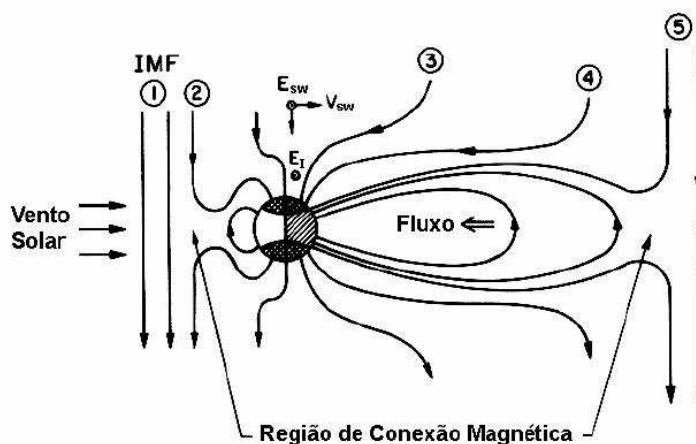


Figura 2.20. Conexão e reconexão entre o campo magnético terrestre e o IMF, quando este aponta para o sul, vista no plano meio-dia/meia-noite. \vec{E}_{sw} é o campo elétrico interplanetário e \vec{E}_I é o campo elétrico mapeado para a ionosfera através das linhas do campo magnético.

FONTE: Adaptado de Kelley (1989).

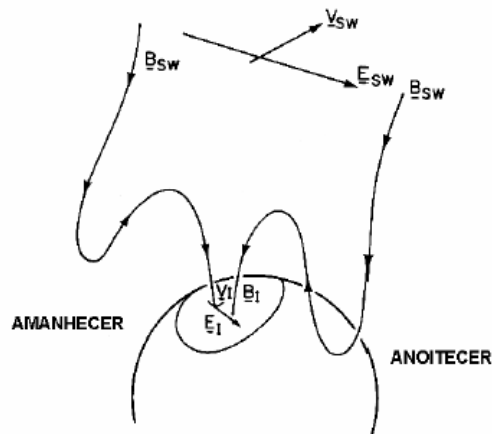


Figura 2.21. Representação esquemática da conexão entre o dínamo do vento solar e o circuito ionosférico.

FONTE: Adaptado de Kelley (1989).

Na Figura 2.20 também é mostrado o fenômeno de reconexão magnética, que ocorre quando o IMF aponta para sul (mais comumente durante tempestades magnéticas), e as linhas do campo magnético interplanetário conectam-se às linhas do campo geomagnético (regiões 2 e 5 mostradas na Figura 2.20). Essa conexão entre os dois campos (interplanetário e geomagnético) na magnetopausa diurna permite a entrada de partículas e energia do plasma do vento solar na calota polar, configurando algumas perturbações características da região polar durante tempestades magnéticas, como o aquecimento termosférico na região da oval auroral, que gera o mecanismo de dínamo perturbado na ionosfera, e também as auroras que ocorrem devido à colisão das partículas do vento solar com os constituintes neutros atmosféricos, causando sua excitação e posterior emissão de radiação no espectro visível.

Em períodos calmos na magnetosfera, a camada de blindagem impede que os campos elétricos magnetosféricos impressos na calota polar penetrem na ionosfera de médias e baixas latitudes. Durante períodos perturbados, a camada de blindagem deixa de ser eficiente e a penetração de campos elétricos persiste até que a blindagem seja restabelecida. O tempo característico para restabelecimento da camada de blindagem pode durar de 30 minutos (SENIOR e BLANC, 1984) até cinco horas (JAGGI e WOLF,

1973). Em seguida, serão discutidos os casos de penetração de campos elétricos durante períodos magneticamente perturbados.

2.4.3. Penetração de Campos Elétricos Durante Períodos Perturbados

O sistema termosfera-ionosfera global sofre drásticas modificações como resultado dos eventos de tempestade ou subtempestade magnética, iniciada quando o IMF aponta para o sul. Além disso, quando ocorrem inversões súbitas do IMF para norte, uma série de perturbações nos campos elétricos e nas distribuições de plasma acontece na ionosfera. Os campos elétricos de penetração rápida (*Prompt Penetration Electric Fields* - PPEFs) que ocorrem na fase principal das tempestades magnéticas são um dos principais responsáveis pelas modificações no TEC durante uma tempestade.

Os eventos de penetração de campos elétricos foram deduzidos inicialmente a partir do campo magnético associado ao eletrojato equatorial (NISHIDA, 1968). Vários pesquisadores repetiram essas observações e avaliaram como o campo elétrico interplanetário (IEF) poderia penetrar até o sistema magnetosfera/ionosfera (REDDY et al., 1979). Uma explicação foi encontrada quando Gonzales et al. (1979) mostraram que o campo elétrico equatorial tinha a mesma estrutura do campo elétrico zonal na região auroral. Kelley et al. (1979) propuseram os conceitos de *undershielding* e *overshielding* do campo elétrico magnetosférico pela camada de Alfvén, no limite interno da corrente de anel.

Os campos elétricos de penetração tornaram-se uma questão importante em clima espacial. Greenspan et al. (1991) e Basu et al. (2001a) mostraram que a penetração de campos elétricos para leste, durante a fase principal da maioria das tempestades magnéticas, pode praticamente eliminar a camada-F equatorial elevando-a por deriva até altitudes tão distantes que as cristas da anomalia equatorial passam a se formar na ionosfera de médias latitudes. A expansão das cristas da AIE para as médias latitudes, conforme observado em dados de TEC, foi demonstrada por Abdu (1997). Os campos elétricos de penetração podem causar mudanças significativas na distribuição global do

plasma ionosférico durante tempestades magnéticas (ABDU et al., 2008), o que pode ser prejudicial para sistemas de comunicação e navegação por satélites. Os campos elétricos de penetração podem ser prejudiciais também para linhas de transmissão de energia elétrica em altas latitudes.

Ainda existem muitas questões a serem respondidas sobre a penetração de campos elétricos magnetosféricos para a ionosfera de baixas latitudes (KIKUCHI et al., 1996). Uma das mais importantes é de que maneira o campo elétrico magnetosférico penetra até a ionosfera equatorial. Um mecanismo possível é a propagação perpendicular ao campo geomagnético no plano equatorial da magnetosfera, o que pode ser suportado pelo atraso de 2 minutos observado por Nishida (1968) entre as perturbações magnéticas ocorridas na região polar e na região equatorial. Outro mecanismo é a propagação instantânea horizontal do campo elétrico, da ionosfera polar até o equador, após ter sido mapeado ao longo das linhas de campo magnético a partir da região magnetosférica externa. Durante os eventos de penetração do campo elétrico magnetosférico, Kelley et al. (1979) observaram que o IEF não é diretamente transmitido através da magnetosfera de baixas latitudes, até atingir altitudes mais baixas. Quando o B_z do IMF aponta para sul, o IEF acopla-se diretamente às regiões da calota polar, como já mostrado nas Figuras 2.20 e 2.21. Assim, no processo de penetração de campos elétricos, o IEF que está sendo mapeado para a calota polar é transmitido até as médias e baixas latitudes através da ionosfera condutora. A penetração direta dos campos elétricos da calota polar para baixas latitudes é modulada pela interação do plasma magnetosférico com a ionosfera. Esta interação guia as correntes da região-2, que juntamente ao campo elétrico ionosférico associado a essas correntes, tendem a cancelar a componente leste-oeste do campo elétrico da calota polar, e, portanto, reduzir a penetração deste campo para as médias e baixas latitudes (SCHIELD et al., 1969; VASYLIUNAS, 1972).

O mapeamento e penetração do campo elétrico interplanetário foi verificado com a realização de experimentos simultâneos. Um exemplo do mapeamento do campo elétrico interplanetário até a ionosfera de altas latitudes pode ser visto num estudo de Kelley et. al (2003) sobre a tempestade magnética de 17 de Abril de 2002. O evento foi

observado pelo radar de espalhamento incoerente de Jicamarca, enquanto o IEF foi disponibilizado pelo satélite ACE (*Advanced Composition Explorer*). Na Figura 2.22 é apresentada a comparação entre os campos elétricos zonais de Sondrestrom (região auroral) e Jicamarca. O campo elétrico zonal da região equatorial segue o campo elétrico zonal em Sondrestrom a partir das 12:00 UT, até o radar em Sondrestrom tornar-se inoperante às 15:54 UT. Há três oscilações nos dois campos que são comparáveis em magnitude e período.

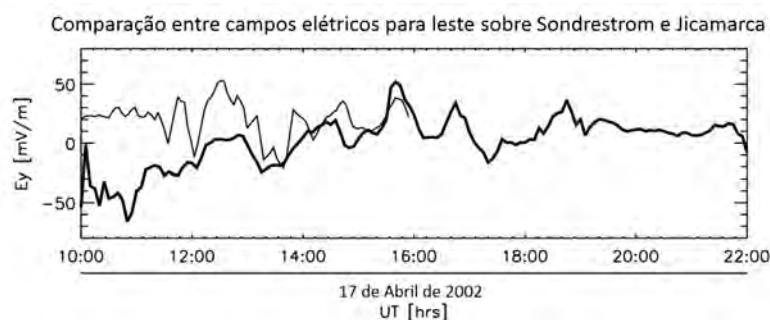


Figura 2.22. Campo elétrico para leste medido em Sondrestrom (linha fina) e Jicamarca (linha em negrito).

FONTE: Adaptado de Kelley et al. (2003).

A Figura 2.23 mostra a relação entre o IEF e o campo elétrico zonal na região equatorial; a razão entre a componente amanhecer-crepúsculo do IEF e da ionosfera equatorial, para períodos menores que 2 horas, é de 15:1 (o sinal do IEF medido pelo ACE foi filtrado por um filtro passa baixa, resultando no sinal do painel inferior na Figura 2.23; foi também aplicado um atraso de tempo nesta componente relativo ao tempo de percurso entre o satélite e a magnetopausa, estimado a partir da velocidade do vento solar). Outro aspecto importante desse estudo é a relação entre as medidas diurnas do ΔH (diferença entre a componente horizontal do campo geomagnético em uma estação equatorial e outra ligeiramente fora do equador magnético) e a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$, mostrada na Figura 2.24. Como sugerido por Anderson et al. (2002, 2004), essa relação pode ser utilizada para inferir a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$. De acordo com Kelley et al. (2003) e conforme verificado em estudos anteriores, o campo medido em altas latitudes é mais ruidoso que em baixas latitudes (Figura 2.23). Os autores sugeriram que a razão de 15:1

entre o IEF e o campo elétrico zonal em Jicamarca corresponde à razão entre o tamanho da magnetopausa e o comprimento da linha de reconexão na magnetopausa. O potencial existente através da magnetosfera não é totalmente transmitido à calota polar e a eficiência de 7% verificada é razoável. Portanto, parece ser possível medir o comprimento da linha de reconexão utilizando dados do IEF e do campo elétrico zonal na região equatorial. Estudos sobre a linha de reconexão magnética têm sido desenvolvidos a fim de estudar a forma como a reconexão ocorre, e como isso afeta a injeção de energia e partículas na magnetosfera terrestre (TRATTNER et al., 2007).

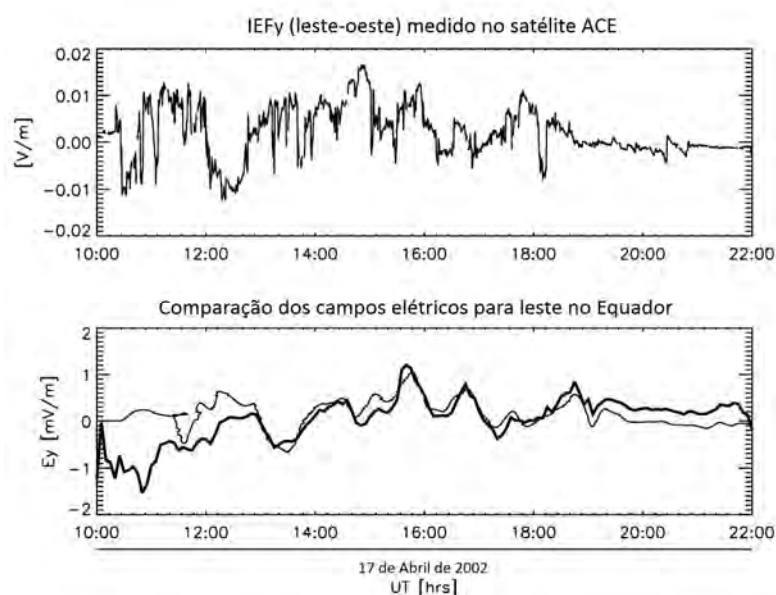


Figura 2.23. O quadro superior mostra a componente amanhecer-crepúsculo do campo elétrico interplanetário (IEF) obtida pelo satélite ACE. O quadro inferior mostra o campo elétrico para leste no plano equatorial, medido em Jicamarca (linha em negrito), e a componente amanhecer-crepúsculo do IEF medido pelo satélite ACE, filtrado e normalizado por um fator de 15 (linha fina).

FONTE: Adaptado de Kelley et al. (2003).

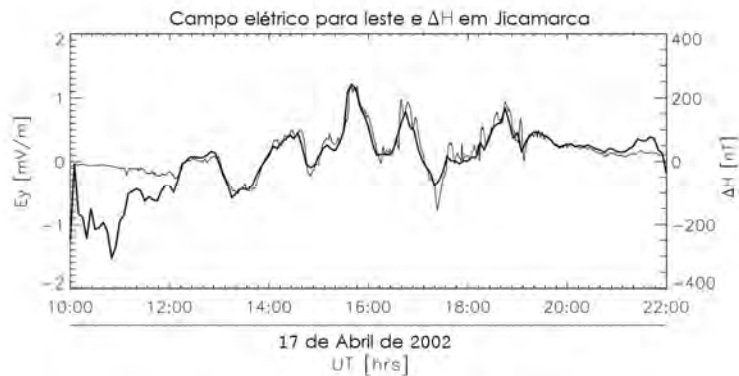


Figura 2.24. Comparação entre o campo elétrico para leste medido em Jicamarca (linha em negrito, escala à esquerda) e a diferença entre as componentes horizontais dos magnetogramas de Jicamarca e Piura (linha fina, escala à direita).

FONTE: Adaptado de Kelley et al. (2003).

Uma abordagem adotada para explicar a transmissão dos campos elétricos ao longo da ionosfera, a partir das altas latitudes até a região equatorial, é a de guia-de-onda. 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 FACs (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, conforme mostrado na Figura 2.25.

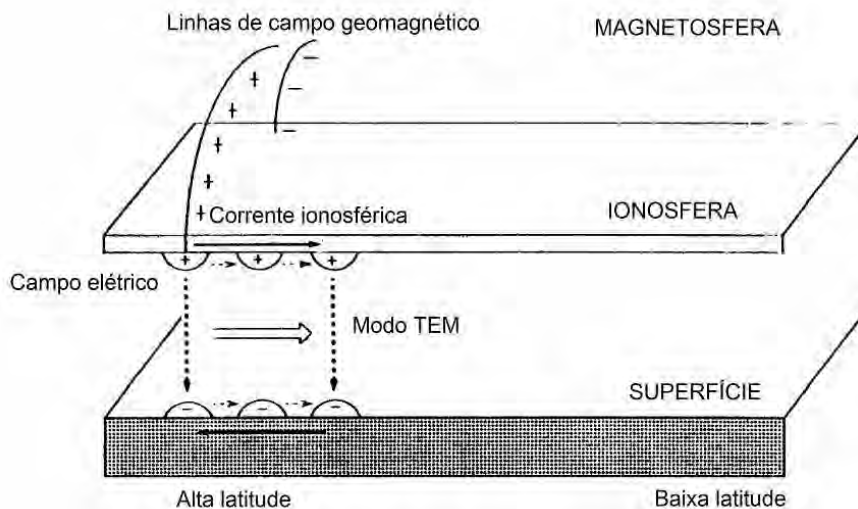


Figura 2.25. Modelo de linha de transmissão plano-paralela formado pelos condutores Terra e ionosfera, o qual possibilita a propagação instantânea dos campos elétricos aurorais para a ionosfera equatorial. As cargas elétricas transportadas da magnetosfera para a ionosfera polar, ao longo das linhas de 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: Adaptado de Kikuchi et al. (1996) citado por Fedrizzi (2004).

O campo elétrico estabelecido entre as cargas mostradas na Figura 2.25 se propaga horizontalmente com a velocidade da luz, seguindo um modo eletromagnético transversal TEM (modo TM_0 , de acordo com Kikuchi e Araki (1979)) através da região isolante entre a Terra e a ionosfera. O modo TEM apresenta uma corrente elétrica na ionosfera e na superfície da Terra, que são conectadas por uma corrente de deslocamento $\partial E/\partial t$ na frente de onda do TEM. A linha de transmissão pode transportar campos elétricos *cc* (contínuos) e correntes. Mais detalhes sobre essa proposta de transmissão dos campos elétricos na ionosfera podem ser encontrados em Kikuchi et al. (1996).

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, o que pode ser caracterizado como um evento de *undershielding*, produzindo um aumento na deriva para cima e na subsequente drenagem de ionização na região equatorial (Figura 2.26). O processo de *undershielding* corresponde a variações significativas do IMF para sul, quando há um aumento na convecção magnetosférica, e, portanto, o campo elétrico magnetosférico amanhecer-crepúsculo (visto anteriormente na Figura 2.16) aumenta significativamente. Com isso, a camada de blindagem não é eficaz para impedir que o campo elétrico magnetosférico penetre na magnetosfera interna, e o resultado é a penetração do campo elétrico amanhecer-crepúsculo na magnetosfera interna, o qual se superpõe ao campo elétrico zonal ionosférico de períodos calmos. 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 ocorrem devido tanto aos campos elétricos quanto aos ventos termosféricos, durante os períodos de tempestade.

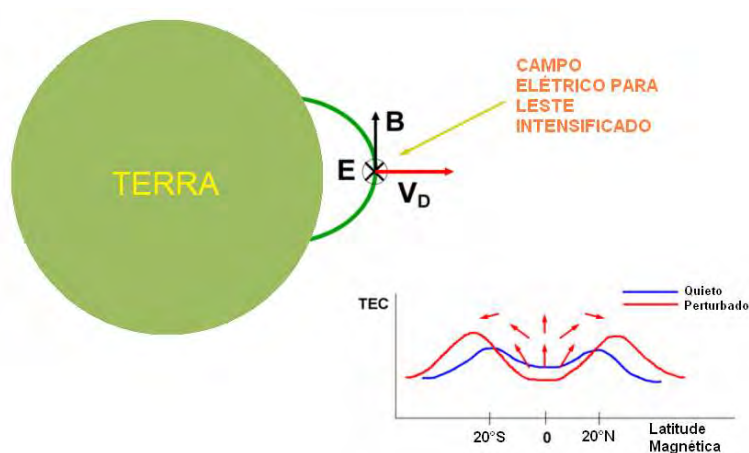


Figura 2.26. Intensificação da anomalia equatorial no setor diurno devido à penetração de um campo elétrico para leste na magnetosfera interna, intensificando o campo elétrico zonal, na região equatorial. O TEC apresenta variações nos eventos de perturbações geomagnéticas.

FONTE: de Paula et al. (2006).

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 tempestade, associada a uma rápida inversão do campo magnético interplanetário para o norte, ocorre o fenômeno denominado *overshielding* que causa a penetração do campo elétrico crepúsculo-amanhecer (da camada de blindagem) para as latitudes equatoriais resultando numa inibição da anomalia equatorial no lado diurno (Figura 2.27) e um simultâneo desenvolvimento da anomalia no período noturno. O *overshielding* ocorre quando o campo elétrico de convecção magnetosférica diminui rapidamente, devido a inversão abrupta do IMF de sul para norte. Apesar do campo elétrico magnetosférico diminuir, a camada de blindagem persiste por um determinado período e, conseqüentemente, produz um campo elétrico crepúsculo-amanhecer na magnetosfera interna e na ionosfera de baixas latitudes. Dessa forma, o campo elétrico na ionosfera equatorial tem seu sentido revertido temporariamente. De acordo com estudos de modelagem, essa reversão temporária tem duração aproximada de 10-60 minutos (SPIRO et al., 1988; PEYMIRAT et al., 2000 citados por FEDRIZZI, 2004).

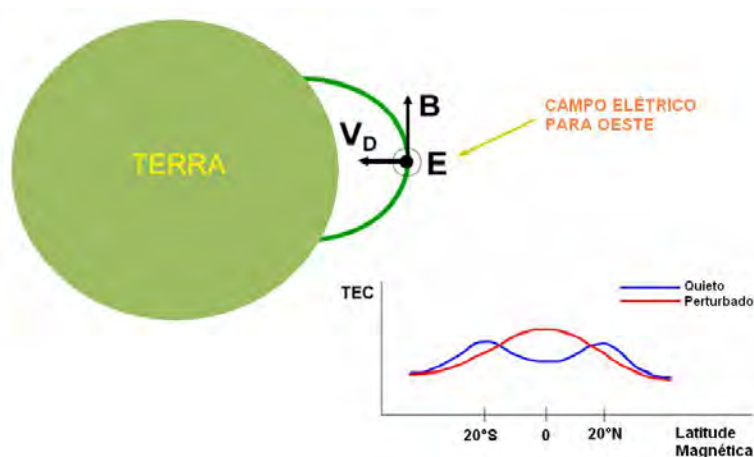


Figura 2.27. Inibição da anomalia equatorial no setor diurno devido ao *overshielding*.

FONTE: de Paula et al. (2006).

As modulações do TEC associadas às expansões e contrações da AIE hoje são bem compreendidas, e foram sumariadas de acordo com o modelo de padrões de derivas verticais perturbadas apresentado por Fejer (2002). Na Figura 2.28 são feitos

comentários deste modelo para relacionar as modificações na AIE e as derivas verticais em períodos perturbados. O quadro superior mostra o índice magnético AE, em que são ressaltados sete momentos de uma tempestade parametrizada com duração de 13 horas. Em cada momento da tempestade (t_0 a t_6), as derivas verticais do radar de Jicamarca foram utilizadas para gerar as variações nas derivas versus a hora local, formando os sete quadros inferiores da Figura 2.28. Os valores absolutos das variações médias são pequenos, portanto o importante são suas direções. Assim, nos tempos t_0 e t_1 (no início da perturbação), a variação na deriva vertical é negativa nas horas após a meia-noite (02:00 – 06:00 LT) e positiva no período após o pôr-do-Sol (18:00 – 22:00 LT). O código de cores utilizado e os comentários adicionados à direita indicam suas conseqüências: uma deriva perturbada para baixo para as horas após a meia-noite que produziria uma inibição da AIE, e uma deriva perturbada para cima para o período após o pôr-do-Sol, que causaria uma intensificação da AIE. Seguindo esta fase inicial de penetração de campos elétricos, o dínamo perturbado causa efeitos opostos. O ponto crucial a ser ressaltado é que a intensificação da AIE nas horas após o pôr-do-Sol é limitada ao início da perturbação, e que o efeito de longa duração é a inibição da AIE. Essas características serão discutidas mais detalhadamente na seção 3.2.4.

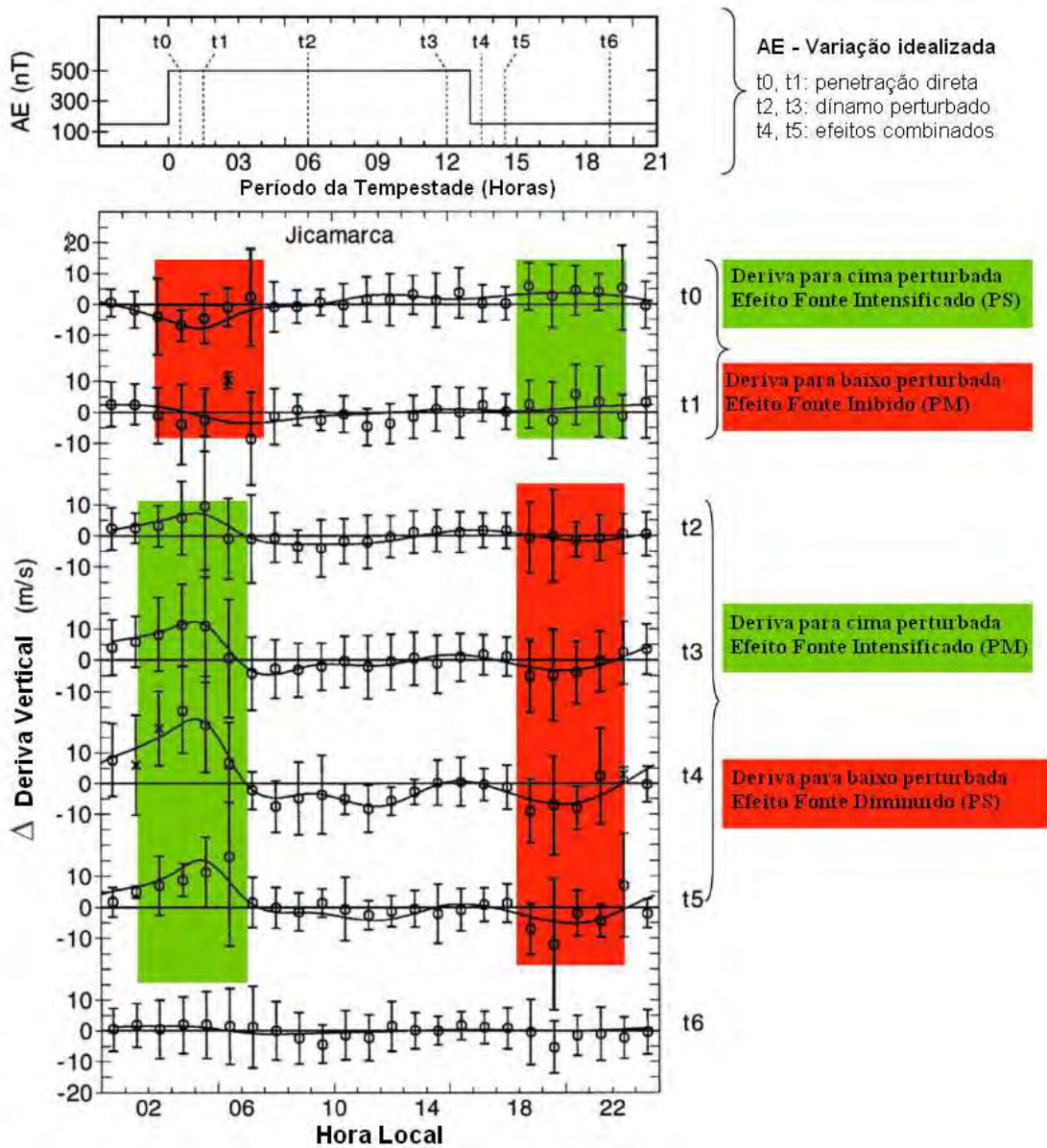


Figura 2.28. Cenário eletrodinâmico global da AIE durante uma perturbação geomagnética. O padrão acoplado hora da tempestade/hora local, para a deriva vertical no equador geomagnético obtido por Fejer (2002), é utilizado para retratar os efeitos rápidos nos tempos t0 e t1 de intensificação da AIE no setor após o pôr-do-Sol (PS) (direita) e a inibição da AIE no setor após a meia-noite (PM) (esquerda). Após um longo período de perturbação, ocorre o padrão oposto.

FONTE: Adaptado de Fejer (2002).

3 CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL (TEC)

Como já mencionado anteriormente, o TEC corresponde à densidade eletrônica ionosférica integrada em altura, em uma coluna cuja área da base é unitária. A unidade de medida do TEC é o TECU (1×10^{16} elétrons/m²).

Nos estudos ionosféricos atuais, o TEC tornou-se um parâmetro importante, e as razões para isso podem ser sintetizadas como segue:

1. Como dito anteriormente, a ionosfera é um sistema acoplado de plasma e atmosfera neutra em que ocorrem intensos efeitos relacionados à fotoquímica e dinâmica do plasma. A integração sobre todo o perfil de densidade eletrônica para obter o TEC oferece um meio conveniente para retratar, analisar e entender o comportamento global do plasma térmico próximo à Terra. Tal integral tem sua máxima contribuição na camada F2, com aproximadamente 2/3 do TEC provindo de regiões acima da altitude (h_{max}) do pico de densidade (N_{max}) (MENDILLO, 2006). Se ocorrerem variações substanciais no TEC, as simples redistribuições verticais do plasma da camada F não podem ser a principal causa.

2. Quanto às observações, o TEC é um parâmetro que envolve a utilização de diagnóstico por ondas de rádio, cuja propagação é trans-ionosférica por natureza. Portanto, as frequências de rádio empregadas (VHF e UHF) geralmente não sofrem degradação severa durante as tempestades (como pode ocorrer com os sinais HF das ionossondas), e dessa forma os eventos de maior interesse em física solar terrestre não são perdidos devido aos muitos efeitos sob investigação. Isso significa que redes observacionais regionais e globais podem ser utilizadas para estudos do TEC de forma contínua.

Assim, o TEC é um parâmetro amplamente utilizado atualmente para imageamento e análise ionosférica em períodos magneticamente calmos e perturbados. Em seguida,

serão discutidas as características mais importantes do TEC, considerando períodos calmos e perturbados.

3.1. O Conteúdo Eletrônico Total durante Períodos Calmos

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, como mostrado na Figura 3.1, que apresenta o TEC em função da Hora Local Magnética (*Magnetic Local Time – MLT*)¹ (ANDERSON E KLOBUCHAR, 1983).

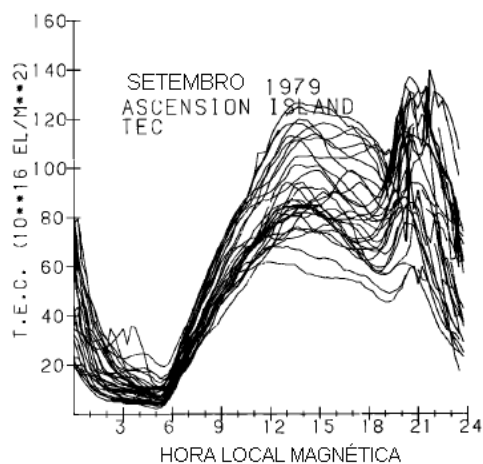


Figura 3.1. Variação diurna do TEC obtido por rotação Faraday, em Ascension Island (latitude magnética de 15° S), para vários dias de Setembro de 1979.

FONTE: Adaptado de Anderson e Klobuchar (1983).

¹ A hora local magnética refere-se ao sistema de tempo determinado pelos meridianos geomagnéticos. Os meridianos geomagnéticos convergem nos pólos geomagnéticos, e com a rotação da Terra, pode-se dizer que todos os pontos sobre uma mesma longitude magnética possuem a mesma hora local magnética.

3.1.1. Variações anuais, semi-anuais e sazonais do TEC

Considerando períodos magneticamente calmos, o Conteúdo Eletrônico Total apresenta valores anômalos no decorrer do ano caracterizando assim as anomalias anual, semi-anual e sazonal. Essas anomalias são conhecidas há bastante tempo, e foram discutidas por Berkner et al. (1936) e outros. De um ponto de vista global, existe uma variação anual do TEC, que é 20% maior em Dezembro que em Junho. Isto se compara à variação de 6% do fluxo de ionização solar, que é maior em Janeiro (quando a Terra encontra-se no periélio), devido a variação da distância Sol-Terra. Adicionalmente, existe a anomalia sazonal ou anomalia de inverno, em que o TEC tende a ser maior no inverno que no verão. Este fenômeno ocorre somente durante o dia e torna-se observável à medida que a atividade solar cresce, sendo inexistente nos períodos de mínima atividade solar (RISHBETH e GARRIOTT, 1969). A Figura 3.2 mostra as variações diurnas do TEC entre os meses de Julho de 1965 e Janeiro de 1966, medido em Auckland, Nova Zelândia (34°S, 176°L), por meio do satélite geoestacionário Syncom 3 (TITHERIDGE, 1966). É possível identificar na Figura 3.2 a anomalia anual (valores máximos do TEC em Janeiro), porém a anomalia de inverno (em Junho para o hemisfério sul) não é identificada pois trata-se de um período de mínima atividade solar (1965-1966).

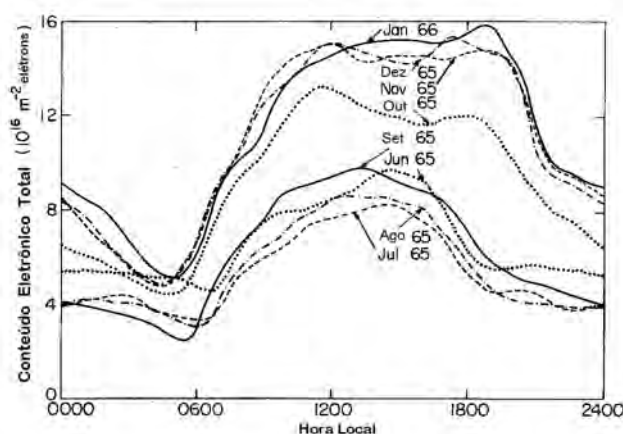


Figura 3.2. Variação diurna do Conteúdo Eletrônico Total em Auckland, Nova Zelândia (34°S, 176°L), médias mensais entre Junho de 1965 e Janeiro de 1966, obtidas através do satélite geoestacionário Syncom 3.

Fonte: Adaptado de Titheridge (1966) citado por Rishbeth e Garriot (1969).

Um gráfico de TEC diurno (obtido em torno do meio dia) versus o número de manchas solares (Figura 3.3) mostra, além da anomalia de inverno, valores de TEC mais altos nos equinócios em relação aos solstícios, representando assim a variação semi-anual do TEC. Essa variação semi-anual é evidente também no mínimo solar, em contraste à anomalia de inverno que não é pronunciada no mínimo solar, como mostrado na Figura 3.3. A variação semi-anual do TEC é comparável quantitativamente à variação anual, sendo proeminente nas latitudes mais baixas e no hemisfério Sul, mas é mascarada pela anomalia de invernos nos locais e períodos em que a última é mais pronunciada. Os picos da variação semi-anual ocorrem em Abril e Outubro, e coincidem notavelmente com os picos de variação semi-anual na temperatura do ar neutro (RISHBETH e GARRIOT, 1969).

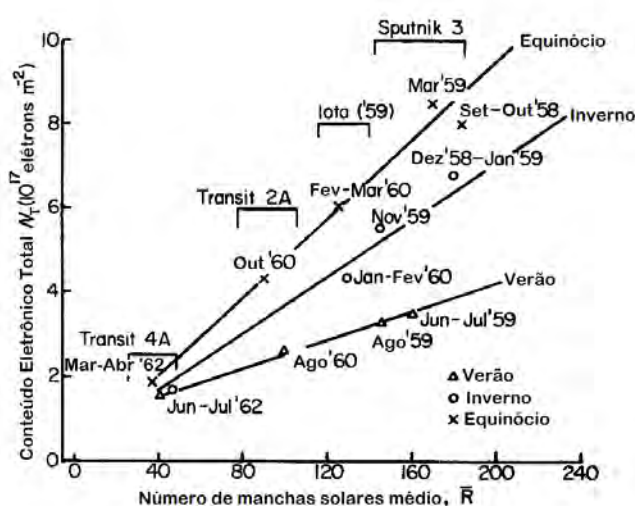


Figura 3.3. Variação com o ciclo solar do TEC, observado em Stanford, Califórnia (37° N, 112° O) utilizando a técnica de rotação de Faraday. Os satélites utilizados são indicados na figura.

FONTE: Adaptado de Bhonsle et al. (1965) citado por Rishbeth e Garriot (1969).

Estudos recentes apresentam as variações sazonais e com o ciclo solar, assim como as anomalias do TEC, em mapas globais bidimensionais nos quais é possível visualizar claramente tais variações.

Scherliess et al. (2008) apresentaram um estudo climatológico do TEC em baixas latitudes utilizando observações de TEC do satélite TOPEX. Os autores confirmaram a influência das marés atmosféricas na variabilidade longitudinal do TEC de baixas latitudes, revelando a existência de quatro picos nos valores do TEC, observados também recentemente na intensidade do *airglow* noturno (IMMEL et al., 2006). No estudo de Scherliess et al. (2008), foi utilizada uma base de dados que cobre 13 anos da missão TOPEX/Poseidon, de Agosto de 1992 a Outubro de 2005. Tal período engloba mais de um ciclo solar, como mostrado na Figura 3.4, em que é possível ver a evolução do Fluxo Solar F10.7 cm. O índice F10.7 é uma medida do nível de ruído em ondas de rádio gerado pelo Sol, no comprimento de onda 10,7 cm, observado na órbita da Terra. O valor diário global desse índice é medido ao meio dia em hora local, no Rádio Observatório de Pentictin (Canadá). Historicamente, este índice tem sido utilizado como parâmetro de entrada em modelos ionosféricos, como representativo das incidências solares nos comprimentos de onda que produzem fotoionização na ionosfera terrestre (nas bandas do ultravioleta).

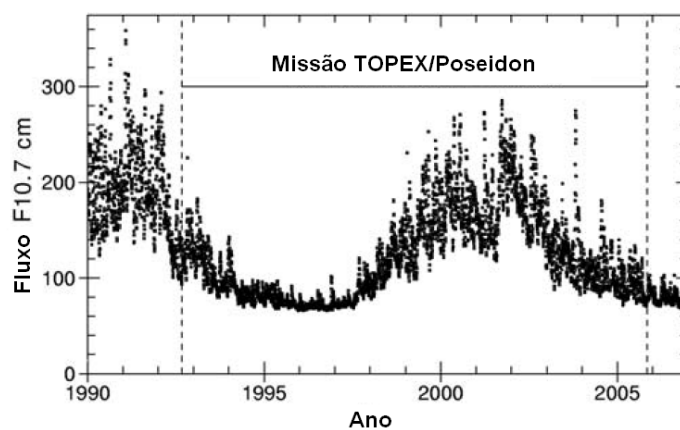


Figura 3.4. Fluxo solar F10.7 durante a missão TOPEX/Poseidon, de Agosto de 1992 até Outubro de 2005.

FONTE: Adaptado de Scherliess et al. (2008).

A Figura 3.5 mostra um exemplo das observações de TEC durante 3 dias utilizando somente dados do nodo ascendente do satélite (quando o satélite cruza do hemisfério sul para o hemisfério norte). Os valores do TEC foram obtidos do dia 89 ao dia 91 de 2002, período no qual o satélite cruzou o equador geomagnético por volta das 21:00 MLT. A

anomalia equatorial é vista claramente com largas bandas de intensificação no TEC, centradas em torno do equador geomagnético em uma distância de aproximadamente 10° a 15° em latitude. Os picos de densidade mostrados na Figura 3.5 variam de aproximadamente 60 até mais de 120 TECU, e exibem flutuações em sua separação latitudinal do equador geomagnético (linha escura mostrada na Figura 3.5). Em particular, os picos de densidade são mais largos e mais distantes do equador geomagnético na região do Pacífico, próximo à longitude de 200° Leste, ao passo que são menores e mais próximos do equador geomagnético em 240° Leste (apenas 40° de distância em longitude). Sobre o Atlântico, pode ser vista uma grande assimetria nos picos de densidade entre os hemisférios, com os picos mais intensos sobre o hemisfério sul. Esta assimetria provavelmente é devida aos ventos neutros na região.

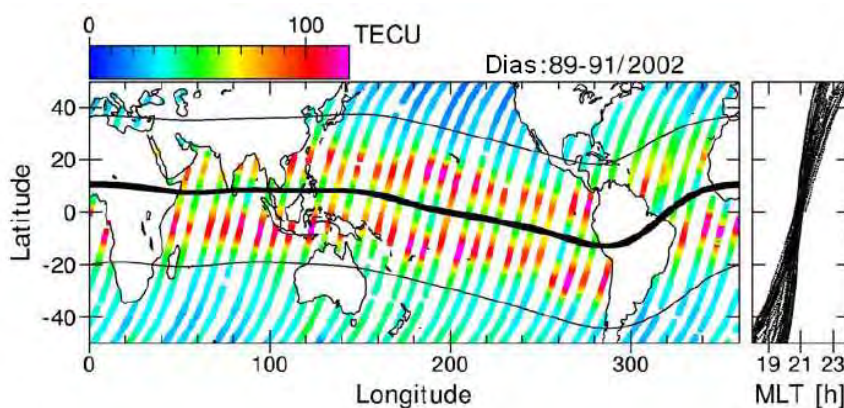


Figura 3.5. (esquerda) Um exemplo de medidas de TEC do TOPEX/Poseidon para a fase ascendente do satélite, obtida durante o período 89-91/2002. Os dados de TEC são codificados por cores de 0 a 120 TECU e mostrados nas localizações correspondentes de trajetória do satélite, no solo. A linha preta escura indica o equador geomagnético, enquanto as duas linhas pretas finas indicam as localizações de $\pm 30^\circ$ de latitude geomagnética. Também é mostrado (direita) um gráfico das horas locais magnéticas (MLT) correspondentes às observações de TEC indicando que o satélite cruzou o equador geomagnético por volta de 21:00 MLT.
 FONTE: Adaptado de Scherliess et al. (2008).

As Figuras 3.6, 3.7 e 3.8 mostram os valores normalizados em relação à média do TEC como função da latitude e longitude geomagnética para o equinócio (Figura 3.6), solstício de Junho (Figura 3.7) e solstício de Dezembro (Figura 3.8). Cada figura está

dividida em oito painéis correspondendo a oito grupos de horas locais magnéticas, iniciando no painel superior esquerdo próximo ao amanhecer (06:00 – 09:00 MLT) e terminando no painel inferior direito no fim do período noturno (03:00 – 06:00 MLT). Nesta separação sazonal do comportamento do TEC, foram utilizados dados de todas as condições de fluxo solar. A fim de minimizar, nessa análise, os efeitos da atividade geomagnética, foram utilizados somente períodos calmos em que o índice Kp estava abaixo de 3,0 durante 9 horas antes do período de observação.

Vários aspectos podem ser discutidos a partir das Figuras 3.6 a 3.8. Nos equinócios, o padrão do TEC é amplamente simétrico ao longo do equador geomagnético, mas grandes assimetrias são observadas durante os solstícios (JEE et al., 2004). Esta morfologia básica pode ser entendida examinando-se a iluminação solar nos hemisférios sul e norte e a direção do vento neutro meridional. Durante os solstícios, o vento neutro move-se do hemisfério do verão para o inverno, elevando o plasma da região F no hemisfério do verão e abaixando-o no hemisfério do inverno (SCHUNK e NAGY, 2000 citado por SCHERLISS et al., 2008). Este efeito dos ventos, acoplado à assimetria na ionização solar e na composição neutra dos dois hemisférios, contribui para as assimetrias observadas durante os solstícios. Além disso, variações sazonais na deriva vertical equatorial (FEJER et al., 1995; SCHERLISS e FEJER, 1999) levam às diferenças na intensidade e localização das cristas da anomalia equatorial nas diferentes estações.

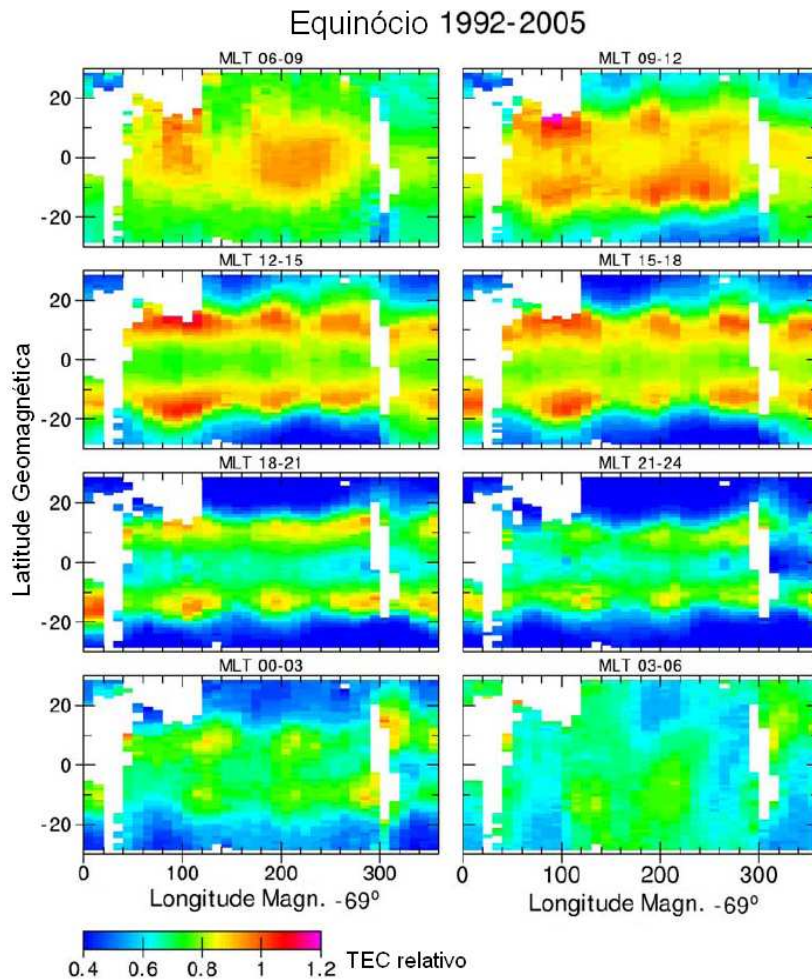


Figura 3.6. Mapas de TEC normalizado para intervalos de 3 horas durante os equinócios, mostrando os valores médios do TEC normalizado versus a latitude e longitude geomagnética (deslocada 69° para leste para coincidir com o meridiano geográfico de 0°). Os valores correspondem à média para todas as condições de fluxo solar e atividade geomagnética moderada ($K_p < 3,0$). A escala de cores para o TEC normalizado estende-se de 0,4 a 1,2.

FONTE: Adaptado de Scherliess et al. (2008).

Maio - Agosto 1992-2005

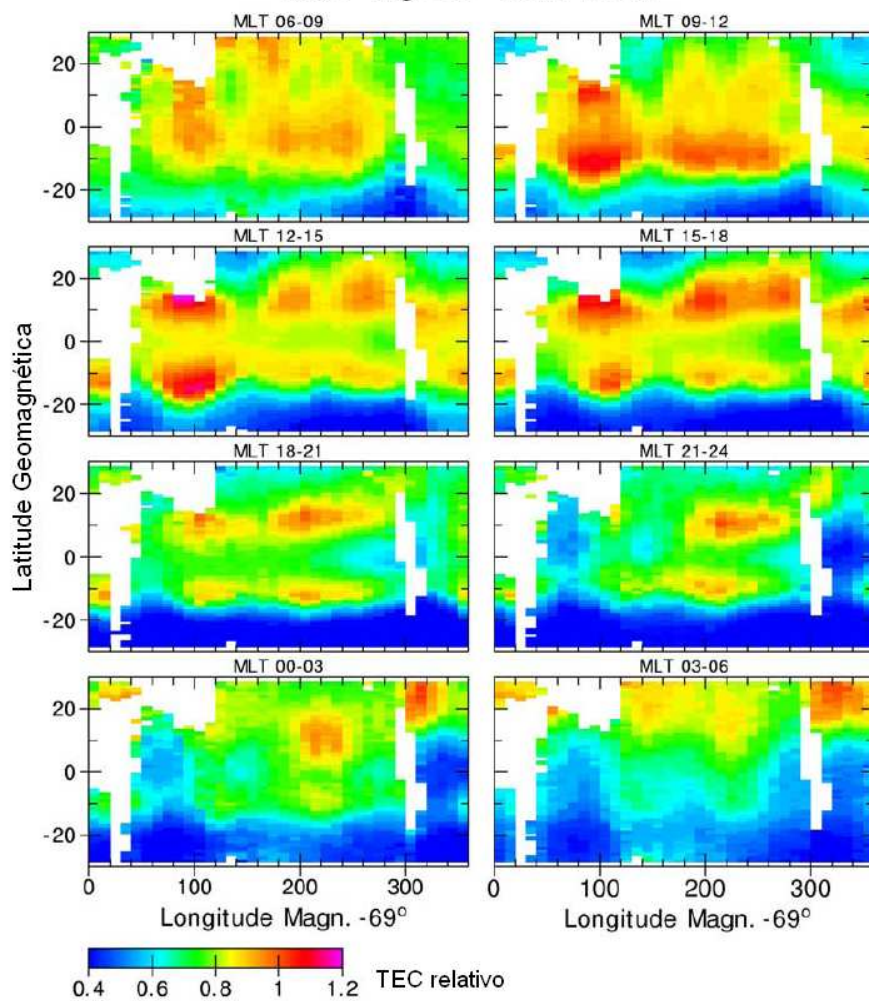


Figura 3.7. Semelhante à Figura 3.6, para condições de solstício de Junho.

FONTE: Adaptado de Scherliess et al. (2008).

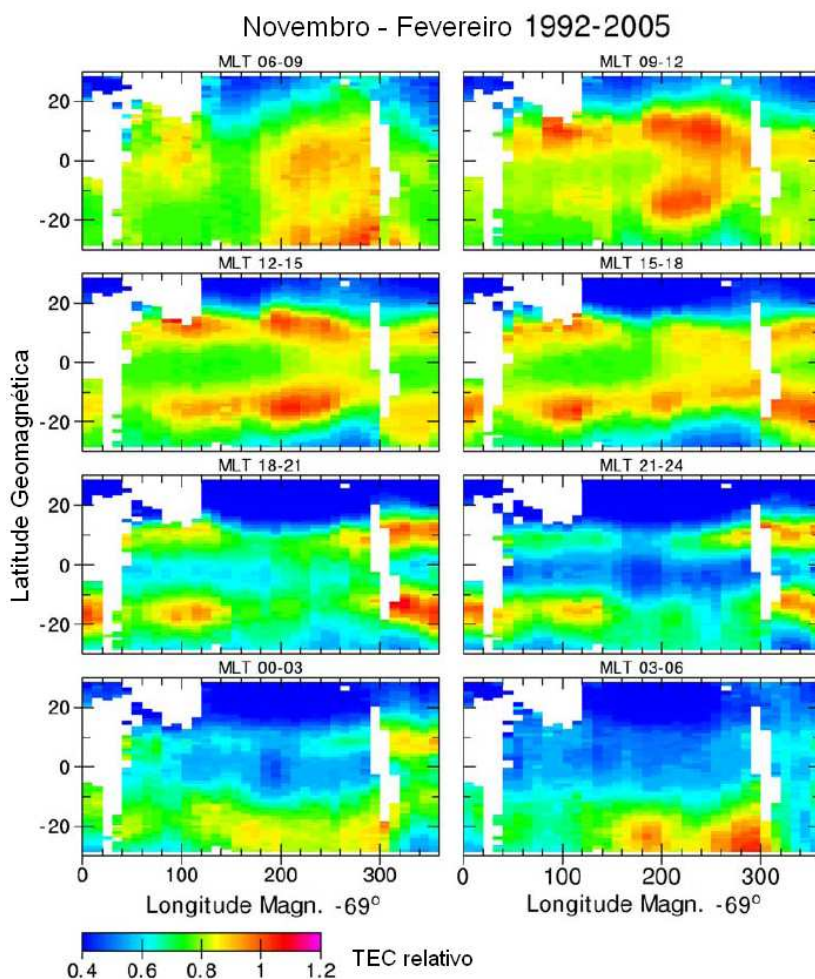


Figura 3.8. Semelhante à Figura 3.6, para condições de solstício de Dezembro.

FONTE: Adaptado de Scherliess et al. (2008).

Nas Figuras 3.6 a 3.8 pode-se notar a anomalia sazonal, em que os valores do TEC são maiores no inverno do que no verão, no setor diurno (especialmente entre 09-12 MLT), em médias latitudes. Porém, esta anomalia desaparece durante a noite, e os valores do TEC passam a ser maiores no verão do que no inverno. A razão $[O]/[N_2]$ em 250-300 km tem valores aproximadamente três vezes maiores no inverno do que no verão, causando assim aumentos na ionização no hemisfério de inverno, pois aumentos de ionização estão relacionados a aumento de $[O]$ e perda de ionização relaciona-se a aumento em $[N_2]$ (HARGREAVES, 1992). As relações de produção e perda de ionização serão discutidas mais adiante neste trabalho. Essas modificações na composição podem ser resultado do aquecimento assimétrico dos dois hemisférios, que

resulta em transporte dos constituintes neutros do hemisfério do verão para o hemisfério do inverno. Foi sugerido que o aumento na razão $[O]/[N_2]$ é devido à convecção do oxigênio atômico do hemisfério do verão para o hemisfério do inverno (TORR e TORR, 1973 citado por SCHERLISS, 2008). Adicionalmente, pode ser notada nas figuras a anomalia semi-anual, em que nas médias e baixas latitudes o TEC é maior nos equinócios do que nos solstícios. Nos solstícios, a circulação predominante verão-inverno causa *upwelling* (ressurgência) no hemisfério de verão e nas latitudes equatoriais, e *downwelling* (subsistência) no lado equatorial da oval auroral no hemisfério de inverno (RISHBETH, 1998; RISHBETH et al., 2000). Nas latitudes médias inferiores, e nas baixas latitudes, o *upwelling* move o ar rico em moléculas para a camada F2 e diminui o TEC em relação ao valor equinocial, o que explica a anomalia semi-anual. Há também a anomalia anual, em que o TEC em Dezembro, na média, é maior do que o TEC em Junho, durante o dia e a noite. Uma explicação alternativa para isso é que a anomalia sazonal é mais pronunciada no hemisfério norte do que no hemisfério sul (JEE et al., 2004).

As variações longitudinais significativas no TEC relativo também são características marcantes nas figuras 3.6 a 3.8. Na figura 3.6, são visíveis quatro picos nos valores de TEC, no período de 12:00 – 15:00 MLT, em que são identificadas quatro intensificações simétricas na anomalia equatorial. Os quatro picos se estabelecem durante as horas do dia e não são resultado de uma modulação longitudinal do pico pré-reversão, no crepúsculo. Isso suporta a interpretação de que os quatro picos são resultado de uma variação longitudinal nas marés da região E durante o dia, o que implica em uma variação longitudinal do campo elétrico zonal diurno na região equatorial (e da deriva vertical) (SCHERLISS et al., 2008). England et al. (2006) demonstraram que os quatro picos também revelam-se na densidade de corrente diurna do eletrojato, o que proporciona evidências adicionais sobre a importância da região E diurna em gerar estes padrões.

3.1.2. Variações do TEC com o Ciclo Solar e com a Atividade Magnética

Na Figura 3.9 são mostrados os padrões do TEC para baixa, média e alta atividade magnética. A escala de cores à esquerda varia até 50 TECU e corresponde a períodos em que o índice F10.7 é menor que 120. A escala à direita na Figura 3.9 varia até 100 TECU e refere-se a F10.7 maior que 120. Apesar do índice Kp utilizado nas figuras para alta atividade magnética ($\overline{Kp} \sim 4$) não descrever situações de tempestades magnéticas, é importante para elucidar a variação no TEC com o aumento do índice Kp. O período de dados utilizado para obtenção dos mapas é de Agosto de 1992 até o final de 2001, do satélite TOPEX (JEE et al., 2004).

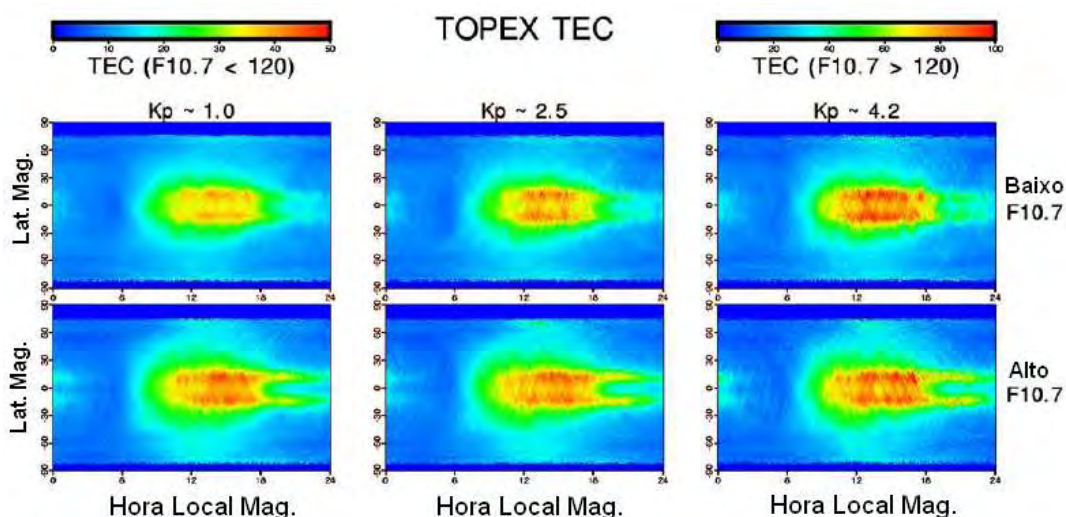


Figura 3.9. Mapas de TEC obtidos com dados do satélite TOPEX, para baixa (esquerda), média (centro) e alta (direita) atividade magnética, para condições de fluxo solar F10.7 < 120 e F10.7 > 120 (painéis superior e inferior, respectivamente). Os mapas correspondem a valores médios do TEC em cada agrupamento.

FONTE: Adaptado de Jee et al. (2004).

A anomalia equatorial é a característica mais evidente nos mapas de TEC da Figura 3.9. Para fluxo solar F10.7 < 120, a anomalia equatorial tem sua amplitude mais pronunciada conforme a atividade magnética aumenta. No entanto, para fluxo solar

F10.7 > 120 essa característica não é tão evidente e a anomalia equatorial é similar nos três níveis de atividade magnética considerados.

3.2. O Conteúdo Eletrônico Total durante Períodos Perturbados

O advento do GPS possibilitou o estudo dos efeitos das tempestades magnéticas no TEC de forma regional ou global, a partir de redes receptoras dos sinais de GPS.

O comportamento do TEC em períodos perturbados na ionosfera tropical tem sido estudado extensivamente. Anteriormente à extensa disponibilidade de dados de TEC, os trabalhos relacionados com as respostas em baixas latitudes às perturbações magnéticas eram conduzidos utilizando estações individuais de ionossondas e redes de estações durante as tempestades (MATSUSHITA, 1963; RAJARAM e RASTOGI, 1969, 1970).

A partir de vários estudos teóricos e experimentais (FÜLLER-ROWELL et al., 1997; PRÖLLS, 1997), foi possível construir uma visão global das tempestades ionosféricas, que ocorrem durante os períodos magneticamente perturbados e afetam diretamente os valores do TEC relativos ao período calmo. Nestes estudos, ficou claro que o comportamento da ionosfera durante as tempestades geomagnéticas é amplamente influenciado pela coincidente tempestade termosférica, ou seja, pelas mudanças nos ventos e composição neutra que resultam em alterações nas taxas de produção e perda de ionização. Assim, na seção seguinte serão discutidos brevemente os efeitos das tempestades na termosfera neutra.

3.2.1. Tempestades na Termosfera Neutra

O aquecimento em altas latitudes causa expansão na termosfera, o que geralmente ocorre rápido durante as tempestades. A rápida expansão pode causar ressurgência (*upwelling*), ou seja, a ascensão do ar rico em nitrogênio molecular e oxigênio molecular, o que resulta em afastamento do equilíbrio difusivo e aumentos na massa molecular média. Esse aumento na massa molecular média é causado pela diminuição

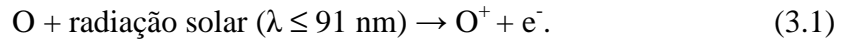
da razão entre a densidade do oxigênio atômico [O] em relação às densidades do nitrogênio molecular [N₂] e do oxigênio molecular [O₂] (RISHBETH et al., 1987 citado por BUONSANTO, 1999). A expansão também resulta em gradientes de pressão que modificam a circulação termosférica global. Os ventos intensificados em direção ao equador transportam as modificações de composição para latitudes mais baixas, e estas regiões passam a ter uma ‘zona de composição perturbada’, de maior massa molecular, viajando de altas para médias latitudes (PRÖLLS, 1987 citado por BUONSANTO, 1999). Os ventos em direção ao equador geralmente são mais fortes à noite, pois se somam à circulação de fundo dia-noite e também são reforçados pelo arraste iônico, na direção oposta ao Sol, devido à deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ causada pela convecção magnetosférica (STRAUS e SCHULZ, 1976; BABCOCK e EVANS, 1979, citados por BUONSANTO, 1999). Tais ventos geralmente assumem a forma de oscilações em direção ao equador ou ‘distúrbios atmosféricos propagantes’ (*Travelling Atmospheric Disturbances – TADs*) quando os eventos de aquecimento são impulsivos (RICHMOND e MATSUSHITA, 1975; ROBLE et al., 1978; BURNS e KILEEN, 1992; HOCKE e SCHLEGEL, 1996, citados por BUONSANTO, 1999). Estas ondas de gravidade acústicas de grande escala podem penetrar para as baixas latitudes ou até mesmo deslocarem-se até o hemisfério conjugado. Elas se manifestam na ionosfera como ‘distúrbios ionosféricos propagantes’ (*Travelling Ionospheric Disturbances – TIDs*) de grande escala, as quais têm sido observadas na forma de aumentos sequenciais em *hmF2* (altitude do pico da camada F2) ao longo de redes norte-sul de ionossondas (HAJKOWICZ, 1990, 1991 citados por BUONSANTO, 1999; PINCHEIRA, 2002).

O resultado da circulação termosférica alterada é que a ‘zona de composição perturbada’ alcança latitudes mais baixas à noite, e então rotaciona com a Terra no setor do amanhecer. No lado equatorial desta zona e durante as horas da tarde, podem ocorrer ventos neutros em direção aos pólos e, de acordo com simulações de modelos globais, a convergência destes ventos resulta em subsidência (*downwelling*), a qual diminui a massa molecular média em níveis de pressão constante, nas latitudes mais baixas (RISHBETH et al., 1987; BURNS et al., 1991, 1995; FÜLLER-ROWELL et al., 1996, citados por BUONSANTO, 1999). A ‘zona de composição perturbada’ alcança latitudes

mais baixas no verão em relação ao inverno, uma vez que o campo de vento total inclui um fluxo trans-equatorial predominante do verão para o inverno. Este fluxo trans-equatorial restringe o movimento da zona em direção ao equador no inverno, enquanto permite que esta alcance as latitudes mais baixas no verão.

3.2.2. Tempestades Ionosféricas

A maior parcela do conteúdo eletrônico ionosférico encontra-se na altitude do pico da camada F2 (*hmF2*). Como a taxa de fotoionização é proporcional a [O] e a taxa de perda é proporcional a [N₂] e [O₂], uma diminuição na massa molecular média por subsidência (*downwelling*) levaria a aumentos em *NmF2* (densidade eletrônica da camada F2) e no TEC, enquanto um aumento na massa molecular média por ressurgência (*upwelling*) causa diminuições em *NmF2* e no TEC. As equações de produção e perda de ionização na camada F são descritas a seguir. A produção de ionização nas alturas da região F2 é baseada na fotoionização do oxigênio atômico:



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



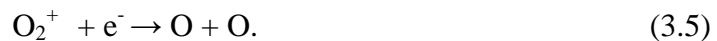
e



e, posteriormente, os íons moleculares resultantes NO⁺ e O₂⁺ são rapidamente destruídos através das respectivas recombinações dissociativas:



e



Um aumento na altitude do pico da camada F2 para regiões em que a perda é reduzida, devido a ventos direcionados ao equador, também produziria aumentos em $NmF2$. Da mesma forma, uma queda na $hmF2$ devido a ventos direcionados aos pólos reduz a $NmF2$.

Resultados de estudos sistemáticos desenvolvidos por Appleton e Piggott (1952), Martyn (1953) e Matsushita (1959), sobre a morfologia e a física da camada F durante as perturbações magnéticas, estabeleceram que as tempestades ionosféricas em médias latitudes 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 no TEC e prolonga-se por poucas horas após o início da tempestade, o qual coincide algumas vezes com o SSC (PRÖLLS, 1995; FIELD e RISHBETH, 1997, citados por FEDRIZZI, 2004). 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.

Em síntese, Matsushita (1959) apresentou as características principais das fases da tempestade ionosférica: (1) a fase positiva tem maior duração e é mais proeminente à medida que a latitude decresce, seguida da fase negativa prolongada, que é mais pronunciada à medida que a latitude cresce; (2) considerando a componente em hora local da tempestade magnética, a amplitude máxima da fase positiva ocorre por volta das 18:00 LT nas latitudes sub-aurorais, mais cedo nas latitudes mais altas e mais tarde nas latitudes mais baixas; (3) em relação à estação do ano, a fase positiva é mais pronunciada no inverno, enquanto a fase negativa é mais pronunciada no verão; e (4) nas baixas latitudes não há fase negativa e o TEC apresenta valores aumentados ao longo da tempestade. No entanto, os resultados a serem apresentados neste trabalho mostram que, em baixas latitudes, a fase negativa da tempestade ionosférica é observada, e, portanto, os aumentos no TEC ocorridos principalmente no início da tempestade magnética não são predominantes. As fases da tempestade ionosférica

podem ser observadas na Figura 3.10, que mostra as variações percentuais médias no TEC sobre Stanford e Auckland (latitudes subionosféricas de $\pm 35^\circ$ para os sinais do satélite geostacionário), representadas graficamente versus a hora local para o inverno e verão (TITHERIDGE e BUONSANTO, 1988). Na Figura 3.10, é mostrado também o índice a_p , que foi definido na Seção 2.3 e cuja escala pode ser verificada na Tabela 2.1.

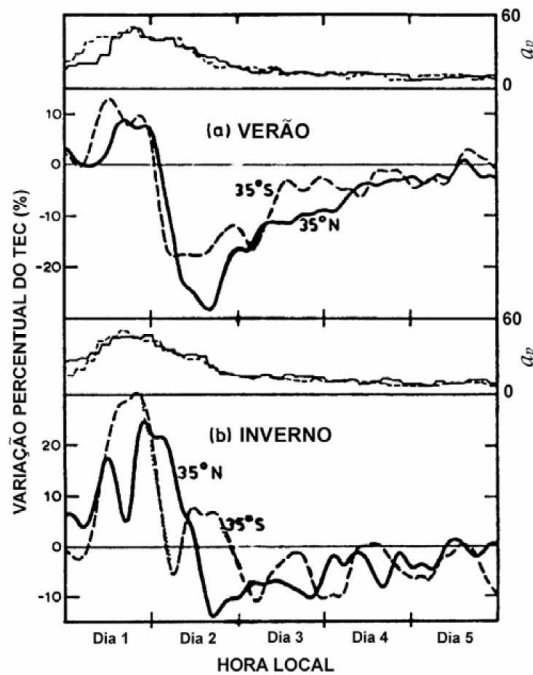


Figura 3.10. Desvios percentuais médios do TEC em médias latitudes. Os resultados no período de verão (a) incluem 34 tempestades em 35°N e 24 tempestades em 35°S . Os resultados no período de inverno (b) incluem 24 tempestades em 35°N e 33 tempestades em 35°S .

FONTE: Adaptado de Titheridge e Buonsanto (1988) citado por Buonsanto (1999).

3.2.3. Variações Sazonais das Tempestades Ionosféricas

A morfologia do TEC na ionosfera de baixas latitudes exhibe variações sazonais de grande escala (CODRESCU et al., 1999, 2001; JEE et al., 2004), devidas a mudanças sazonais na deriva vertical equatorial, na intensidade e direção do vento neutro meridional, na composição neutra e na iluminação solar nos hemisférios sul e norte. Da

mesma forma, as características das tempestades ionosféricas também apresentam variações sazonais. Um importante aspecto destas variações é que durante o verão as fases negativas são observadas estenderem-se desde as regiões polares até os subtropicais, enquanto que no inverno ficam restritas à região de altas latitudes (PRÖLSS, 1995). A Figura 3.11 ilustra esta distribuição assimétrica para as condições de verão no hemisfério Sul, onde a ‘zona de composição perturbada’ 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, 1995, citado por FEDRIZZI, 2004). 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 composição perturbada’ durante esta estação do ano. Portanto, uma grande parte da região de médias latitudes ficará exposta apenas às perturbações devidas aos ventos (PRÖLSS, 1995, citado por FEDRIZZI, 2004).

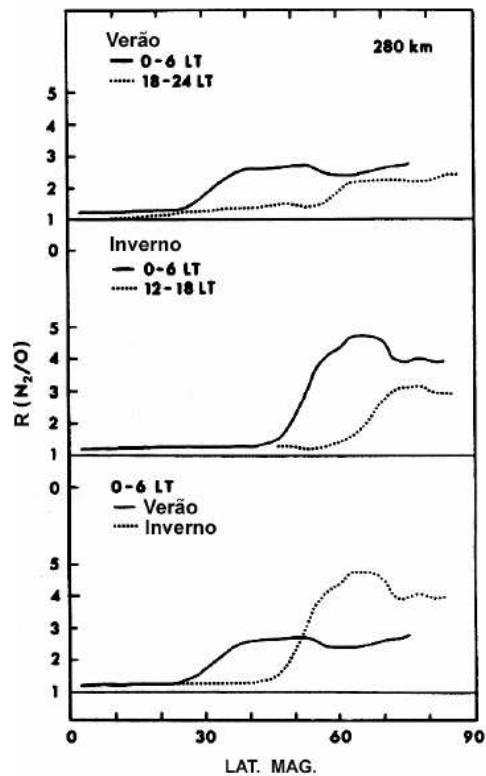


Figura 3.11. Variações sazonais e com a hora local na extensão da zona de composição perturbada na atmosfera neutra. A atividade magnética corresponde a condições muito perturbadas.

FONTE: Adaptado de Prölss (1995) citado por Fedrizzi (2004).

3.2.4. Variações do TEC em Baixas Latitudes e na Região Equatorial

A estrutura do TEC nas latitudes baixas e equatoriais é governada pelos campos elétrico e magnético. Ao longo desta região, os padrões de TEC respondem a dois processos fundamentais nos períodos perturbados, cada um deles ligado fundamentalmente à injeção magnetosférica: (1) efeitos imediatos e (2) efeitos tardios. A seguir, esses dois processos serão discutidos.

3.2.4.1. Efeitos imediatos

Os efeitos imediatos das tempestades ionosféricas são observados principalmente no desenvolvimento da anomalia de ionização equatorial (AIE) ou Anomalia de Appleton.

Após o início de uma tempestade, a fase inicial positiva do TEC desenvolve-se em médias latitudes, em parte, devido à penetração de campos elétricos magnetosféricos que move o plasma de baixas latitudes para maiores latitudes/altitudes. No equador geomagnético, este “efeito fonte” intensificado resulta em uma diminuição no TEC, com o desenvolvimento das cristas da AIE em cada hemisfério em latitudes maiores que aquelas dos períodos calmos. No setor após o pôr-do-Sol, este efeito leva ao início de *spread F* (ESF) equatorial, como revisado por Martinis et al. (2005). *Spread F* ou espalhamento F é o fenômeno no qual irregularidades no plasma ionosférico produzem espalhamento dos sinais das ionossondas e de sistemas de comunicação via rádio e de navegação. Este é um fenômeno que ocorre à noite, e normalmente o seu início alcança um máximo em intensidade durante horas antes da meia-noite, seguindo para uma fase de diminuição que pode chegar até o amanhecer. Geralmente a localização de ESF é limitada a baixas latitudes em torno do equador magnético (KELLEY, 1989).

Utilizando dados de ionossonda, Kotadia (1965) mostrou que a camada F trans-equatorial responde muito diferentemente ao longo de pequenos intervalos latitudinais, dependendo do horário de início e intensificação da tempestade. Um exemplo disto é mostrado na Figura 3.12. As curvas sólidas nos dois quadros superiores desta Figura fornecem as variações na Δf_oF2 (f_oF2 sendo a frequência crítica ou de penetração da camada F2) em períodos perturbados em uma estação próxima ao equador magnético (Kodaikanal) e outra na crista da anomalia (Ahmedabad); a curva tracejada mostra as variações no campo magnético local (representativa do índice Dst). Há uma defasagem entre as mudanças na Δf_oF2 nos dois locais no início da tempestade, assim como durante as fases principal e de recuperação da tempestade geomagnética.

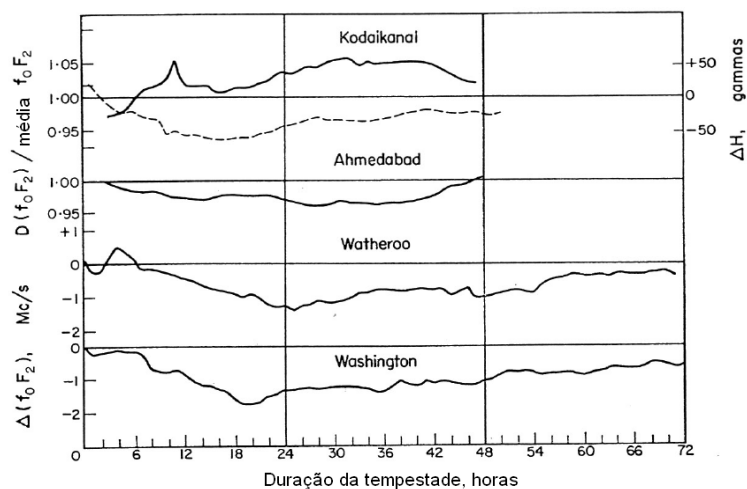


Figura 3.12. (Primeiro quadro) As variações na f_oF_2 em função da hora de duração da tempestade em Kodaikanal (local de depressão da AIE, curva sólida), com média de 59 tempestades entre 1956-1957, mostrada em comparação às mudanças na componente horizontal do campo magnético (curva tracejada, escala à direita); (Segundo quadro) Resultados em Ahmedabad (local da crista da AIE, curva sólida), média de 65 tempestades entre 1953-1957. Os dois quadros inferiores mostram o padrão nas médias latitudes.

FONTE: Adaptado de Kotadia (1965) citado por Mendillo (2006).

Uma demonstração convincente de que as intensificações na AIE ocorrem no início de uma tempestade foi oferecida por Raghavarao e Sivaraman (1973), utilizando dados de sondagem em grandes altitudes do satélite Alouette. Tais intensificações são mostradas na Figura 3.13. Em dois dias consecutivos, nos quais são mostrados os SC (*Storm Commencement* – Início da Tempestade) (seta sólida) e o momento de observações logo após o início da fase principal da tempestade (seta tracejada), há um pronunciado crescimento da AIE em magnitude e extensão para latitudes mais altas (curvas tracejadas versus curvas sólidas). Tais dados mostram intensos aumentos (linhas tracejadas) nas densidades eletrônicas em 450 e 500 km, com as cristas da AIE deslocadas para maiores latitudes nos dois hemisférios em comparação aos padrões dos dias calmos (curvas sólidas) em torno do meio-dia. Os momentos de início da tempestade são mostrados com setas sólidas, enquanto as setas tracejadas indicam os momentos das observações mostradas nos gráficos inferiores.

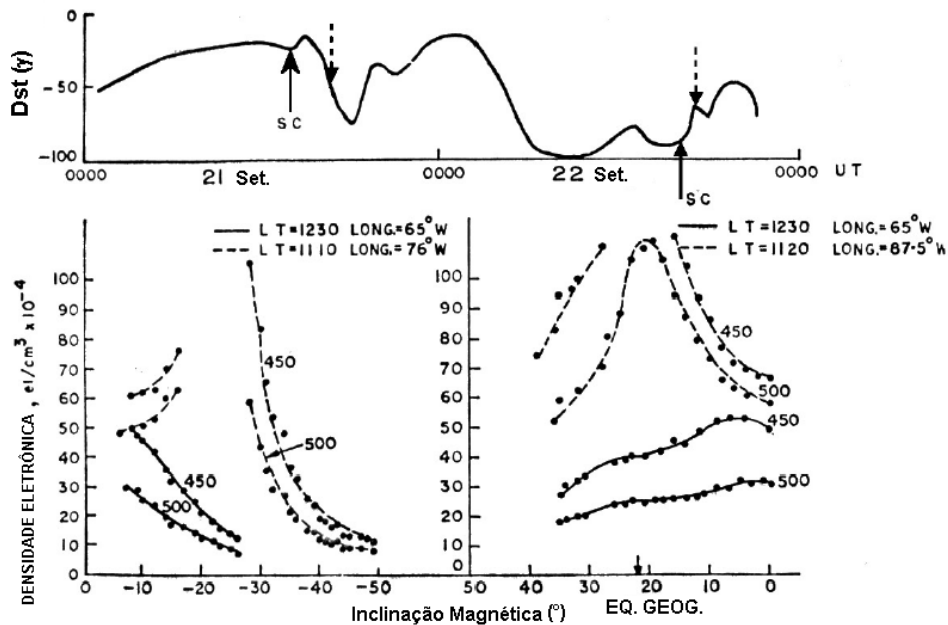


Figura 3.13. Resultados de estudo que utilizou dados de sondagem das regiões superiores da ionosfera durante a tempestade de 21-22 de Setembro de 1963 ($A_p = 44-126$, $K_p = 7^{\circ} - 7+$).

FONTE: Adaptado de Raghavarao e Sivaraman (1973) citado por Mendillo (2006).

3.2.4.2. Efeitos tardios

Os eventos de penetração de campos elétricos são de curta duração, dessa forma os antigos estudos estatísticos (KOTADIA, 1965; SOMAYAJULU, 1963; KANE, 1975) tendiam a enfatizar o fato de que o efeito dominante nas baixas latitudes era a redução da AIE durante as tempestades. Para o TEC, isso foi mostrado claramente por Basu e Das Gupta (1968), que utilizaram dados de satélite de órbita baixa (Figura 3.14). Os autores mostraram que a diminuição do efeito fonte é um efeito de longa duração. Este atraso na eletrodinâmica ocorre devido aos ventos gerados pelo aquecimento auroral que alcança as baixas latitudes, ou seja, o mecanismo do dínamo perturbado, que reduz o campo elétrico para leste nas latitudes equatoriais. Esses efeitos tardios de contração na AIE são contrastantes com a intensificação da anomalia que ocorre no início da tempestade, mostrada na Figura 3.13.

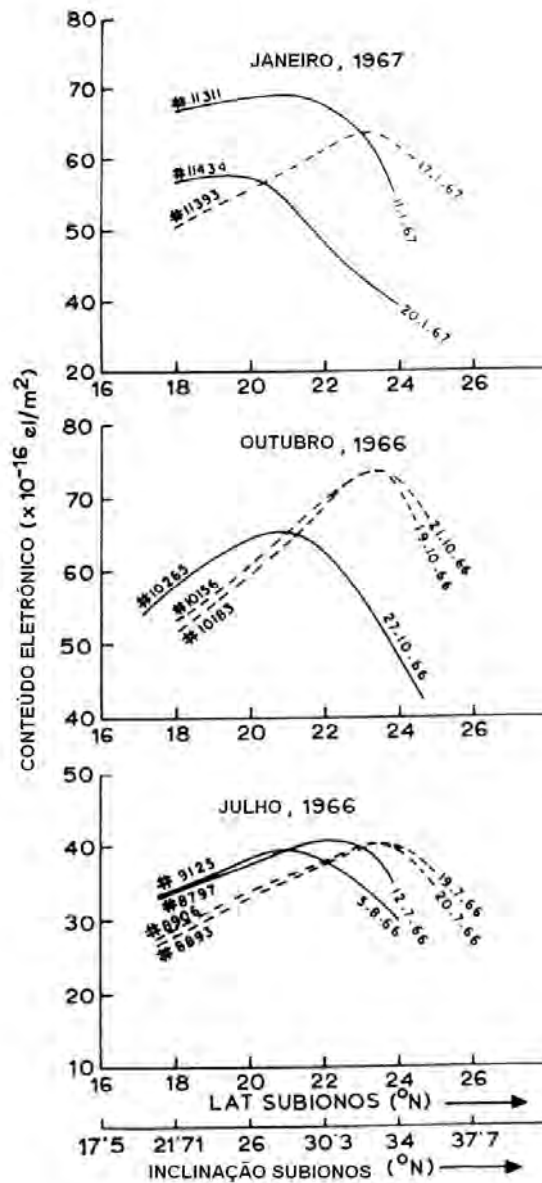


Figura 3.14. Estudos de caso da supressão da AIE em dias perturbados (curvas sólidas) versus dias calmos (linhas tracejadas) durante condições de inverno, outono e verão (hemisfério norte), utilizando perfis latitudinais de TEC da Universidade de Calcutá.

Fonte: Adaptado de Basu e Das Gupta (1968) citado por Mendillo (2006).

Outro mecanismo de longa duração de origem magnetosférica são as modificações na composição neutra, que também resultam do aquecimento auroral. Como descrito por

Pröller (1995), citado por Fedrizzi (2004), o aquecimento em altas latitudes, que impele a circulação neutra de altas para baixas latitudes, tem como resultado secundário o aumento nas densidades de N_2 em médias latitudes e O em baixas latitudes. Isso se adiciona à natureza prolongada do efeito positivo no TEC sobre o equador magnético durante tempestades, ou seja, a supressão da anomalia equatorial, contribuindo para a componente não-eletrodinâmica, quando o mecanismo do efeito fonte não é dominante. As modificações de composição referidas aqui estão relacionadas aos efeitos descritos na seção 3.2.1 (Tempestades na Atmosfera Neutra).

3.2.5. Supertempestades em Baixas Latitudes

Um exemplo intenso das modificações na eletrodinâmica equatorial, devido a injeções de origem magnetosférica, ocorreu durante o período altamente perturbado de 13-14 de Março de 1989, quando após um índice diário $A_p = 246$ em 13 de Março, no início do dia 14 os índices de atividade atingiram os valores: índice horário $ap = 400$, $Dst = -598$ nT ($Sym-H = -707$ nT) e $K_p = 9$.

Huang e Cheng (1991) utilizaram dados de TEC medidos em Lumping (Taiwan), obtidos a partir de sinais de satélites geoestacionários e satélites de baixa órbita, a fim de mostrar as intensas modificações na magnitude e posição da AIE (cristas extraordinariamente deslocadas em direção aos pólos no início da tempestade, e inexistentes no dia seguinte). No Brasil, aproximadamente 12 horas depois em hora local, a movimentação em direção aos pólos das cristas da AIE foi igualmente intensa, dirigida por uma deriva vertical do plasma de aproximadamente 200 m/s (Batista et al., 1991). Utilizando as passagens do satélite DMSP no mesmo setor longitudinal, Greenspan et al. (1991) mostraram que a base da ionosfera equatorial, guiada pelo extraordinário efeito fonte, estava acima da altitude do satélite (840 km). Modelagens de Batista et al. (1991) e Rasmussen e Greenspan (1993) mostraram que o processo de penetração de campos elétricos contribuiu para os efeitos no TEC e na camada F observados nesse evento extremo.

Abdu et al. (2008) analisaram as derivas verticais do plasma, o “spread F” (ESF) e as respostas da AIE na região F equatorial no setor da América do Sul durante a supertempestade de 30 de Outubro de 2003. Foi observado um campo elétrico de penetração direta para leste de intensidade extrema que elevou o plasma da região F com uma velocidade de deriva de ~ 1200 m/s durante as horas após o anoitecer no setor leste do Brasil. A AIE sofreu intensificação e expansão para os pólos enquanto o desenvolvimento de “spread F”/irregularidades do plasma e cintilações no sinal do GPS nas regiões equatoriais e de baixas latitudes foram mais fracos que nos períodos calmos. A resposta significativamente fraca da região F sobre Jicamarca revelou uma diferença surpreendente na intensidade do campo elétrico de penetração direta entre o Peru e a região leste do Brasil. A deriva intensificada no setor após o anoitecer sobre o Brasil foi atribuída a efeitos eletrodinâmicos da precipitação de partículas na Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS).

Tais estudos oferecem exemplos da forma como os efeitos das tempestades podem realmente agravar situações de processos ambientes, que são mostrados, por exemplo, nas modelagens do TEC na região da AIE em períodos calmos realizadas por Anderson e Klobuchar (1983).

Nos capítulos desenvolvidos até este ponto do trabalho buscou-se expressar os fatores eletrodinâmicos e não eletrodinâmicos relacionados às modulações do TEC na região equatorial e de baixas latitudes, proporcionando uma visão geral deste parâmetro que servirá de embasamento para as discussões futuras. A seguir, será descrita a metodologia para cálculo do TEC utilizando as observáveis do GPS, que é a forma mais prática e moderna de se obter esse parâmetro, inclusive com a possibilidade de aquisições em tempo real (NASA, 2011a).

4 CÁLCULO DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL UTILIZANDO AS OBSERVÁVEIS DO GPS

O Sistema de Posicionamento Global (GPS) foi desenvolvido e é mantido pelo Departamento de Defesa Americano (*U.S. Department of Defense – DoD*). Embora tenha sido desenvolvido para fins militares, o GPS é utilizado por milhões de usuários civis. Tal sistema é utilizado primordialmente para fins de radio-navegação, permitindo a obtenção de posicionamento preciso. O GPS é operado a partir de sinais especialmente codificados de satélite que permitem ao receptor posicionado em terra computar a posição, velocidade e tempo, sendo que a partir de sinais de quatro satélites GPS é possível obter a posição tridimensional do receptor e seu respectivo tempo. No entanto, o GPS tem sido utilizado para fins científicos, sendo o cálculo do TEC uma importante aplicação dos dados obtidos a partir desse sistema. Por meio de redes regionais ou globais de receptores de sinais GPS é possível a obtenção de mapas de TEC que revelam a eletrodinâmica ionosférica.

As frequências das portadoras, e seus respectivos comprimentos de onda, utilizadas na transmissão de sinais no sistema GPS são dadas por (MONICO, 2000):

$$\begin{aligned} L1 &= 1575,42 \text{ MHz (} 154 \times 10,23 \text{ MHz) } & \lambda_1 &= 19 \text{ cm} \\ L2 &= 1227,60 \text{ MHz (} 120 \times 10,23 \text{ MHz) } & \lambda_2 &= 24 \text{ cm} \end{aligned}$$

Estas portadoras são transmitidas com modulações de códigos, que comparados a um sinal de referência (gerado no receptor), permitem a formação das observáveis. Os códigos binários utilizados para modular as portadoras são:

- O código C/A (*Coarse Acquisition – fácil aquisição*) modula a portadora L1. O código C/A é um código PRN (*Pseudo Random Noise – ruído pseudo aleatório*) repetitivo e tem frequência de 1,023 MHz. Esse código modula o sinal da portadora L1 e repete-se a cada milissegundo. Existe um código C/A PRN diferente para cada satélite, o que permite diferenciar os satélites GPS. Dessa

forma, todos os satélites podem transmitir na mesma frequência, diferenciando-se somente a modulação de seus sinais. O código C/A é a base para o posicionamento padrão no nível civil.

- O código P (*Precise* – preciso) modula ambas L1 e L2 com frequência de 10,23 MHz. Esse código 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.
- Por fim, a mensagem de navegação também modula o sinal L1-C/A. A mensagem de navegação é um código de 50 Hz consistindo de bits de dados que descrevem as órbitas do satélite, correções do relógio e outros parâmetros do sistema.

As observáveis do GPS utilizadas para o cálculo do Conteúdo Eletrônico Total são a pseudodistância e a fase da portadora (também denominada fase de batimento da portadora (FEDRIZZI, 2004)). A definição destas observáveis será dada nas próximas seções. Os arquivos contendo as observáveis do GPS possuem o formato RINEX (*Receiver Independent Exchange Format*). São arquivos escritos em ASCII que possuem uma seção de cabeçalho e uma seção de dados, em que as observações dos satélites visíveis são divididas em intervalos de tempo, sendo que um arquivo contém dados de um dia completo. Existem três tipos de arquivos RINEX obtidos a partir das medidas dos sinais de GPS: arquivos de dados de observação, dados de navegação e dados meteorológicos. Os arquivos de observação e de navegação são utilizados pelo software UNB-IMT (*University of New Brunswick Ionospheric Modelling Technique*) para o cálculo do TEC. Mais informações sobre o formato RINEX podem ser encontradas no endereço eletrônico <<http://igsceb.jpl.nasa.gov/igsceb/data/format/>>, que contém documentos sobre as várias versões deste formato, desde 1993 até o presente.

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 Tabela 4.1 apresenta uma

relação das principais fontes de erros e efeitos que afetam as observáveis. Informações adicionais podem ser obtidas em Hofmann-Wellenhof et al. (1994; 2001), Leick (1995), Seeber (1993; 2003), Spilker e Parkinson (1996) e Monico (2000).

Tabela 4.1. 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 (peso) dos oceanos
	Pressão atmosférica

FONTE: Monico (2000).

A maioria dos fatores citados acima pode ser eliminada ou minimizada através da utilização de modelos e técnicas apropriadas. Assim, o fator mais importante a ser corrigido na Tabela 4.1 é a refração ionosférica, que causa os efeitos mais significativos na transmissão de ondas eletromagnéticas e que é o interesse principal deste trabalho.

4.1. Refração Ionosférica

O efeito da ionosfera na propagação de ondas eletromagnéticas não pode ser descrito simplesmente por dispersão. Para descrever adequadamente esse efeito, é necessário compreender que a ionosfera é um plasma parcialmente ionizado e esfericamente estratificado com um grande espectro de irregularidades distribuídas não uniformemente, sobre o qual é imposto um campo magnético não uniforme que sofre distorções devido às perturbações no vento solar (HUNSUCKER, 1991 citado por KOMJATHY, 1997).

O índice de refração complexo da ionosfera vista como um meio magneto-iônico foi derivado por vários pesquisadores, mas o nome mais associado a esta teoria é Sir Edward Appleton, que foi o primeiro a mostrar que uma onda plana polarizada seria dividida em duas ondas circularmente (e opostamente) polarizadas devido ao plasma magnetizado (KOMJATHY, 1997). Em 1931, Hartree sugeriu a inclusão do termo de polarização de Lorentz, e após isso o índice de refração complexo passou a ser denominado fórmula de Appleton-Hartree. O desenvolvimento detalhado desta fórmula pode ser encontrado em Davies (1966; 1990) e Fedrizzi (2004). Inicialmente, devem-se aplicar as equações de Maxwell à onda, e posteriormente devem-se impor as propriedades do meio, as chamadas “relações constitutivas”. Essas informações podem ser encontradas nas referências supracitadas.

A teoria magneto-iônica de Appleton-Hartree aplica-se a um meio que seja eletricamente neutro, isento de separação espacial de cargas, contendo um número igual de elétrons e íons positivos, sobre o qual é imposto um campo magnético constante e que o efeito dos íons positivos na onda seja desprezível.

Considere-se uma onda eletromagnética plana propagando-se na direção x do sistema de coordenadas ortogonais mostrado na Figura 4.1.

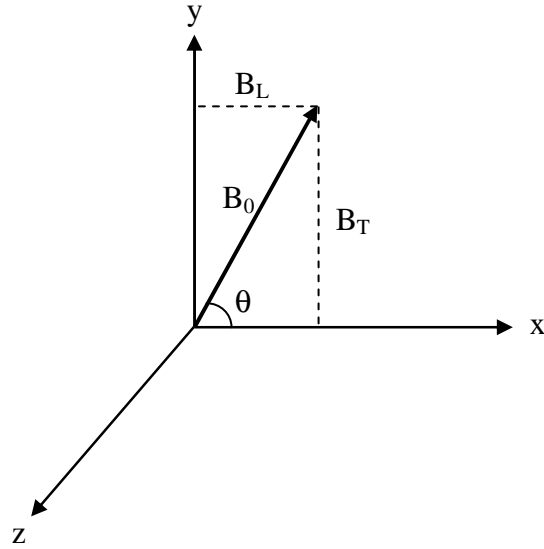


Figura 4.1. Sistema de eixos ortogonais x, y, z.

Considere-se também um campo magnético uniforme externo ao longo do plano x-y e que faz um ângulo θ com a direção de propagação. O índice de refração complexo n é dado pela equação de dispersão magneto-iônica de Appleton-Hartree:

$$n^2 = 1 - \frac{X}{(1 - iZ) - \left[\frac{Y_T^2}{2(1 - X - iZ)} \right] \pm \left[\frac{Y_T^4}{4(1 - X - iZ)^2} + Y_L^2 \right]^{1/2}}, \quad (4.1)$$

onde

n é o índice de refração complexo ($\mu - i\chi$) com μ sendo a parte real e χ sendo a parte imaginária. Além disso:

$$X = \frac{\omega_N^2}{\omega^2} = \frac{f_N^2}{f^2}, \quad (4.2)$$

$$Y = \frac{\omega_H}{\omega} = \frac{f_H}{f}, \quad (4.3)$$

$$Y_L = \frac{\omega_L}{\omega}, \quad Y_T = \frac{\omega_T}{\omega}, \quad (4.4)$$

$$Z = \frac{\omega_c}{\omega}, \quad (4.5)$$

onde,

ω (radianos/s) é a frequência angular da onda incidente f (Hz), e ω_c (radianos/s) é a frequência angular de colisão entre elétrons e partículas mais pesadas;

ω_N é a frequência angular do plasma sendo $\omega_N^2 = \frac{Ne^2}{\epsilon_0 m}$ e N é a densidade eletrônica

(m^{-3}), e é a carga do elétron ($1,6 \times 10^{-19}$ coulomb), ϵ_0 é a permissividade no vácuo ($8,8542 \times 10^{-12}$ farad/m) e m é a massa do elétron ($9,1095 \times 10^{-31}$ kg);

ω_H é a frequência angular sendo $\omega_H = \frac{B_0 |e|}{m}$ (radianos/s) e B_0 é a magnitude do campo magnético (Wb/m^2);

ω_L é a frequência angular longitudinal sendo $\omega_L = \frac{B_0 |e|}{m} \cos \theta$ (radianos/s);

ω_T é a frequência angular transversal sendo $\omega_T = \frac{B_0 |e|}{m} \sin \theta$ (radianos/s).

Quando as colisões são desprezíveis (ou seja, $Z \approx 0$):

$$n^2 \cong \mu^2 = 1 - \frac{2X(1-X)}{2(1-X) - Y_T^2 \pm [Y_T^4 + 4(1-X)^2 Y_L^2]^{1/2}}, \quad (4.6)$$

De acordo com a teoria magneto-iônica, uma onda eletromagnética polarizada plana se dividirá em duas ondas características: uma onda ordinária cujo comportamento aproxima-se ao de uma onda propagando-se sem a imposição do campo magnético, relativa ao sinal “+” na equação (4.6), e a onda com o sinal “-” é denominada extraordinária.

A expansão em série da equação (4.6), considerando termos até o inverso da frequência a quarta ($1/f^4$), segundo Bassiri e Hajj (1993) e Brunner e Gu (1991) (citados por KOMJATHY, 1997) resulta:

$$n \cong 1 - \frac{1}{2} X \pm \frac{1}{2} XY |\cos \theta| - \frac{1}{8} X^2 - \frac{1}{4} XY^2 (1 + \cos^2 \theta), \quad (4.7)$$

em que nota-se que o 2º e o 4º termos são funções da densidade eletrônica e da frequência, enquanto o 3º e o 5º termos são funções da densidade eletrônica, da direção, da magnitude do campo geomagnético e da frequência. Geralmente, trunca-se o resultado da série (equação (4.7)) no 2º termo. Komjathy (1997) analisou qual o erro introduzido ao se realizar esse truncamento, mostrando as contribuições do 2º, 3º, 4º e 5º termos ao valor total do índice de refração. Para isso, ele atribuiu os valores típicos da densidade eletrônica da camada F2, $N = 10^{12} \text{ (m}^{-3}\text{)}$, e do campo geomagnético, $B = 0,5 \times 10^{-4} \text{ (Wb/m}^2\text{)}$, para calcular X e Y . O cálculo de X e Y a partir das equações (4.2) e (4.3), usando a frequência L1 do GPS (1575,42 MHz), resultou em aproximadamente $3,2 \times 10^{-5}$ e 1×10^{-3} (adimensionais), respectivamente. Ele então substituiu os valores de X e Y na equação (4.7) e assumiu $\theta = 0$, chegando ao resultado que revela a ordem de grandeza do erro associado a cada termo e refletido na acurácia do índice de refração n :

$$n \cong 1 - 1,6 \times 10^{-5} \pm 1,6 \times 10^{-8} - 1,3 \times 10^{-10} - 1,6 \times 10^{-11} \quad (4.8)$$

O resultado acima indica que as magnitudes do 3º, 4º e 5º termos são 3, 5 e 6 ordens de grandeza menores que o 2º termo, respectivamente, e portanto o truncamento da equação (4.7) no 2º termo é justificado e não atribui erros significativos ao cálculo de n .

Assim, temos que o índice de refração ionosférico torna-se:

$$n = 1 - \frac{X}{2}. \quad (4.9)$$

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. A velocidade de fase da portadora do sinal pode ser escrita por:

$$v_p = \frac{\omega}{k}, \quad (4.10)$$

onde k é o número de onda.

O índice de refração de fase, de acordo com a equação (4.9), é dado por:

$$n_p = 1 - \frac{X}{2}, \quad (4.11)$$

Sabendo que a velocidade da onda relaciona-se com o índice de refração por meio da expressão $v = c/n$, em que c é a velocidade da luz, a equação (4.11) pode ser reescrita na forma:

$$v_p = \frac{c}{1 - (X/2)}. \quad (4.12)$$

Sabendo que a velocidade de grupo é dada pela relação $v_g = d\omega/dk$ (GRIFFITHS, 1999), relacionando as equações (4.10) e (4.12), em termos de k , e diferenciando este resultado, obtém-se a seguinte expressão para a velocidade de grupo:

$$v_g = \frac{d\omega}{dk} = \frac{c}{1 + (X/2)} \quad (4.13)$$

onde o índice de refração de grupo, de acordo com a equação $n = c/v$, é dado por:

$$n_g = 1 + \frac{X}{2}. \quad (4.14)$$

Comparando-se as equações (4.11) e (4.14), 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, citado por FEDRIZZI, 2004).

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 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:

$$\Delta^{iono} = \int nds - \int ds_0, \quad (4.15)$$

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 (4.11) e (4.14) na equação acima, obtém-se as refrações ionosféricas de fase e grupo (em metros):

$$\Delta_p^{Iono} = -\int \frac{X}{2} ds_0 = -\frac{40,3}{f^2} \int N ds_0 \quad (4.16)$$

e

$$\Delta_g^{Iono} = \int \frac{X}{2} ds_0 = \frac{40,3}{f^2} \int N ds_0 , \quad (4.17)$$

que foram calculadas usando $\frac{X}{2} = \frac{e^2 N}{8\pi^2 \epsilon_0 m f^2} = \frac{40,3 N}{f^2}$. As equações (4.16) e (4.17)

demonstram que o atraso de propagação no caminho satélite-receptor medido por meio da fase da portadora é menor do que o atraso na distância geométrica s_0 (no espaço livre), enquanto que o atraso no caminho satélite-receptor medido através da portadora modulada (grupo) é maior do que o atraso na distância geométrica s_0 (no espaço livre), 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:

$$TEC = \int N ds_0 . \quad (4.18)$$

Assim, reescrevendo as equações (4.16) e (4.17), obtém-se:

$$\Delta_p^{Iono} = -\frac{40,3}{f^2} TEC \quad (4.19)$$

e

$$\Delta_g^{Iono} = \frac{40,3}{f^2} TEC \quad (4.20)$$

onde o TEC é dado em elétrons/m². As equações (4.19) e (4.20) demonstram a ocorrência de um atraso no grupo e um avanço na fase da portadora modulada.

4.2. Cálculo do TEC a partir das 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 ao intervalo de tempo Δt (Figura 4.2) 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.

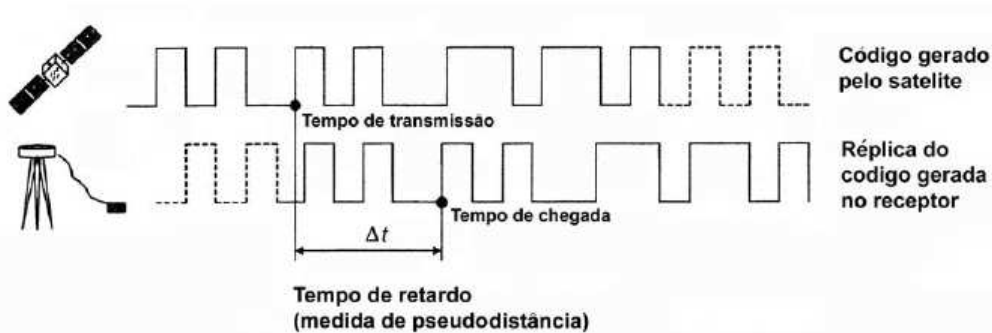


Figura 4.2. Medida da pseudodistância.

FONTE: Adaptado Lachapelle e Cannon (2001) citado por Fedrizzi (2004).

As pseudodistâncias podem ser escritas como:

$$\rho_1 = R + c \cdot (dT - dt) + \Delta_{\rho_1}^{Iono} + \Delta_{\rho_1}^{Trop} + b_{\rho_1}^{r_j} + b_{\rho_1}^{s_i} + m_{\rho_1} + \varepsilon_{\rho_1}, \quad (4.21)$$

$$\rho_2 = R + c \cdot (dT - dt) + \Delta_{\rho_2}^{Iono} + \Delta_{\rho_2}^{Trop} + b_{\rho_2}^{r_j} + b_{\rho_2}^{s_i} + m_{\rho_2} + \varepsilon_{\rho_2}, \quad (4.22)$$

onde

$\rho_{1,2}$ é a pseudodistância nas portadoras L1 e L2, respectivamente;

R é a distância geométrica entre o satélite e o receptor;

c é a velocidade da luz no vácuo;

dT , dt são os desvios dos relógios do satélite e receptor em relação ao sistema de tempo do GPS;

Δ_{ρ}^{Iono} e Δ^{Trop} correspondem, respectivamente, aos efeitos da refração ionosférica e troposférica;

$b_{\rho 1,2}^{r_j}$ e $b_{\rho 1,2}^{s_i}$ 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 TEC de acordo com a equação 4.20:

$$\Delta_{\rho}^{Iono} = \frac{40,3}{f^2} TEC. \quad (4.23)$$

Assim, subtraindo-se a equação (4.21) de (4.22), resulta:

$$\rho_2 - \rho_1 = \frac{1}{S} TEC_{\rho} + b_{\rho}^{r_j} + b_{\rho}^{s_i} + m_{\rho} + \varepsilon_{\rho}, \quad (4.24)$$

onde S é um fator de conversão, dado por:

$$S = \frac{1}{40,3} \frac{f_2^2 f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} = 9,52 \times 10^{16} [el / m^3], \quad (4.25)$$

$m_{\rho} = m_{\rho 2} - m_{\rho 1}$, $\varepsilon_{\rho} = \varepsilon_{\rho 2} - \varepsilon_{\rho 1}$, $b_{\rho}^{r_j} = b_{\rho 2}^{r_j} - b_{\rho 1}^{r_j}$ 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:

$$TEC_{\rho} = S[(\rho_2 - \rho_1) - b_{\rho} - m_{\rho} - \varepsilon_{\rho}] \quad (4.26)$$

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

4.3. Cálculo do TEC a partir da 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, 1995).

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 (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 ambiguidade (N), permanece constante enquanto o rastreamento do satélite for contínuo. Portanto, a fase da portadora em um determinado instante t é dada por:

$$\Phi_1 = \lambda_1 \cdot \phi_1 = R + c \cdot (dT - dt) + \lambda_1 N_1 - \Delta_{\phi_1}^{iono} + \Delta^{trop} + b_{\phi_1}^{r_j} + b_{\phi_1}^{s_i} + m_{\phi_1} + \varepsilon_{\phi_1}, \quad (4.27)$$

$$\Phi_2 = \lambda_2 \cdot \phi_2 = R + c \cdot (dT - dt) + \lambda_2 N_2 - \Delta_{\phi_2}^{iono} + \Delta^{trop} + b_{\phi_2}^{r_j} + b_{\phi_2}^{s_i} + m_{\phi_2} + \varepsilon_{\phi_2}, \quad (4.28)$$

onde

$\Phi_{1,2}$ são as fases das portadoras L1 e L2, respectivamente (em unidades de distância);

$\phi_{1,2}$ são as fases das portadoras L1 e L2, respectivamente (em ciclos);

$\lambda_{1,2}$ são os comprimentos de onda das portadoras L1 e L2, respectivamente;

Δ_{ϕ}^{Iono} e Δ^{Trop} correspondem, respectivamente, aos efeitos da refração ionosférica e troposférica;

$b_{\phi_{1,2}}^{r_j}$ e $b_{\phi_{1,2}}^{s_i}$ são os atrasos instrumentais do receptor j e do satélite i e

$N_{1,2}$ são as ambiguidades nas portadoras L1 e L2, respectivamente.

Subtraindo a equação (4.28) de (4.27) e considerando que o termo Δ_{ϕ}^{Iono} , na medida de fase, é dado pela equação (4.19), pode-se escrever:

$$\Delta_{\phi}^{Iono} = -\frac{40,3}{f^2} TEC, \quad (4.29)$$

(observando que $\Delta_{\phi} = -\Delta_{\rho}$), obtém-se:

$$\Phi_1 - \Phi_2 = \frac{1}{S} TEC_{\phi} + \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 + b_{\phi}^{r_j} + b_{\phi}^{s_i} + m_{\phi} + \varepsilon_{\phi}. \quad (4.30)$$

Onde

$m_{\phi} = m_{\phi 2} - m_{\phi 1}$, $\varepsilon_{\phi} = \varepsilon_{\phi 2} - \varepsilon_{\phi 1}$, $b_{\phi}^{r_j} = b_{\phi 2}^{r_j} - b_{\phi 1}^{r_j}$ e $b_{\phi}^{s_i} = b_{\phi 2}^{s_i} - b_{\phi 1}^{s_i}$. Similarmente à equação (4.24), $b_{\phi}^{r_j}$ 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:

$$TEC_{\phi} = S[(\Phi_1 - \Phi_2) - (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) - b_{\phi} - m_{\phi} - \varepsilon_{\phi}], \quad (4.31)$$

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

4.4. TEC Nivelado

As medidas do TEC_ρ (pelo código) 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 citado por FEDRIZZI, 2004). Esta última, entretanto, contém o termo da ambiguidade, que representa um número inteiro e desconhecido de ciclos ocorridos ao longo da trajetória de propagação do sinal.

Rearranjando os termos da equação (4.31), obtém-se:

$$TEC_\phi = TEC'_\phi - S(\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2), \quad (4.32)$$

onde

$$TEC'_\phi = S[(\Phi_1 - \Phi_2) - b_\phi - m_\phi - \varepsilon_\phi]. \quad (4.33)$$

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; JAKOWSKI, 1996; KOMJATHY, 1997; citados por FEDRIZZI, 2004), para uma determinada sequência de dados que não contenha perdas de ciclo nas medidas de fase.

Para que seja feito o nivelamento, 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:

$$\langle TEC_\rho - TEC_\phi \rangle = 0, \quad (4.34)$$

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 (obstrução do sinal) (BLEWITT, 1990, citado por FEDRIZZI, 2004).

Substituindo a equação (4.32) na equação (4.34), obtém-se:

$$\langle TEC'_\phi - TEC_\rho \rangle - S(\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) = 0, \quad (4.35)$$

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) (citados por FEDRIZZI, 2004) o TEC nivelado é calculado a partir da fase, utilizando a ambiguidade combinada ($\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2$), ou seja:

$$TEC_{lev} = TEC'_\phi - \langle TEC'_\phi - TEC_\rho \rangle, \quad (4.36)$$

Substituindo as equações (4.32) e (4.35) na equação (4.36), obtém-se:

$$TEC_{lev} = S[(\Phi_1 - \Phi_2) - b_\phi - m_\phi - \varepsilon_\phi] - S\langle (\Phi_1 - \Phi_2) - b_\phi - m_\phi - \varepsilon_\phi - (\rho_2 - \rho_1) + b_\rho + m_\rho + \varepsilon_\rho \rangle. \quad (4.37)$$

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:

$$TEC_{lev} = S[(\Phi_1 - \Phi_2) - \langle (\Phi_1 - \Phi_2) - (\rho_2 - \rho_1) - b_\rho - m_\rho - \varepsilon_\phi \rangle]. \quad (4.38)$$

O TEC_{lev} dado pela equação (4.38) pode ser calculado com a expressão:

$$TEC_{lev_i} = TEC_{\phi_i}' - \frac{\sum_{j=-\frac{n}{2}}^{\frac{n}{2}} p_j [TEC_{\phi_j}' - TEC_{\rho_j}]}{\sum_{j=-\frac{n}{2}}^{\frac{n}{2}} p_j} \quad (4.39)$$

onde i e j são índices das observáveis ionosféricas a serem niveladas, desde o início de um arco $i = 1, 2, \dots, n$, sendo n o número total de observáveis neste arco, e $j = -\frac{n}{2}, \dots, j = \frac{n}{2}$ quando n for um número par, ou $j = -\frac{n-1}{2}, \dots, j = \frac{n-1}{2}$ no caso em que n for ímpar. Komjathy (1997) recomenda utilizar arcos de no mínimo 20 minutos, o que representa um compromisso entre não eliminar muitos dados, e ao mesmo tempo nivelar com considerável precisão as observáveis ambíguas. A ambiguidade N corresponde ao termo entre colchetes na equação (4.39) 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 está relacionado 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. Com o valor de TEC_{lev} , o atraso ionosférico é calculado através das expressões 4.23 e 4.29.

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), 20° (JAKOWSKI, 1996; SARDÓN; ZARRAOA, 1997) e 10° (MANNUCCI et al., 1998) podem reduzir os efeitos do múltiplo caminho e ruído nas medidas do conteúdo eletrônico total.

4.5. O software University of New Brunswick Ionospheric Modelling Technique (UNB-IMT)

O software *University of New Brunswick Ionospheric Modelling Technique* (UNB-IMT) (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) (LANGLEY et al., 1984) 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. Os códigos em Fortran que compõem o programa aplicam as equações mostradas anteriormente neste Capítulo. Além disso, cabe ressaltar que não foram feitas modificações nos códigos do UNB-IMT e o desenvolvimento matemático descrito anteriormente já estava devidamente implementado no programa, não tendo sido feitas alterações neste trabalho. O UNB-IMT foi fornecido pelo Departamento de Engenharia Geodésica da Universidade de New Brunswick (LANGLEY, 2008). Ele calcula mapas de TEC regionais ou globais com resolução temporal de 15 minutos. Os detalhes adicionais para este cálculo podem ser encontrados em Fedrizzi (2004).

O software UNB-IMT é composto por um conjunto de quatro módulos:

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

O UNB-IMT utiliza o modelo ionosférico de única camada (*single layer ionospheric model*) em seu algoritmo. Esse modelo considera que o TEC vertical pode ser aproximado por uma “casca” esférica geralmente 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 ponto sub-ionosférico é a projeção da latitude do ponto ionosférico, na casca ionosférica, sobre a superfície da Terra. O ponto ionosférico é a intersecção na casca ionosférica da linha de visada entre o receptor e o satélite rastreado, e é denominado IPP (*Ionospheric Pierce Point* – ponto de intersecção ionosférica) na Figura 4.3.

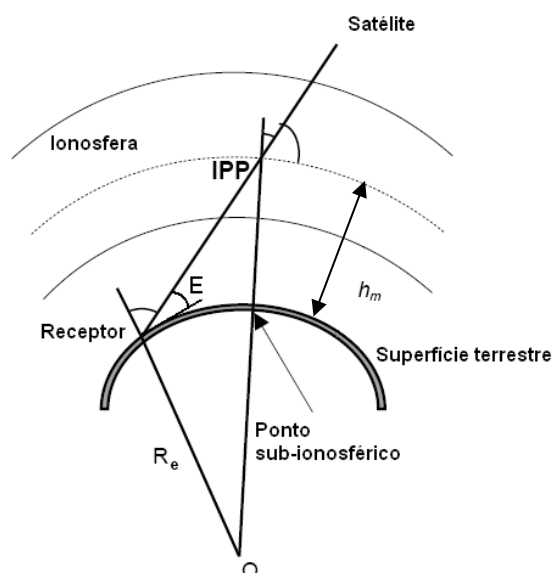


Figura 4.3. Modelo ionosférico de única camada.

FONTE: Adaptado de Ya'acob et al. (2008).

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 no módulo TOPIRI é possível modelar a altitude da casca ionosférica

utilizando o modelo IRI-1995 (KOMJATHY, 1997, citado por FEDRIZZI, 2004). O módulo TOPIRI não será utilizado neste trabalho.

O UNB-IMT utiliza uma versão modificada do *software* PhasEdit versão 2.0 (KOMJATHY, 1997), um programa de edição automática dos arquivos de observação, para detecção de arquivos com problemas nos dados ou *outliers* (valores atípicos) e perdas de ciclo, reparação das perdas de ciclo e ajuste das ambiguidades. As ambiguidades permanecem constantes desde que não haja perda do sinal. Se essa perda ocorrer, o contador de ambiguidades N é reinicializado, causando efetivamente um salto na medida de fase por um número inteiro de ciclos, corrompendo tal medida. Tal salto é denominado perda de ciclo (como indicado a seguir, na Figura 4.4), e faz com que o valor de N antes da perda do sinal seja diferente de N após a reaquisição do sinal. Uma perda de ciclo pode ocorrer quando o rastreamento do satélite é interrompido devido à obstrução do sinal, enfraquecimento do sinal ou processamento incorreto do sinal pelo receptor. Essa perda também ocorre durante os períodos de cintilação ionosférica. O processo de reparo da perda de ciclo envolve a detecção do salto, a estimativa exata do número de ciclos compreendidos no salto e finalmente a correção das medidas de fase computando o número inteiro de ciclos ocorridos no salto (BISNATH e LANGLEY, 2000).

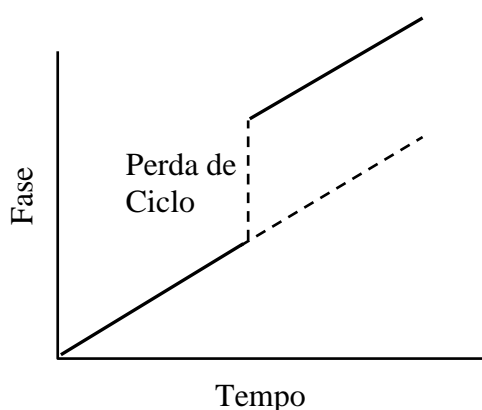


Figura 4.4. Perda de ciclo nas observáveis de fase da portadora.

4.5.1. Estratégia de Estimação

Após o cálculo do TEC_{lev} , é aplicada uma estratégia de estimação, para calcular o TEC vertical sobre uma estação receptora, e os atrasos instrumentais dos satélites e receptores. Isso é realizado pelo módulo POST_GLOB. Dessa forma, neste módulo obtém-se como resultado o valor absoluto do TEC para uma determinada estação receptora. O modelo ionosférico de uma única camada utiliza medidas nas duas frequências fornecidas pelo receptor do GPS, tal que:

$$I_{r_j}^{s_i}(t_k) = M(e_{r_j}^{s_i})[a_{0,r_j}(t_k) + a_{1,r_j}(t_k)d\lambda_{r_j}^{s_i} + a_{2,r_j}(t_k)d\varphi_{r_j}^{s_i}] + b_{r_j} + b^{s_i} \quad (4.40)$$

onde $I_{r_j}^{s_i}$ representa as observações ionosféricas (em TECU) ao longo da trajetória do sinal satélite-receptor obtido a partir das medidas de fase niveladas na época em que o receptor r_j observou o satélite s_i (são os valores TEC_{lev} calculados a partir da expressão 4.39); $M(e_{r_j}^{s_i})$ 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 solar média; $d\varphi_{r_j}^{s_i} = \varphi_{r_j}^{s_i} - \varphi_0$ 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. O UNB-IMT utiliza um algoritmo de filtro de Kalman para estimar os coeficientes de aproximação linear espacial do TEC e os atrasos instrumentais diferenciais dos satélites e dos receptores (KOMJATHY, 1997). Nesta estimativa, devem ser fornecidos valores iniciais ao programa. 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 otimizada e 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, citado por FEDRIZZI, 2004). 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. Mais informações sobre o filtro de Kalman podem ser encontradas em Komjathy (1997).

Nesta etapa do programa, são determinadas as coordenadas magnéticas das estações receptoras e do ponto sub-ionosférico, de forma que os parâmetros estimados no módulo POST_GLOB são referenciados em relação a um sistema de coordenadas geomagnético-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 comparado ao sistema fixo em relação à Terra (FEDRIZZI, 2004).

4.5.2. Altitude da Camada Ionosférica e Função de Mapeamento

No módulo POST_GLOB é possível a utilização de um valor fixo para 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 citado por FEDRIZZI, 2004). Neste trabalho, será utilizada a altitude fixa de 400 km para representar a altitude da “casca” ionosférica, pois o modelo IRI-1995 não representa a ionosfera equatorial e de baixas latitudes apropriadamente devido à inexistência de uma base de dados histórica para essa região.

Quanto às funções de mapeamento, Komjathy (1997) verificou que a função representada pela equação (4.41) apresenta bom desempenho no mapeamento do TEC para a vertical do ponto sub-ionosférico:

$$M(E) = \left[1 - \left(\frac{\cos E}{1 + \frac{h_m}{R_e}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.41)$$

onde E corresponde ao ângulo de elevação do satélite, h_m é a altura da “casca” ionosférica e R_e é o raio médio da Terra; estes elementos geométricos podem ser visualizados na Figura 4.3, mostrada anteriormente.

Por fim, 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 4.40) 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):

$$TEC_i = \frac{\sum_{j=1}^4 \frac{1}{d_j^2} TEC_j}{\sum_{j=1}^4 \frac{1}{d_j^2}} \quad (4.42)$$

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 (KOMJATHY, 1997).

Com isso, é possível apresentar em formato gráfico os mapas do Conteúdo Eletrônico Total. Neste capítulo, foi apresentada, de forma resumida, a metodologia do UNB-IMT para o cálculo do TEC. Muitas outras considerações são feitas para esse cálculo, e os detalhes podem ser encontrados em Komjathy (1997) e dos Santos (1995).

5 MÉTODOS E DADOS UTILIZADOS

Neste capítulo será descrita de forma geral a metodologia e os dados utilizados neste trabalho. Acerca do cálculo de mapas de TEC utilizando o programa UNB-IMT, algumas informações adicionais serão aqui apresentadas. Além disso, é necessário mencionar que a utilização do UNB-IMT foi analisada e devidamente validada para o setor da América do Sul em Fedrizzi (2004), portanto não será feita validação neste trabalho.

5.1. Períodos Analisados

Neste trabalho foram analisados eventos de tempestades magnéticas intensas ocorridas entre 2001 e 2006, durante o Ciclo Solar 23. O Ciclo Solar 23 durou de 1996 a 2008.

5.2. Arquivos RINEX

Os resultados de TEC que serão apresentados no próximo capítulo foram calculados a partir de dados de duas frequências do GPS, disponibilizados em arquivos RINEX de navegação e observação. Os mapas de TEC calculados pelo UNB-IMT possuem uma melhor precisão em regiões com uma densa distribuição de estações receptoras de GPS. Nas regiões sobre os oceanos, os resultados do programa não apresentam acurácia devido à escassez de estações sobre tais regiões. Como o programa não aplica modelos ionosféricos a fim de interpolar os dados medidos pelo GPS e suprir com TEC as regiões de baixa distribuição de estações receptoras, é aconselhável sua utilização apenas sobre regiões com uma distribuição satisfatória de receptores. Os arquivos RINEX de observação e navegação foram obtidos das seguintes bases de dados:

- **SOPAC:** *Scripps Orbit and Permanent Array Center Garner GPS Archive* – Repositório denominado GARNER do SOPAC, contém arquivos de observação e navegação provenientes de redes globais de receptores GPS. Desta base de dados foram selecionadas estações localizadas em países da América do Sul,

América Central, Antártida, África, Filipinas e ilhas nos Oceanos Atlântico e Pacífico pertencentes à rede IGS (*International GNSS Service*) (IGS, 2011). Esta base de dados fica disponível no endereço <<ftp://garner.ucsd.edu/pub/rinex/>>.

- **RBMC/IBGE e RIBaC:** Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística e Rede INCRA de Bases Comunitárias do GNSS – Como mostrado no início deste trabalho, na Seção 1.1, a RBMC em conjunto com a RIBaC possuem hoje uma rede densificada de receptores GPS espalhados pelo território brasileiro. A densificação desta rede deu-se nos últimos anos, e nos períodos estudados compreendidos entre 2001 e 2006, a distribuição de receptores desta rede era relativamente escassa. Para informação, o número de estações desta rede ao longo destes anos foi aproximadamente: 15 estações de 2001 a 2005, 20 estações em 2006, 25 estações em 2007, 50 estações em 2008, 60 estações em 2009, 70 estações em 2010 e 80 estações em 2011. Os arquivos desta base de dados podem ser acessados em <<ftp://geofp.ibge.gov.br/RBMC/dados/>>.

Em média, o total de estações receptoras utilizadas neste trabalho pode ser visualizado na Figura 5.1. As estações exteriores a América do Sul foram utilizadas com o intuito de minimizar os efeitos de borda nos cálculos do TEC sobre essa região. O número de estações utilizadas nos cálculos é muito dinâmico, pois a estação pode tornar-se inoperante devido a problemas técnicos ou do ambiente, dessa forma, na maioria dos períodos estudados, houve variação dia-a-dia no número de estações utilizadas. Isso significa que apesar da rede ter sido ampliada nos últimos anos, na maioria dos eventos estudados neste trabalho não foi utilizada a totalidade de estações disponíveis devido a problemas nos dados.

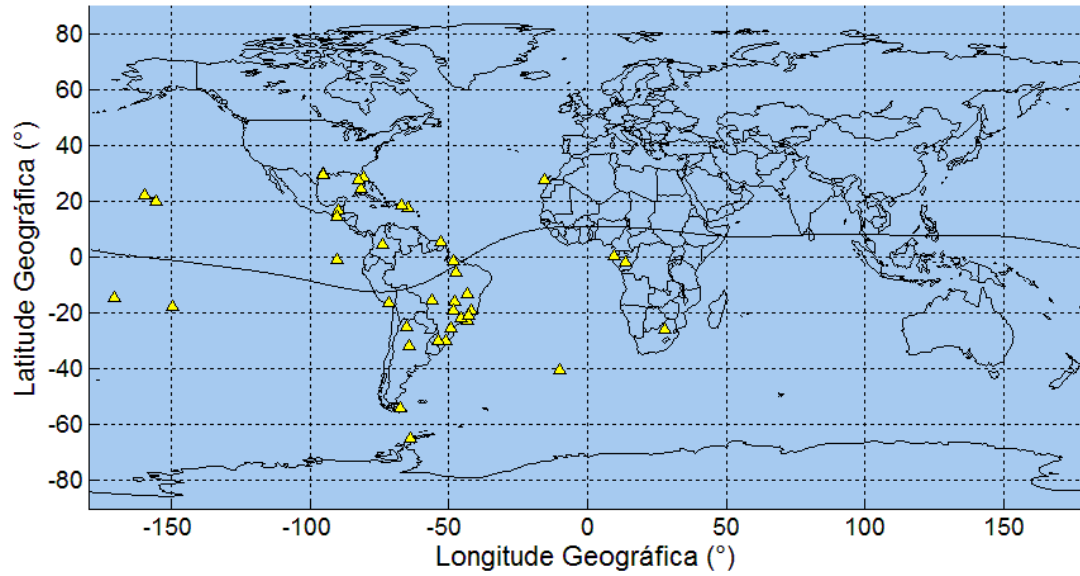


Figura 5.1. Localização das estações receptoras de GPS utilizadas para o cálculo do TEC neste trabalho.

As estações pertencentes à rede IGS foram selecionadas a partir do mapa mostrado na Figura 5.2 (SOPAC, 2011). Este é um mapa da América do Sul que mostra a localização e a identificação das estações cujas redes compõem a base de dados SOPAC.



Figura 5.2. Localização e identificação das estações receptoras da rede IGS (quadrados vermelhos), e de outras redes de estações receptoras de GPS espalhadas pelo globo e que compõem a base de dados SOPAC.

FONTE: SOPAC (2011).

Além dos mapas de TEC gerados para o setor da América do Sul, o TEC também foi calculado para a região das Filipinas e Indonésia, a fim de analisar as respostas ionosféricas em setores longitudinais significativamente distantes. As estações receptoras de GPS utilizadas podem ser vistas na Figura 5.3, são estações da rede IGS cujos dados foram obtidos na base de dados SOPAC. As estações são esparsas para essa região, por isso o TEC será analisado pontualmente, considerando as medidas obtidas sobre cada estação separadamente. Também nesse caso as estações mais distantes foram utilizadas para evitar problemas nos cálculos de borda dos mapas de TEC, caso fosse possível sua utilização. Na Figura 5.4 é mostrado o mapa do SOPAC a partir do qual as estações da Figura 5.3 foram selecionadas.

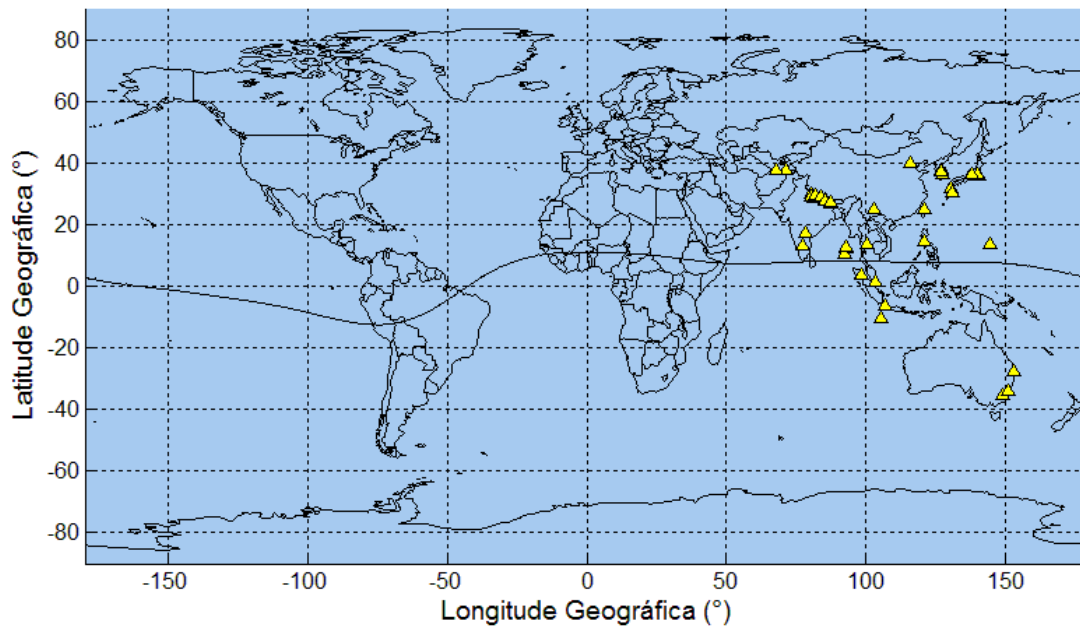


Figura 5.3. Estações da região da Indonésia e Filipinas utilizadas para cálculo de TEC neste setor longitudinal.

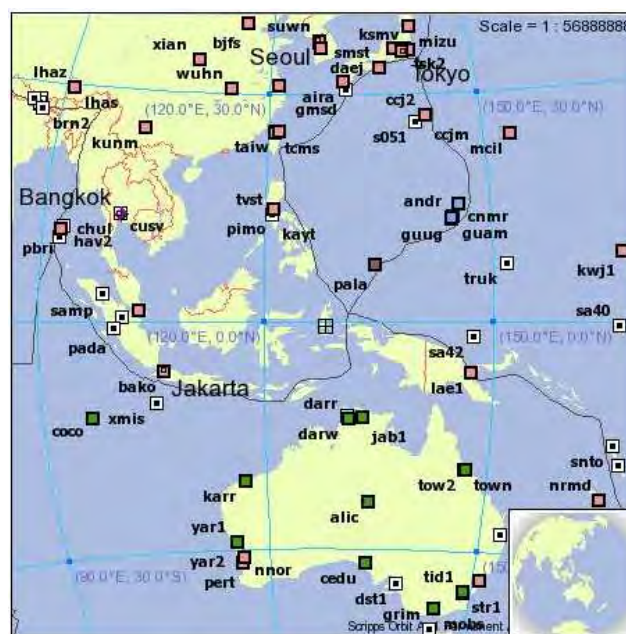


Figura 5.4. Localização e identificação das estações receptoras de GPS no setor das Filipinas e Indonésia.

FONTE: SOPAC (2011).

Todos os dados de arquivos RINEX utilizados neste trabalho foram analisados por um *software* de controle de qualidade chamado TEQC (*The Toolkit for GPS/GLONASS/Galileo/SBAS Data*) (UNAVCO, 2011). Por meio do controle de qualidade efetuado, as estações que apresentaram muitas falhas nos dados (perdas de sinal por longos períodos) ou dados ruins (problemas na recepção do sinal) foram excluídas dos cálculos de TEC. Isso foi realizado para todas as estações utilizadas e para cada dia analisado, sendo que os dados de determinada estação foram excluídos somente no dia em que apresentaram problemas, tendo sido utilizados nos demais períodos em que se mostraram satisfatórios. Em média, o erro r.m.s. (erro médio quadrático) apresentado nos cálculos de TEC sobre as regiões estudadas, próximo às estações receptoras, foi de aproximadamente ± 5 TECU. Neste trabalho foi utilizada uma máscara de elevação de 20° no software UNB-IMT para cálculo do TEC.

5.3. Dados Geomagnéticos

Os dados geomagnéticos utilizados neste trabalho para mensurar a intensidade e as fases das tempestades magnéticas estudadas foram os índices AE, Sym-H e Kp, cuja definição foi apresentada na Seção 2.3. Neste trabalho, o índice Sym-H será utilizado para analisar a evolução das tempestades magnéticas estudadas. Estes dados foram obtidos da base de dados WDC (*World Data Center*) da Universidade de Kyoto, disponível no endereço eletrônico <<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>>.

Na rede neural que será descrita posteriormente foram utilizados também os índices ap e o fluxo solar F10.7, obtidos da base de dados OMNI2 da NASA (2011b), disponível no endereço eletrônico <<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>>. O fluxo F10.7A (média de 3 meses do F10.7) também foi utilizado na rede neural e foi obtido no endereço <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/msis_vitmo.html>.

5.4. Dados Interplanetários

Os parâmetros do plasma do vento solar e do campo magnético interplanetário utilizados neste trabalho foram medidos pelo satélite ACE (*Advanced Composition Explorer*) (STONE et al., 1998) e obtidos na base de dados HRO (*High Resolution Omni*) OmniWeb da NASA, disponível no endereço eletrônico <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/omni_min.html>. Esses dados têm resolução temporal de 1 minuto e possuem uma correção de atraso de tempo. Isso significa que é aplicado um atraso nas observações, calculado por modelos, correspondente ao tempo decorrido entre o instante em que a estrutura do vento solar é observada no ACE e o instante posterior de sua interação na magnetopausa, que é efetivamente o momento de interesse na análise (NASA, 2011c). É importante ressaltar aqui que o satélite ACE orbita o ponto Lagrangeano L1 do sistema Sol-Terra, situado a $1,5 \times 10^6$ km da Terra e a $1,5 \times 10^8$ km do Sol, o que implica em uma visão privilegiada do vento solar, do campo magnético interplanetário e das partículas emitidas pelo Sol.

Neste trabalho foi calculada a componente na direção amanhecer-crepúsculo do IEF, por meio da equação:

$$E_{y_{IEF}} = V_{SWx} B_z - V_{SWz} B_x, \quad (5.1)$$

em que:

$E_{y_{IEF}}$ é a componente na direção y (amanhecer-crepúsculo) do campo elétrico interplanetário (IEF), em coordenadas geocêntrico-solar-magnetosféricas (GSM),

$V_{SWx,z}$ são as componentes na direção x e z da velocidade do vento solar, em coordenadas GSM, e

$B_{x,z}$ são as componentes na direção x e z do campo magnético interplanetário, em coordenadas GSM.

A equação (5.1) refere-se ao desenvolvimento do produto vetorial da equação (2.3). Foi calculada também a componente E_y geofetiva do IEF, denominada E_{rec} (referente a

reconexão), que basicamente considera somente a orientação em direção ao crepúsculo do E_{yIEF} , ou seja, somente a orientação positiva. Isso é utilizado pois, quando a componente B_z do IMF está orientada para sul (ou seja, é negativa), o E_{yIEF} aponta para o crepúsculo (para leste) e o processo de reconexão magnética na frente da magnetopausa é viabilizado. Em síntese, esse é o cenário em que ocorre a penetração do campo elétrico magnetosférico para a ionosfera de baixas latitudes, ou seja, durante a reconexão magnética. Assim, o campo elétrico E_{rec} pode ser calculado por (KAN e LEE, 1979, citado por GONZALEZ et al., 1994):

$$E_{rec} = V_{SW} B_T \text{sen}^2(\theta / 2), \quad (5.2)$$

em que,

V_{SW} é a velocidade do vento solar,

B_T é a magnitude da componente transversa do IMF total, $\vec{B}_T = \vec{B}_y + \vec{B}_z$, no plano yz ,

θ é o ângulo horário entre B_T e o eixo z , sendo que $\text{tg } \theta = B_y/B_z$.

As coordenadas x , y e z utilizadas nas equações (5.1) e (5.2) referem-se ao sistema de coordenadas geocêntrico-solar-magnetosféricas (GSM). Todos os dados interplanetários utilizados neste trabalho foram computados em coordenadas GSM. O eixo x do sistema GSM é definido ao longo da linha que conecta o centro do Sol ao centro da Terra. A origem é definida no centro da Terra com orientação positiva em direção ao Sol. O eixo y é definido como o produto vetorial entre o eixo x e o eixo do dipolo geomagnético, cuja orientação é positiva em direção ao crepúsculo, no plano equatorial. O eixo z é definido como o produto vetorial dos eixos x e y e aponta para o norte. O eixo do dipolo geomagnético encontra-se no plano xz (RUSSEL, 1971).

Na Figura 5.5 são representadas as coordenadas GSM. O eixo y aponta no sentido do crepúsculo. São mostrados também os vetores \vec{B}_y , \vec{B}_z e \vec{B}_T e o ângulo θ .

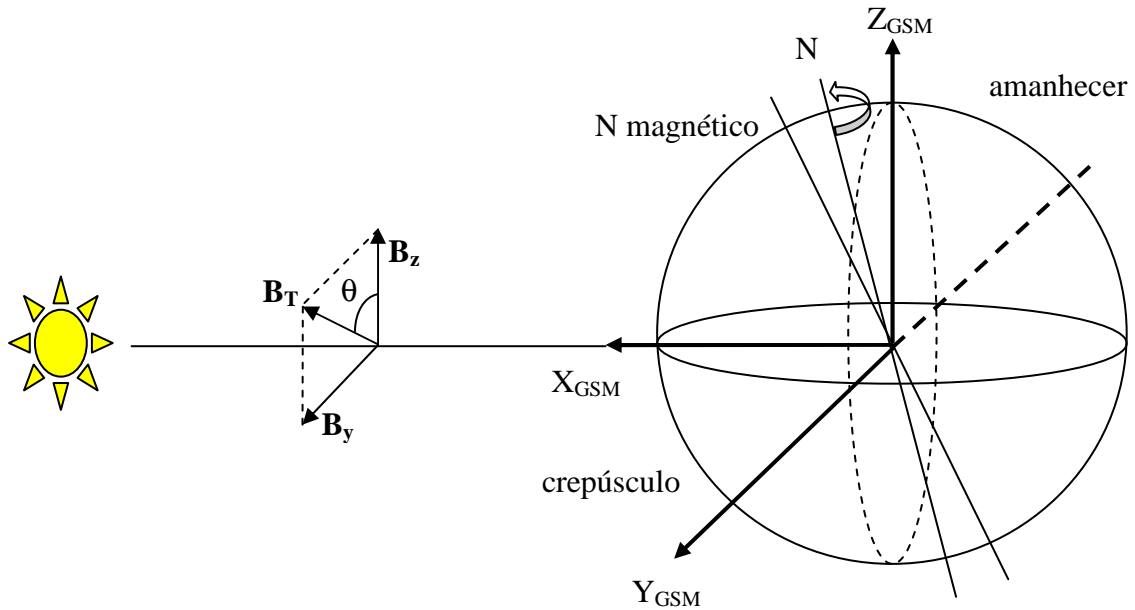


Figura 5.5. Representação gráfica das coordenadas GSM.

O ângulo θ desempenha um papel importante nas análises uma vez que a injeção de energia magnetosférica é máxima quando o campo geomagnético e o IMF são antiparalelos ($\theta \approx 180^\circ$), ou seja, durante os eventos de reconexão magnetosférica. Em contrapartida, tal injeção é mínima quando aqueles campos são paralelos ($\theta \approx 0^\circ$) (PULKKINEN et al., 2002). O resultado fornecido pelo E_{rec} considera aproximadamente somente os valores positivos do IEF (NICOLLS et al., 2007). A idéia conceitual do E_{rec} somente considera a injeção de energia durante inversões para sul do IMF B_z devido a reconexão. Assim, E_{rec} pode também ser considerado como função de acoplamento energético entre o vento solar e a magnetosfera, na análise de injeção de energia do vento solar na magnetosfera, uma vez que apresenta picos de máximo quando $\theta \approx 180^\circ$, ou seja, quando B_z inverte para sul e ocorre a reconexão na magnetopausa. Na literatura já foi demonstrado que a inversão para sul do B_z produz efeitos significativos na ionosfera, como já foi exemplificado anteriormente, no entanto, existem também exemplos em que uma inversão para norte do B_z pode causar um efeito tão significativo no equador geomagnético quanto uma inversão para sul (ROTHWELL e JASPERSE, 2007). Portanto, embora o conceito do E_{rec} , que considera somente a parte positiva do IEF, seja razoável ao considerarmos a injeção de energia na calota

polar, ele não é adequado para analisar penetração de campos elétricos durante as inversões para norte do IMF B_z . O campo de reconexão E_{rec} foi utilizado por Mannucci et al. (2008) para computar o horário de início de algumas tempestades magnéticas intensas. Segundo os autores, um aumento no campo elétrico interplanetário para 10mV/m (relacionado a uma incursão para sul do IMF B_z) é responsável por causar as primeiras modificações significativas no TEC durante a tempestade. Dessa forma, a fim de analisar os efeitos superpostos de vários eventos de tempestades magnéticas intensas, eles definem o início de cada evento como sendo o horário em que a função E_{rec} apresenta seu primeiro pico intenso (para 10 mV/m), demonstrando assim mais uma utilização dessa função de acoplamento energético.

5.5. Derivas verticais ionosféricas

Neste trabalho serão apresentadas as derivas verticais ionosféricas sobre o equador geomagnético na América do Sul. A magnitude dos campos elétricos zonais ionosféricos sobre o equador pode ser estimada a partir das derivas verticais usando a relação:

$$V_{drift} = E/B, \quad (5.3)$$

que se origina da equação (2.4), em que

V_{drift} é a deriva vertical na região F,

E é a magnitude do campo elétrico zonal (vide Seção 2.4.1.1) e

B é a magnitude do campo geomagnético local.

Os valores de B utilizados foram obtidos na base de dados de Kyoto, para Jicamarca.

Os dados de derivas verticais ionosféricas são cruciais para a análise dos eventos de tempestades magnéticas na região equatorial, uma vez que podemos calcular o campo elétrico zonal a partir da equação (5.3) e verificar suas variações. As variações do campo elétrico zonal durante as perturbações magnéticas são a principal fonte de modificações na anomalia equatorial, como já mencionado anteriormente. Isso se deve

principalmente à penetração de campos elétricos nestes períodos, e a análise do campo elétrico zonal é a forma mais eficiente de se verificar os períodos de penetração do campo elétrico interplanetário (vide Seção 2.4.3), assim como os períodos em que o mecanismo de dínamo perturbado domina o cenário eletrodinâmico.

Dessa forma, serão calculados os campos elétricos zonais e a partir disso serão analisados os eventos de penetração de campos elétricos. Tal análise é feita a partir da comparação dos campos elétricos zonais ionosféricos e do campo elétrico interplanetário. A penetração de campos elétricos se manifesta quando o campo elétrico ionosférico no plano equatorial apresenta a mesma modulação do campo interplanetário, o que significa que o IEF penetrou na ionosfera de baixas latitudes. A porcentagem do IEF que penetra no plano equatorial é variável e pode atingir de 7% a 10% (KELLEY et al., 2003; 2010). A parcela do IEF que penetra no plano equatorial durante os eventos de tempestades magnéticas será analisada no próximo capítulo a partir da comparação do IEF com o campo elétrico zonal equatorial. O cálculo da eficiência de penetração é simplesmente a razão percentual entre o campo elétrico zonal ionosférico e o campo interplanetário.

As derivas verticais utilizadas neste trabalho foram obtidas a partir de três métodos, que serão descritos a seguir.

5.5.1. Derivas verticais ionosféricas medidas por radar

Foram obtidos os dados de derivas verticais ionosféricas médias, medidas pelo radar de espalhamento incoerente (ISR) no observatório de Jicamarca (Peru), para os eventos em que havia dados disponíveis do radar. Estes dados foram obtidos da base de dados do observatório disponível em: <<http://jro.igp.gob.pe/english/index.htm>>. O radar é operado por apenas alguns períodos ao longo de um ano, por isso os dados deste sistema são relativamente escassos e nem sempre coincidiram com os eventos de tempestades magnéticas estudados neste trabalho.

5.5.2. Derivas verticais ionosféricas simuladas por rede neural aplicada a dados de magnetômetro

Neste trabalho, tornou-se necessária a utilização de uma metodologia que fornecesse os valores da deriva vertical para os períodos estudados, pois as medidas de deriva vertical fornecidas pela base de dados do radar de Jicamarca não coincidem com todos os eventos analisados. Além disso, é necessário analisar as derivas verticais sobre a região brasileira, que apresenta uma significativa diferença longitudinal e de ângulo de declinação magnética em relação a Jicamarca, por isso esperam-se diferenças nas derivas medidas nas duas localidades (ABDU et al., 1981; BATISTA, 1986). Dessa forma, os dados de deriva vertical medidos em Jicamarca serão complementados com dados de derivas verticais ionosféricas simulados por rede neural. Os dados simulados de deriva vertical ionosférica, como será descrito adiante, são obtidos somente no período diurno, entre 10:00 e 17:00 horas, em hora local. A rede neural que será descrita em seguida será utilizada para simular as derivas verticais da região de Jicamarca, da região Brasileira e da região das Filipinas, utilizando como principal parâmetro de entrada o ΔH .

Rastogi e Klobuchar (1990) demonstraram que a intensidade do TEC e sua distribuição latitudinal estão relacionados com a intensidade do eletrojato equatorial, que se relaciona com o campo elétrico zonal como visto na Seção 2.4.1.1. Essa intensidade pode ser medida utilizando-se dois magnetômetros, um situado sobre o equador geomagnético e outro afastado de 6° a 9° do equador. Eles computaram a diferença entre as componentes H (horizontal) do campo geomagnético medidas por magnetômetros situados em Trivadrum ($8,5^\circ\text{N}$, 77°L , $0,5^\circ\text{S}$ magnético) e Alibag ($18,5^\circ\text{N}$, $72,9^\circ\text{L}$, $13,0^\circ\text{N}$ magnético) ($\Delta H_{\text{TA}} = H_{\text{Trivadrum}} - H_{\text{Alibag}}$) e compararam com observações de TEC medidas por uma cadeia de polarímetros, considerando a latitude e hora local no continente Indiano. Eles observaram que maiores valores de ΔH_{TA} estavam associados a um desenvolvimento visível da anomalia equatorial com suas cristas localizadas em $\pm 15^\circ$ de latitude magnética. Eles também observaram que um eletrojato fraco (pequeno ΔH_{TA}) associava-se à ausência das cristas da anomalia

equatorial. Eles também reportaram que as medidas das flutuações dia-a-dia de apenas uma estação (Trivadrum) não apresentava a intensidade real do eletrojato. A subtração da componente H de uma estação fora do equador magnético (Alibag) se faz necessária para que a contribuição da corrente de anel, que afeta ambas as estações similarmente, seja eliminada e apenas a variação da componente H (ΔH) devida ao eletrojato equatorial (que se estende em uma estreita faixa latitudinal) seja obtida. A partir disso, Anderson et al. (1992) citado por Anderson et al. (2004) calcularam teoricamente o TEC como uma função da hora local e da latitude e compararam seus resultados com aqueles do setor Indiano. Eles encontraram grande concordância entre os resultados ao considerar dias de eletrojato intenso e fraco. Em seguida, Anderson et al. (2002) demonstraram que as derivas $\vec{E} \times \vec{B}$ da região F equatorial podem ser estimadas a partir das observações de magnetômetros utilizando-se o ΔH . Naquele trabalho, eles apresentaram uma equação simples desenvolvida para o setor da América do Sul, em que foram utilizados dados de magnetômetros localizados em Jicamarca (11,95°S, 76,87°O, 0,8°N magnético) e Piura (5,18°S, 80,64°O, 6,8°N magnético), durante o período de máximo solar em 1998 – 1999. Posteriormente, Anderson et al. (2004) apresentaram uma forma mais abrangente de estimar a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ a partir do ΔH , utilizando também os dados de Jicamarca e Piura. Eles utilizaram uma base de dados de longo prazo do radar de Jicamarca em conjunto com os dados de magnetômetro, compreendendo o período 2001 – 2003. Com isso, aprimoraram a equação anteriormente obtida em Anderson et al. (2002) e adicionaram um método baseado em simulação por rede neural a fim de estimar as derivas $\vec{E} \times \vec{B}$. Em síntese, eles apresentaram duas metodologias para estimativa da deriva $\vec{E} \times \vec{B}$, sendo que a primeira consiste na aplicação da equação mais elaborada que considera determinadas variáveis para estimar a deriva, desenvolvida a partir do método de mínimos quadrados, e a segunda consiste no desenvolvimento da rede neural. A aplicação da equação, apesar de fornecer uma boa estimativa da deriva vertical ionosférica como mostrado em Anderson et al. (2004), não foi utilizada neste trabalho pois o método desenvolvido pelos mesmos autores baseado numa rede neural mostrou-se mais eficiente. Dessa forma, neste trabalho optou-se por desenvolver uma rede neural baseada na mesma metodologia.

Um problema que pode ser resolvido utilizando-se métodos estatísticos ou de modelagem, provavelmente será resolvido com mais eficiência se for utilizada uma rede neural (ANDERSON et al., 2004). As redes neurais são amplamente utilizadas em problemas de reconhecimento de padrões e em várias aplicações de inteligência artificial. Em geral, elas são uma tentativa de modelar o comportamento de um cérebro biológico de uma forma muito mais simples.

As redes neurais multicamadas *feed-forward* de propagação reversa são uma classe particular de redes neurais que possuem capacidades poderosas de aproximação para funções (MASTERS, 1993; HAYKIN, 1994 citados por ANDERSON et al., 2004). Uma rede consiste de um conjunto de elementos de processamento denominados neurônios, que são logicamente arranjados em duas ou mais camadas. Há uma camada de entrada e uma camada de saída, cada uma contendo no mínimo um neurônio, e geralmente há uma ou mais camadas ocultas entre as camadas de entrada e saída. Cada neurônio da rede está associado a uma função de ativação não-linear, exceto os neurônios da camada de entrada (ANDERSON et al., 2004). As camadas são interconectadas através de um arranjo de pesos para os dados. Devido a essa forma de processamento não-linear distribuído, estas estruturas são capazes de produzir mapeamentos altamente não-lineares entre as entradas e as saídas. Se alguma das não-linearidades é desconhecida inicialmente, uma rede de ligação funcional pode ser utilizada para aperfeiçoar a aprendizagem. Estas são ferramentas muito poderosas de modelagem e identificação de sistemas dinâmicos não-lineares. As redes neurais não requerem que seja escolhido um modelo para analisar um sistema, além de que sistemas ruidosos são mais bem tolerados em relação a maioria dos outros métodos estatísticos ou de modelagem. Uma rede neural com uma camada oculta pode ser utilizada para aproximar a maioria das funções. No entanto, uma rede neural que possui duas camadas ocultas é uma função de aproximação universal, sendo aplicada na aprendizagem de funções majoritariamente contínuas, mas que possuem algumas discontinuidades. As capacidades de aprendizagem e generalização de uma rede neural multicamadas *feed-forward* proporcionam aplicações de extrema versatilidade e importância.

Uma rede neural multicamadas *feed-forward* é treinada de forma controlada, o que significa que um conjunto de amostras é coletado e apresentado à rede neural como exemplo. Cada amostra no conjunto de treinamento especifica todas as entradas, assim como as saídas que são esperadas quando aquelas entradas são apresentadas. Para o treinamento, um subconjunto de amostras é estabelecido e apresentado à rede. Cada amostra deste subconjunto é comparada com a saída desejada. Após todas as amostras do subconjunto serem apresentadas à rede, os pesos são ajustados de acordo com um algoritmo de propagação reversa, o qual minimiza os erros médios quadráticos (r.m.s.) entre as saídas produzidas pela rede e as saídas desejadas. A rede então armazena as informações dos pesos nos *links* de conexão dos neurônios, portanto o treinamento consiste em modificar os pesos a fim de se obter saídas da rede o mais próximo possível das saídas desejadas. Dessa forma, durante o treinamento, as camadas ocultas extraem progressivamente mais características dos dados de entrada. Uma passagem através do treinamento de um subconjunto, juntamente à atualização dos pesos dos neurônios, é denominada uma época, e o número de amostras no subconjunto é denominado dimensão da época (ANDERSON et al., 2004). Mais informações e detalhamentos sobre redes neurais e os métodos de cálculos utilizados podem ser encontrados em Rumelhart et al. (1986), Hagan et al. (1996), Caudill e Butler (1992), DARPA (1988), de Jesús e Hagan (2001).

Neste trabalho, o conjunto total de dados para treinamento é utilizado para cada época, uma vez que isso favorece a estabilidade e a convergência para valores otimizados dos pesos (ANDERSON et al., 2004). Foi utilizada uma rede neural de três camadas *feed-forward*, com uma camada oculta, a fim de se calcular a relação não-linear entre as derivas verticais $\vec{E} \times \vec{B}$ e as 9 entradas da rede neural: ano, dia do ano, hora local, minuto, F10.7, F10.7A, *ap*, *Kp* e ΔH . Estas entradas foram estabelecidas com base na metodologia apresentada em Anderson et al. (2004), em que é discutida a importância de cada entrada na obtenção da deriva $\vec{E} \times \vec{B}$. Foi verificado que a entrada de maior peso da rede neural é o ΔH , seguida do índice F10.7. O ΔH utilizado para treinamento da rede neural, neste trabalho, foi

$$\Delta H_{JP} = H_{Jicamarca} - H_{Piura}, \quad (5.4)$$

obtido na base de dados do Observatório de Jicamarca, acessada no endereço eletrônico <<http://jro.igp.gob.pe/english/index.htm>>.

Foi utilizada a ferramenta *nntool* do software *Matlab*, em sua interface gráfica. *nntool* é uma ferramenta de aplicação de rede neural em que são escolhidos o tipo da rede (*feed-forward*), o número de camadas e o número de neurônios utilizados na camada oculta. Esta ferramenta é de fácil utilização, funcional e de processamento rápido. O treinamento foi feito com base nos dados de deriva vertical obtidos pelo radar de Jicamarca, que na etapa de treinamento constituem as saídas desejadas. Para cada valor de deriva vertical utilizado como exemplo para o treinamento da rede, foram associadas as 9 entradas supracitadas. A associação é feita a partir da construção de uma matriz $n \times 9$, que é a matriz de entrada, que aponta para um vetor de dimensão n , constituindo a saída. n é o número de amostras apresentado como exemplo à rede neural, e neste trabalho,

$$n = 19.992 \text{ amostras},$$

que se referem aos dados de derivas verticais medidos pelo radar. Esse conjunto de amostras foi obtido para o período 2001-2010, em que todos os dados de deriva vertical média do radar de Jicamarca disponíveis foram computados, perfazendo um total de 251 dias. As medidas de deriva vertical de Jicamarca possuem resolução temporal de 5 minutos, por isso a grande dimensão do conjunto de dados treinados. Além disso, foram utilizados os valores médios da deriva medida na faixa de 240 a 600 km, uma vez que ela não varia significativamente com a altura (WOODMAN, 1970; FEJER et al., 2007). Os dados de deriva vertical foram restritos ao período de 07:00 a 17:00 LT, em que os dados de ΔH apresentam a intensidade do eletrojato. Nos demais horários, a camada E ionosférica deixa de existir e o ΔH decai para valores em torno de zero. Adicionalmente, de todos os valores das componentes H utilizadas neste trabalho, foi subtraído o valor da meia noite local do dia calmo precedente à tempestade magnética ocorrida em cada

período analisado; isso é feito para excluir a contribuição do campo magnético crustal nas medidas.

A construção da matriz, que conta com a retirada de todos os dados espúrios presentes no conjunto, foi feita a partir de um programa escrito em *Matlab*. As três camadas da rede neural utilizada são: a camada de entrada com 9 neurônios, uma camada oculta com 15 neurônios, e a camada de saída. Uma esquematização gráfica da rede neural utilizada pode ser visualizada na Figura 5.6, na qual são representados apenas 5 dos 15 neurônios efetivamente utilizados na rede neural.

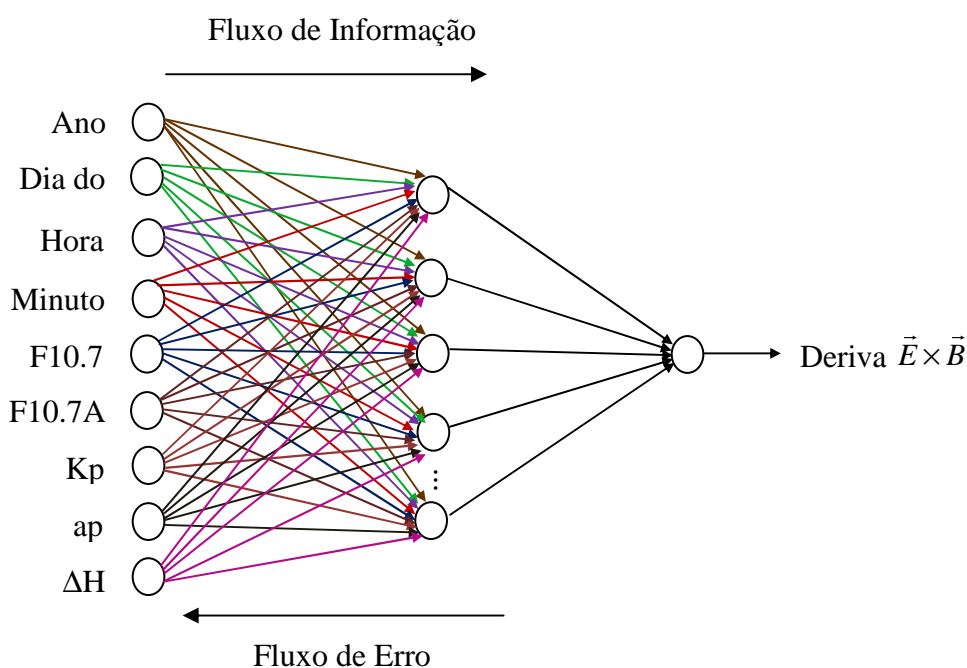


Figura 5.6. Esquematização da rede neural *feed-forward* de 3 camadas desenvolvida em *Matlab*.

FONTE: Modificado de Anderson et al. (2004).

O treinamento da rede durou cerca de 5 minutos e retornou um erro r.m.s de 4,4 m/s após 84 épocas. Anderson et al. (2004) obtiveram um erro r.m.s. de 2,9 m/s devido a um ajuste manual dos pesos iniciais, o que não foi realizado aqui.

Após o treinamento, a rede neural torna-se apta a simular a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ para os períodos de interesse em que não há dados. Na etapa da simulação, é construída uma

matriz semelhante à matriz de treinamento, com os mesmos parâmetros de entrada. Nesse caso, são agrupadas as 9 entradas anteriormente mencionadas, mas neste caso o ΔH e os outros parâmetros são selecionados para os períodos de tempestades magnéticas estudados neste trabalho. Assim como na etapa de treinamento, a construção da matriz de simulação foi feita executando-se um programa escrito em *Matlab*, que exclui todos os pontos espúrios dos dados. A partir disso, utilizando ainda a ferramenta *nntool* do *Matlab*, passa-se à etapa de simulação, que carrega as informações da rede neural treinada e simula as saídas para as novas entradas apresentadas. Nessa etapa foram simuladas derivas para o setor de Jicamarca (usando o ΔH_{JP}), para o setor das Filipinas e para o setor brasileiro, conforme descrito adiante.

A fim de determinar se a rede neural desenvolvida em Anderson et al. (2004), treinada com dados do setor longitudinal de Jicamarca, poderia ser aplicada em outros setores de longitude, Anderson et al. (2006) calculou as derivas $\vec{E} \times \vec{B}$ para o setor longitudinal das Filipinas, utilizando o ΔH obtido pelas estações de Davao (7,00°N, 125,4°O, 1,4°S magnético) e Muntulupa (14,37°N, 121,02°O, 6,3°N magnético). Foram calculadas curvas climatológicas de $\vec{E} \times \vec{B}$ para um período compreendido entre 2001 e 2004, considerando apenas dias calmos. As curvas climatológicas foram agrupadas em períodos de solstícios de Dezembro e Junho e equinócio. Paralelamente, foram calculadas as curvas $\vec{E} \times \vec{B}$ também para o setor Peruano, e agrupadas seguindo o mesmo critério sazonal. Após isso, foram calculadas as médias de cada curva climatológica, resultando em uma curva para cada período considerado (solstícios e equinócio), para ambos os setores longitudinais. As curvas médias de cada período foram então comparadas aos resultados do modelo empírico de derivas verticais de Scherliess e Fejer (1999), que é baseado nos dados do radar de Jicamarca. Para o setor de Jicamarca, as curvas climatológicas apresentaram excelente concordância, como esperado, e para o setor das Filipinas, a concordância das curvas climatológicas com os resultados do modelo também foi muito boa. Isso demonstrou que a rede neural treinada com dados do setor de Jicamarca fornece resultados realísticos de deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ obtida para o setor longitudinal das Filipinas, utilizando o ΔH deste setor, e portanto a rede

neural foi validada para utilização também neste setor. De fato, Anderson et al. (2010) validaram este método também para o setor Indiano, e concluíram que ele é aplicável a todos os setores de longitude em que haja estações de magnetômetro apropriadamente posicionadas que forneçam o ΔH . Além disso, os autores demonstraram que este método pode ser utilizado tanto para períodos magneticamente calmos quanto perturbados. Diversos estudos recentes incorporaram este método para calcular as derivas verticais ionosféricas (e o campo elétrico zonal equatorial). Anghel et al. (2007) utilizou este método para calcular o campo elétrico zonal durante períodos perturbados, e verificou que aproximadamente 10% do campo elétrico interplanetário penetra na ionosfera de baixas latitudes durante as perturbações. Outros estudos que utilizaram este método para calcular o campo elétrico zonal equatorial são Huang et al. (2003, 2005), Kelley et al. (2003, 2007), Nicolls et al. (2007), Maruyama et al. (2007), sendo que em todos também foram analisados períodos magneticamente perturbados.

Como neste trabalho serão analisados valores de TEC da região das Filipinas e Indonésia, as derivas verticais para este setor serão simuladas com a rede neural desenvolvida aqui, utilizando também dados das estações de Cebu (CEB, 10,35°N, 123,91°O, 1,70°N magnético) e Muntilupa (MUT). Estes dados foram fornecidos pela Universidade de Kyushu, no Japão (KYUSHU, 2011). Dessa forma, o ΔH utilizado nesta etapa foi:

$$\Delta H_{CM} = H_{CEB} - H_{MUT}. \quad (5.5)$$

Por fim, a deriva vertical $\vec{E} \times \vec{B}$ foi simulada para o setor brasileiro, utilizando dados de magnetômetro das estações de São Luís (SLZ, 2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético) e Eusébio (EUS, 3,89°S, 38,44°O, 6,5°S magnético). Na ausência de dados da estação EUS, foram utilizados dados da estação de Vassouras (VSS, 22,4°S, 43,65°O, 13,56°S magnético). Apesar da estação VSS localizar-se fora da faixa estabelecida de 6° a 9° de latitude magnética, como mencionado anteriormente, optou-se por utilizá-la uma vez que esta latitude magnética é igualmente influenciada pela corrente de anel e ainda

encontra-se na região de baixas latitudes (SUGIURA e KAMEI, 1991). Assim, o ΔH utilizado na região brasileira foi:

$$\Delta H_{SE} = H_{SLZ} - H_{EUS}, \quad (5.6)$$

e, na ausência de dados da estação EUS, o ΔH ficou:

$$\Delta H_{SV} = H_{SLZ} - H_{VSS}. \quad (5.7)$$

Denardini et al. (2011) aplicaram a metodologia proposta por Anderson et al. (2004), e, utilizando o ΔH_{SE} , puderam inferir a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ e o campo elétrico zonal na região brasileira, a fim de analisar a penetração do campo elétrico interplanetário para a ionosfera de baixas latitudes, estabelecendo assim a utilização deste método também no setor longitudinal brasileiro. Cabe ressaltar que este tem sido o método mais aplicado para estudos de penetração de campos elétricos, uma vez que representa as variações rápidas na deriva vertical e no campo elétrico zonal, que são características inerentes a esse fenômeno.

Na Figura 5.7 é mostrado um exemplo do campo elétrico zonal calculado a partir do método baseado no ΔH , na análise de penetração de campos elétricos. Além de apresentar o campo elétrico zonal medido pelo radar de Jicamarca, neste estudo Huang et al. (2005) calcularam também o campo elétrico zonal a partir do ΔH_{JP} , mostrando a semelhança entre ambos. Pode-se observar que no período compreendido entre as linhas verticais pontilhadas, os campos elétricos zonais (Jic-Piu E_y e Iono. E_y) apresentaram modulação semelhante ao IEF E_y .

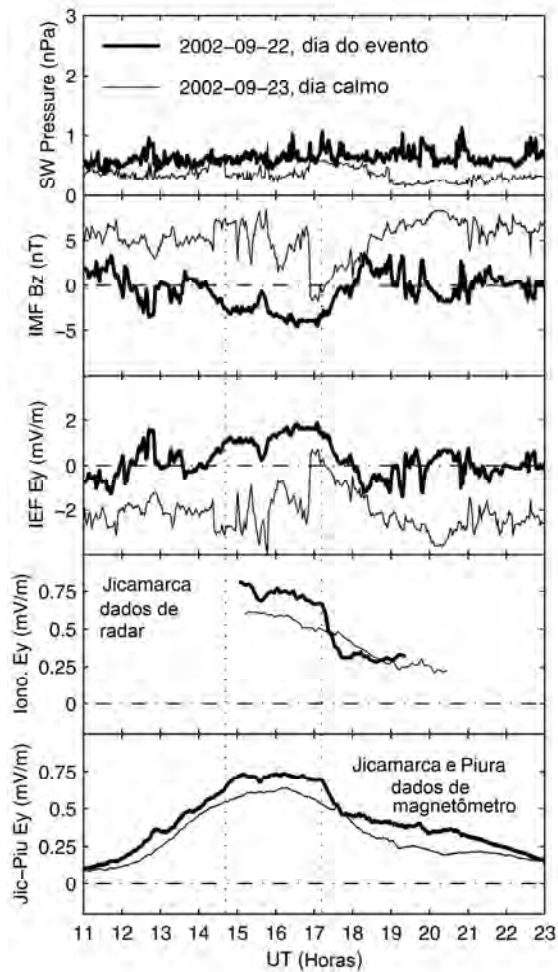


Figura 5.7. Pressão dinâmica do vento solar, IMF B_z e IEF E_y medidos pelo satélite WIND, e os campos elétricos ionosféricos medidos pelo radar de Jicamarca e derivados de medidas de magnetômetro de Jicamarca e Piura, em 22 e 23 de Setembro de 2002. As linhas verticais pontilhadas indicam o intervalo em que o IMF estava na configuração para sul e os campos elétricos ionosféricos aumentaram, entre 14:42UT e 17:12UT em 22 de Setembro.

FONTE: Adaptado de Huang et al. (2005).

5.5.3. Derivas verticais ionosféricas calculadas a partir de dados de digissonda

Foram calculadas as derivas verticais ionosféricas a partir de dados da altura da base da camada F, $h'F$, a partir da relação:

$$V_{drift} = \frac{dh'F}{dt} \quad (5.8)$$

Os dados de $h'F$ foram medidos em digissondas localizadas em Jicamarca e em São Luís e utilizados para complementar os dados modelados pela rede neural nos horários do pico pré-reversão, ou seja, no horário do pôr do Sol. Nestes horários é possível utilizar os dados de digissonda para o cálculo da deriva vertical da camada F, uma vez que a base da camada encontra-se normalmente acima de 300 km. Bittencourt e Abdu (1981) mostraram que especialmente nos horários do pôr-do-Sol e anoitecer, quando a altura da camada F está acima de 300 km, a velocidade vertical aparente da camada F calculada a partir de medidas de ionossonda coincide com a deriva vertical $\vec{E} \times \vec{B}$ da camada F medida por radar.

Além das derivas verticais ionosféricas obtidas com medidas de digissonda, serão apresentadas também as medidas de $hmF2$ (altura do pico da camada F2) e $foF2$ (frequência crítica da camada F2), a fim de mostrar as variações observadas na altura da camada F e na densidade eletrônica. A grandeza $foF2$ relaciona-se à densidade máxima da camada F2 pela relação $N_mF2 = 1,24 \times 10^{10} (foF2)^2$ (com $foF2$ dada em MHz).

As derivas verticais ionosféricas obtidas pelos três métodos descritos até aqui, (medidas de radar, rede neural e digissonda) assim como os resultados de TEC, juntamente aos dados geomagnéticos e interplanetários, para os eventos de tempestades magnéticas analisados neste trabalho serão apresentados no próximo Capítulo.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Serão apresentados neste Capítulo os resultados e análises referentes aos eventos de tempestades magnéticas estudados. Os eventos de tempestades magnéticas selecionados ocorreram nos períodos descritos na Tabela 6.1.

Tabela 6.1. Períodos de tempestades magnéticas analisados neste trabalho.

Evento	Ano	Período (dias do ano)	Estação do ano	Dia do ano/Hora de início	Mínimo Sym-H
1	2001	10 a 15 de Abril (100-105)	equinócio	101/15:20 UT	-280 nT
2	2001	04 a 09 de Novembro (308-313)	verão	309/03:00 UT	-320 nT
3	2002	02 a 10 de Setembro (245-253)	equinócio	246/18:30 UT	-109 nT
4	2003	19 a 24 de Novembro (323-328)	verão	324/08:05 UT	-490 nT
5	2004	06 a 10 de Novembro (311-315)	verão	312/18:30 UT	-394 nT
6	2006	14 a 18 de Dezembro (348-352)	verão	348/20:30 UT	-211 nT

As respostas ionosféricas durante a fase principal das tempestades magnéticas podem ser entendidas como consequência da penetração rápida de campos elétricos (PPEFs), que por sua vez são consequência da interação do vento solar com a magnetosfera. As derivas verticais resultantes de campos elétricos que apontam para o leste seguidas pela difusão do plasma ao longo das linhas de campo geomagnético causam aumentos significativos no TEC em baixas e médias latitudes. Alguns estudos recentes de modelagem sugerem que os PPEFs são um fator importante nas modificações do TEC que ocorrem entre 2 e 3 horas após o início súbito da tempestade (SSC) no setor diurno (HUBA et al., 2005; LIN et al., 2005, VERKHOGLYADOVA et al., 2007; TSURUTANI et al., 2007, citados por MANNUCCI et al., 2008). As respostas ionosféricas aos campos de penetração oferecem a oportunidade de se estudar o acoplamento vento solar-magnetosfera à medida que afetam a ionosfera de médias e baixas latitudes. Em princípio, a ionosfera diurna deve responder em alguns minutos após as condições do vento solar ocasionarem PPEFs em baixas latitudes. Algumas teorias sugerem que as correntes alinhadas ao campo (FACs) da região-1 (vide Seção 2.4.2) desempenham um papel importante na geração de campos elétricos ionosféricos

globais e que essas correntes respondem diretamente às condições do vento solar como a orientação e magnitude do campo magnético interplanetário (IMF), a velocidade e a pressão dinâmica. O IMF B_z direcionado ao sul por longos períodos (maiores que 1 hora) é responsável por causar as respostas geoféticas mais significativas, associado a modificações intensas no TEC ocasionadas entre 1 e 2 horas após a intensificação das forçantes do vento solar (MANNUCCI et al., 2008). Como será visto nos resultados apresentados, valores positivos do IEF E_y (denominado E_{yIEF} a partir deste ponto) correspondem à incursões para sul do IMF B_z . Dessa forma, as discussões apresentadas neste capítulo terão como base os efeitos dos campos elétricos de penetração rápida que ocorrem durante a fase principal das tempestades magnéticas e causam aumentos significativos no TEC. Da mesma forma, os efeitos tardios das tempestades magnéticas, como o dínamo perturbado e as modificações na composição neutra, servirão de embasamento para as diminuições observadas no TEC que caracterizam a fase negativa da tempestade ionosférica. Os índices geomagnéticos já descritos anteriormente serão utilizados, sendo que os aumentos observados no índice AE são causados pela intensificação dos eletrojatos aurorais, que ocorre devido à injeção de partículas do vento solar que penetram na magnetosfera durante a reconexão magnética, ou seja, aumentos no índice AE representam os momentos em que a penetração de campos elétricos pode ocorrer. O índice Sym-H representa as fases da tempestade magnética e o índice Kp representa o nível de perturbação geomagnética causado pela tempestade magnética.

6.1. Análise do Evento 1 (10 a 15 de Abril de 2001)

Neste evento, o SSC ocorreu no dia 11 de Abril de 2001 às 15:20 UT que corresponde às 12:20 LT em São Luís, no Brasil, e às 10:20 LT em Jicamarca, no Peru. O horário local destes setores é importante uma vez que serão analisadas as derivas verticais ionosféricas (e os campos elétricos zonais) obtidas em ambas localidades, sendo que é importante a análise da resposta em hora local das perturbações. Este evento ocorreu durante o equinócio em um período de alta atividade solar, quando podemos esperar duas características principais nos resultados: em dias calmos, um desenvolvimento da

anomalia equatorial no entardecer mais pronunciado em relação às outras estações do ano, uma vez que no equinócio e em alta atividade solar, o pico pré-reversão apresenta maior magnitude em Jicamarca (vide Figura 2.13); valores aumentados de TEC de forma global, uma vez que o fluxo solar é significativamente maior no período de alta atividade solar, resultando em maior ionização ionosférica. Como se pode verificar nas análises dos eventos subsequentes, os valores de TEC variam bastante ao longo do ciclo solar, devido à variação no fluxo solar. Na Figura 6.1 são mostrados os parâmetros do vento solar e geomagnéticos que descrevem o cenário global do período perturbado.

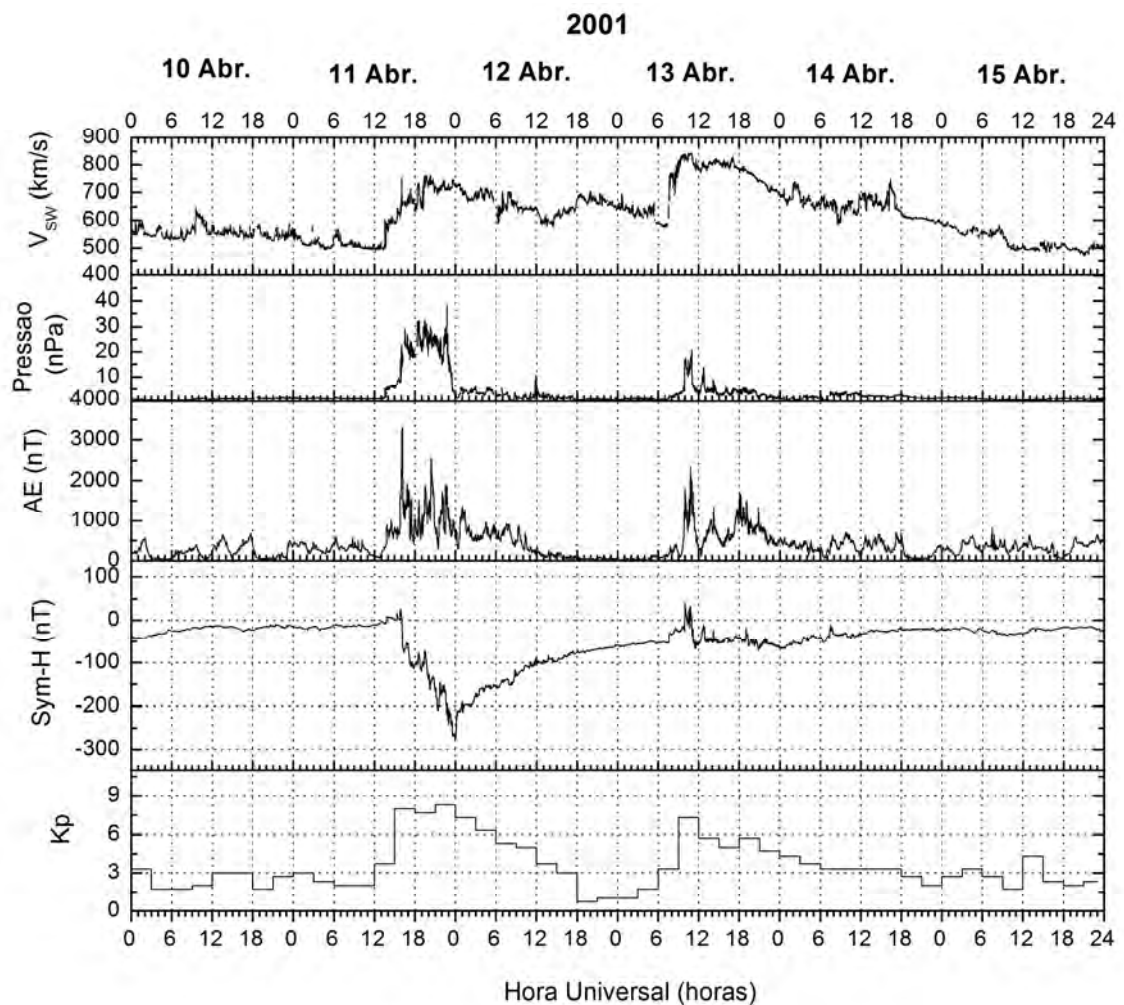


Figura 6.1. Velocidade do vento solar (V_{SW}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 10 de Abril de 2001.

A fase principal da tempestade estendeu-se até as 23:57 UT do dia 11 de Abril, em que o índice Sym-H atingiu -280 nT, quando deu-se início à fase de recuperação, que perdurou até as 07:15 UT do dia 13 de Abril, momento em que ocorreu uma segunda perturbação de menor intensidade. O índice AE que representa a atividade auroral também está plotado na Figura 6.1. Na Figura 6.2 são mostrados os parâmetros B_z do IMF, o E_{yIEF} obtido a partir da equação (5.1), sendo que valores positivos desta grandeza representam uma orientação amanhecer-crepúsculo (para leste) do E_{yIEF} , resultantes diretamente de uma incursão para sul do IMF B_z . O campo elétrico E_{rec} , obtido a partir da equação (5.2), também é mostrado e representa os períodos de maior injeção de energia do vento solar para a magnetosfera. É mostrada também a deriva vertical simulada pela rede neural para a localidade de Jicamarca usando o ΔH_{JP} , juntamente com a curva climatológica deste parâmetro obtida do modelo de Scherliess e Fejer (1999). Pode-se notar que o IMF B_z apresenta variações bruscas para sul e para norte durante o dia 11 de Abril, mais especificamente durante a fase principal da tempestade magnética. Isso refletiu na deriva vertical ionosférica, causando perturbações rápidas e intensas neste parâmetro. A função E_{rec} apresentada no gráfico da Figura 6.2 tem o papel de descrever os horários em que ocorrem injeções significativas de energia do vento solar na magnetosfera, e as modificações mais intensas no TEC são esperadas durante os picos dessa função.

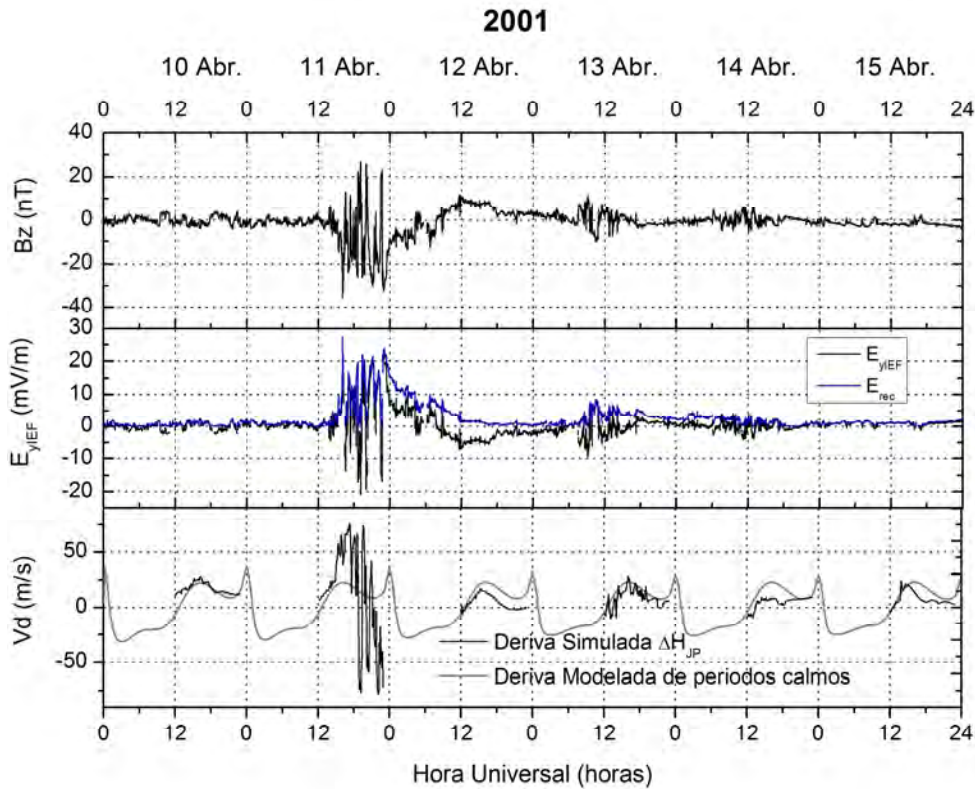


Figura 6.2. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observadas no período de 10 a 15 de Abril de 2001.

Para analisar com mais detalhes as variações na deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca, é apresentado na Figura 6.3 o E_{yIEF} e a deriva vertical ΔH_{JP} . A deriva exibe um comportamento extremamente perturbado em relação ao padrão calmo (linha cinza), especialmente após as 15:00 UT, denotando que as primeiras alterações nos parâmetros do vento solar foram refletidas prontamente na deriva vertical ionosférica equatorial. As variações no E_{yIEF} entre 15:00 UT e 20:00 UT foram rápidas com duração entre 15 minutos e meia hora, denotando que o IMF B_z sofreu incursões para sul e para norte com essas escalas de tempo. Somente após as 20:30 UT o E_{yIEF} manteve-se por cerca de uma hora em uma configuração para leste (valores positivos vistos na Figura 6.3 nesse horário), o que é resultado de uma configuração sul do IMF B_z . Pode-se notar na Figura

6.3 que a deriva vertical ionosférica apresenta uma modulação semelhante ao sinal do E_{yIEF} .

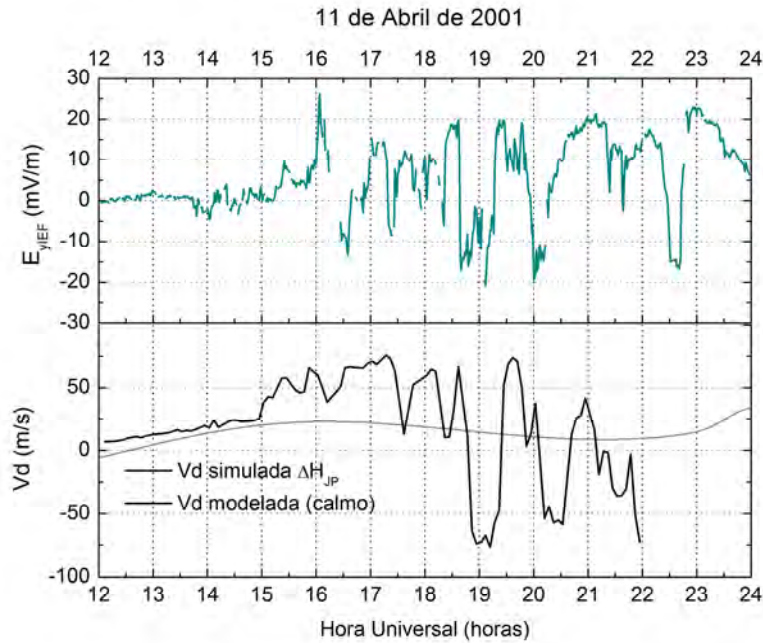


Figura 6.3. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada).

A deriva vertical ionosférica relaciona-se ao campo elétrico zonal como representado na equação (5.3). Neste trabalho, o campo elétrico zonal será calculado somente utilizando-se as derivas verticais obtidas sobre Jicamarca, Peru, com o intuito de manter uma maior confiabilidade dos resultados, uma vez que a rede neural foi treinada com amostras de dados de radar de Jicamarca. Apesar de a rede neural ter sido validada para outros setores de longitude (ANDERSON et al., 2006, 2010) e ter sido utilizada aqui para calcular derivas ionosféricas sobre o Brasil e sobre as Filipinas, como já discutido anteriormente, neste trabalho apenas as derivas simuladas sobre Jicamarca serão utilizadas para o cálculo do campo elétrico zonal ionosférico. Ao analisar as derivas verticais simuladas sobre as Filipinas e sobre o Brasil, a observação dos campos elétricos de penetração ainda é possível, com a ressalva de que não será calculada a magnitude do campo elétrico zonal, permitindo assim uma análise com caráter mais qualitativo do que quantitativo. Assim, na Figura 6.4 é apresentado o E_{yIEF} (linha preta)

e o campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , denominado $E_{y\text{IONO}}$ (linha azul). Pode-se observar que no período entre 15:00 UT e 22:00 UT, o campo elétrico interplanetário penetrou na ionosfera equatorial, uma vez que a modulação do $E_{y\text{IONO}}$ é bastante semelhante ao $E_{y\text{IEF}}$. Assim, pode-se afirmar com base nos dados observados que o campo elétrico zonal apresentou assinaturas semelhantes ao $E_{y\text{IEF}}$ por aproximadamente 7 horas. A eficiência de penetração do campo interplanetário para a ionosfera variou de 15% no início do evento de penetração a 5% no término do evento. As variações muito rápidas do $E_{y\text{IEF}}$ (menores que 15 minutos) não foram transmitidas ao plano equatorial, dessa forma o sinal do $E_{y\text{IEF}}$ (linha preta na Figura 6.4) possui uma frequência maior que o sinal do $E_{y\text{IONO}}$. Assim, pode-se inferir destes resultados que as incursões do IMF B_z com duração inferior a 15 minutos não são efetivas na penetração de campos elétricos, conforme observado na Figura. Outro aspecto importante que pode ser visto na Figura 6.4 são as configurações negativas do $E_{y\text{IONO}}$, identificadas por 3 setas, igualmente relacionadas a uma configuração negativa do $E_{y\text{IEF}}$. Recentemente, alguns trabalhos têm sido publicados considerando a hipótese da penetração do campo elétrico interplanetário com orientação crepúsculo-amanhecer (para oeste, valores negativos do $E_{y\text{IEF}}$), que resultam das incursões para norte do IMF B_z (TSURUTANI et al., 2008a). Dessa forma, tais trabalhos consideram uma penetração contínua e de longa duração do $E_{y\text{IEF}}$, em que tanto a configuração amanhecer-crepúsculo quanto a configuração crepúsculo-amanhecer são capazes de penetrar na ionosfera equatorial (KELLEY et al., 2003; HUANG et al., 2005; HUANG, 2008). Sob outro ponto de vista, as incursões para norte do IMF B_z durante a fase principal da tempestade são responsáveis por gerar campos elétricos de *overshielding*, que são o resultado de um aumento das partículas e da capacidade de blindagem da camada de Alfvén nas incursões para sul do IMF B_z . Assim, o *overshielding* ocorre quando o IMF B_z inverte de sul para norte, e a camada de Alfvén permanece fortalecida por algum tempo (cerca de meia hora), sendo responsável pela geração de um campo elétrico zonal de orientação para oeste. Esta é a teoria mais aceita na literatura e foi proposta por Kelley et al. (1979), como discutido na Seção 2.4.3. Além disso, alguns autores sugerem que a penetração contínua do $E_{y\text{IEF}}$ para o plano equatorial é contestável, sendo que as perturbações de longa duração do $E_{y\text{IONO}}$ observadas durante a fase principal da tempestade resultam de vários eventos de

penetração de campos elétricos de curta duração consecutivos (FEJER et al., 2007). Uma característica importante que pode ser observada nos campos zonais na Figura 6.4 é que as variações no campo elétrico zonal seguem o E_{yIEF} com atraso de 5 a 10 minutos, tempo necessário para transmissão dos campos perturbados da calota polar até a ionosfera equatorial.

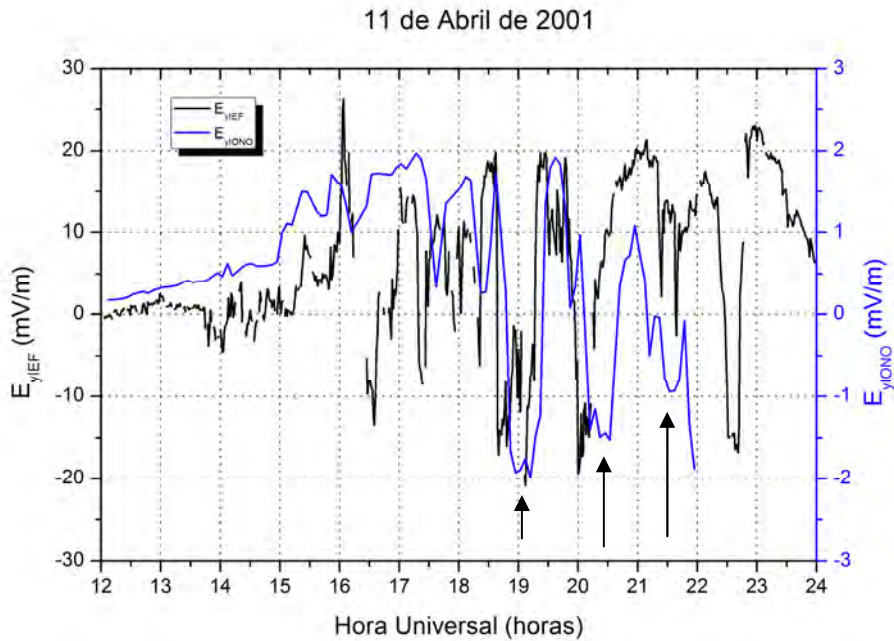


Figura 6.4. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 11 de Abril de 2001.

A seguir, na Figura 6.5, serão apresentados os mapas de TEC relativos ao dia 11 de Abril de 2001. O dia 10 de Abril será tomado como a referência de períodos calmos para fins de comparação. Cabe ressaltar aqui que os valores máximos de TEC medidos no dia 10 de Abril foram de 180 TECU.

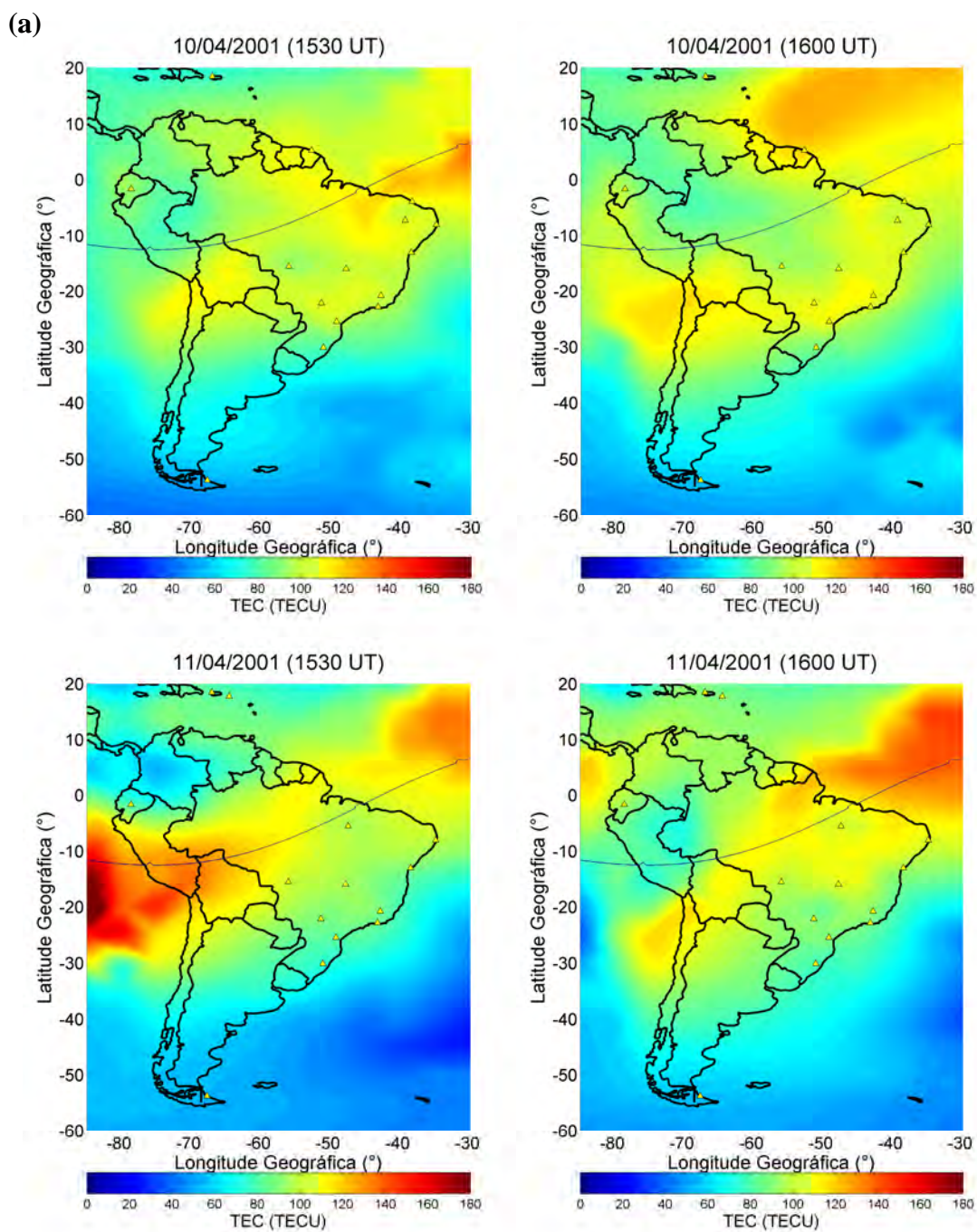


Figura 6.5. Mapas de TEC mostrando as alterações ionosféricas no dia 11 de Abril de 2001 às (a) 15:30 e 16:00 UT, (b) 17:00 e 17:30 UT, (c) 18:30 e 19:00 UT, (d) 20:00 e 20:30 UT, (e) 21:00 e 21:30 UT, (f) 22:00 e 23:00 UT. O dia 10 de Abril é apresentado como padrão de referência calmo. (continua)

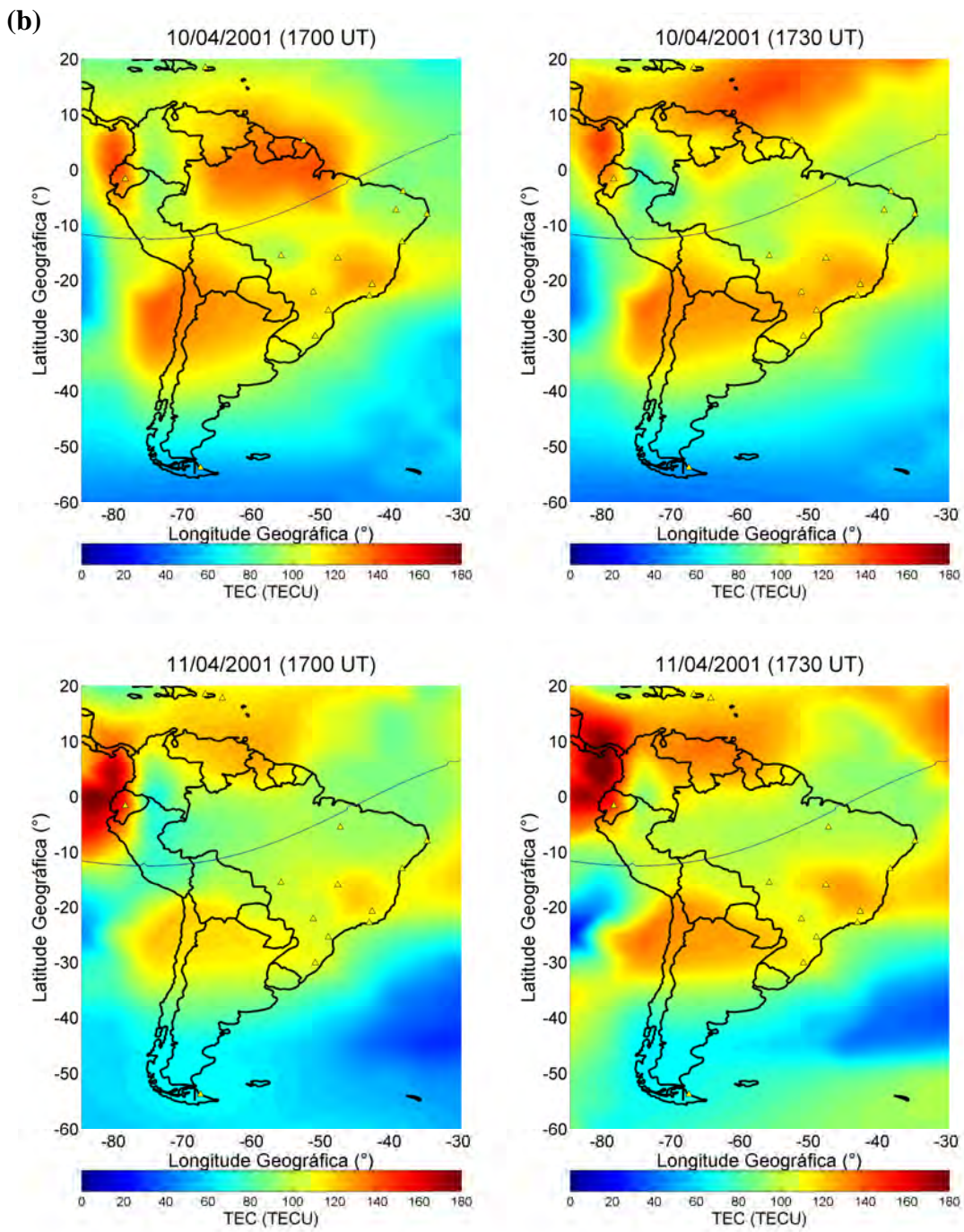


Figura 6.5. Continuação. (continua)

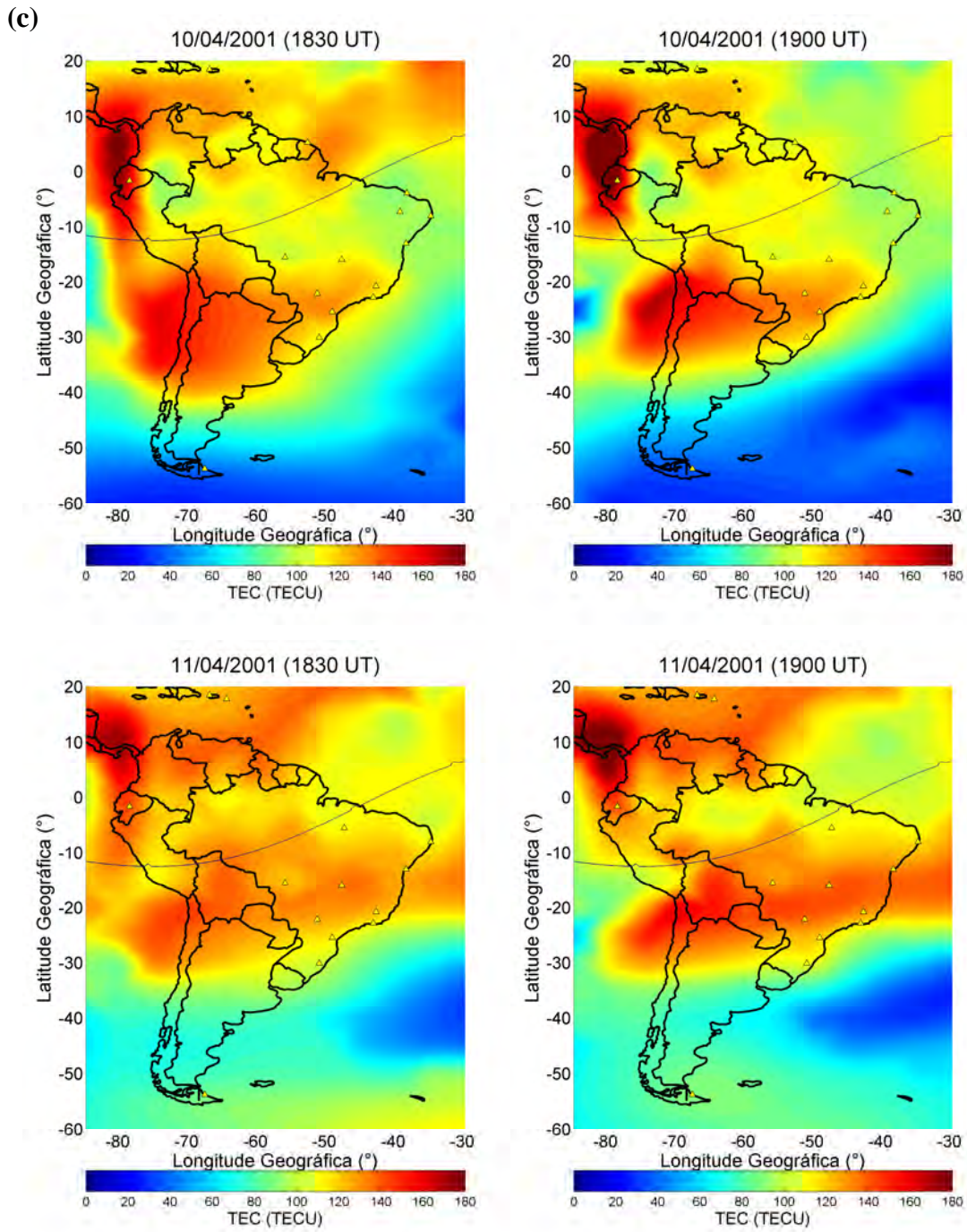


Figura 6.5. Continuação. (continua)

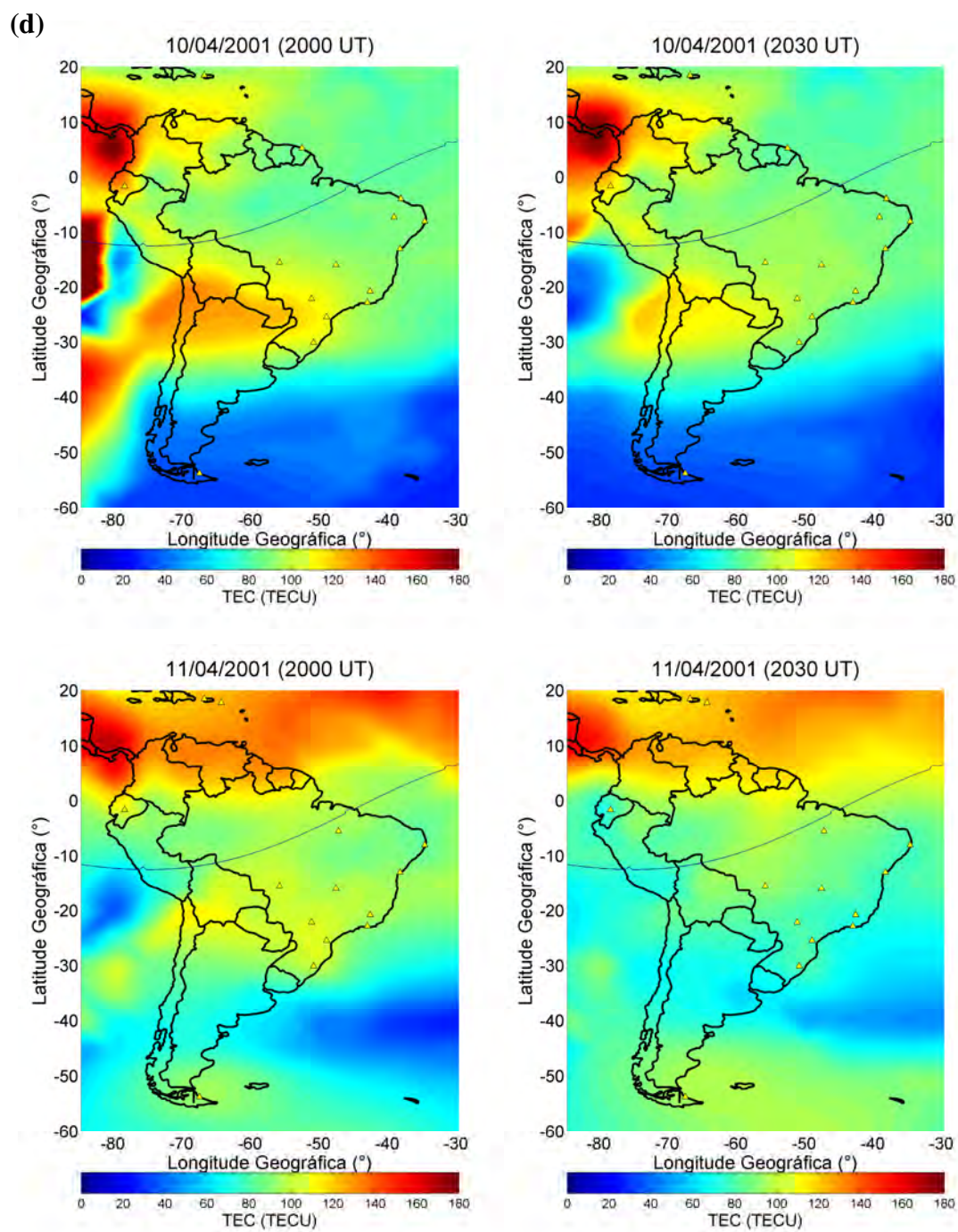


Figura 6.5. Continuação. (continua)

(e)

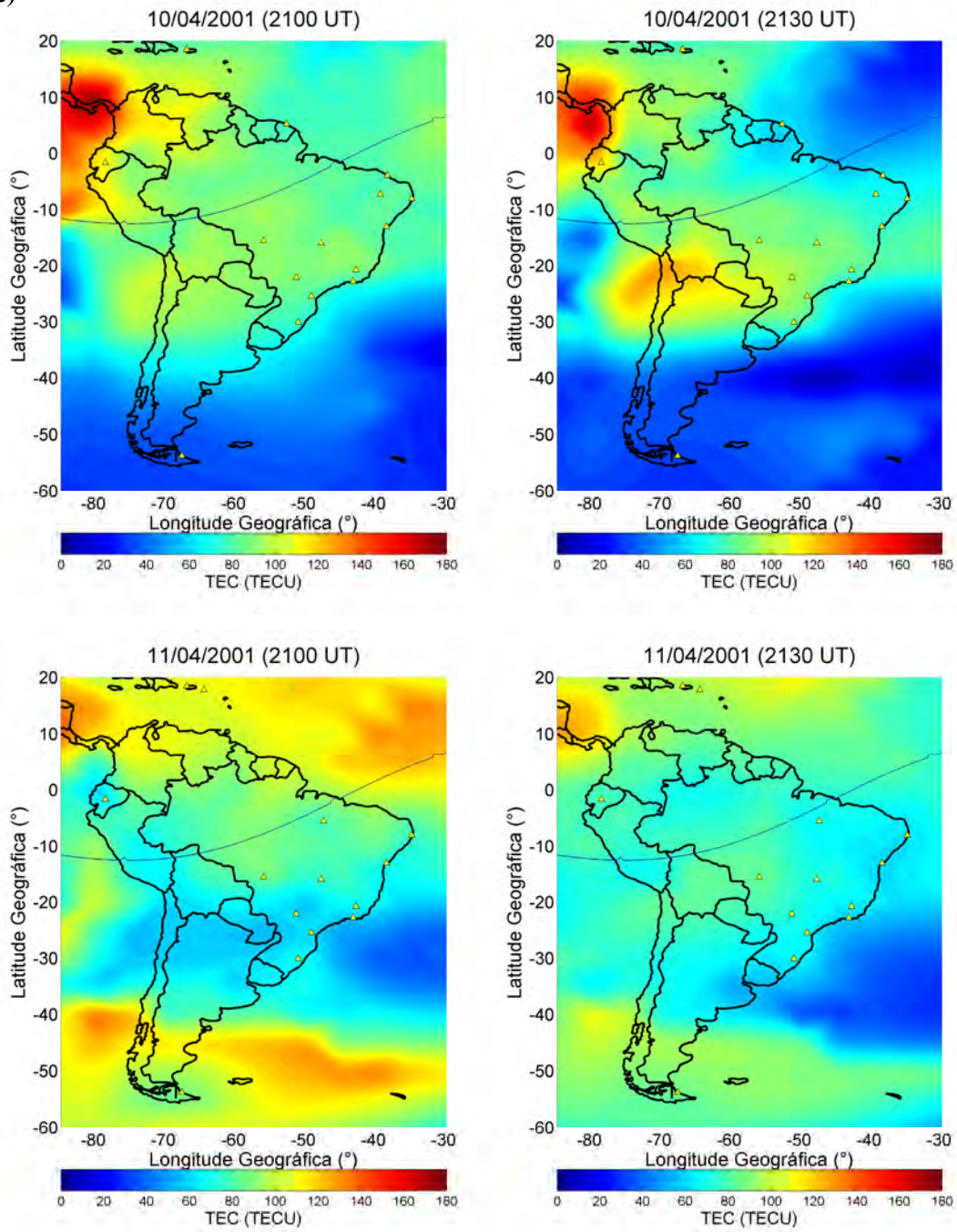


Figura 6.5. Continuação. (continua)

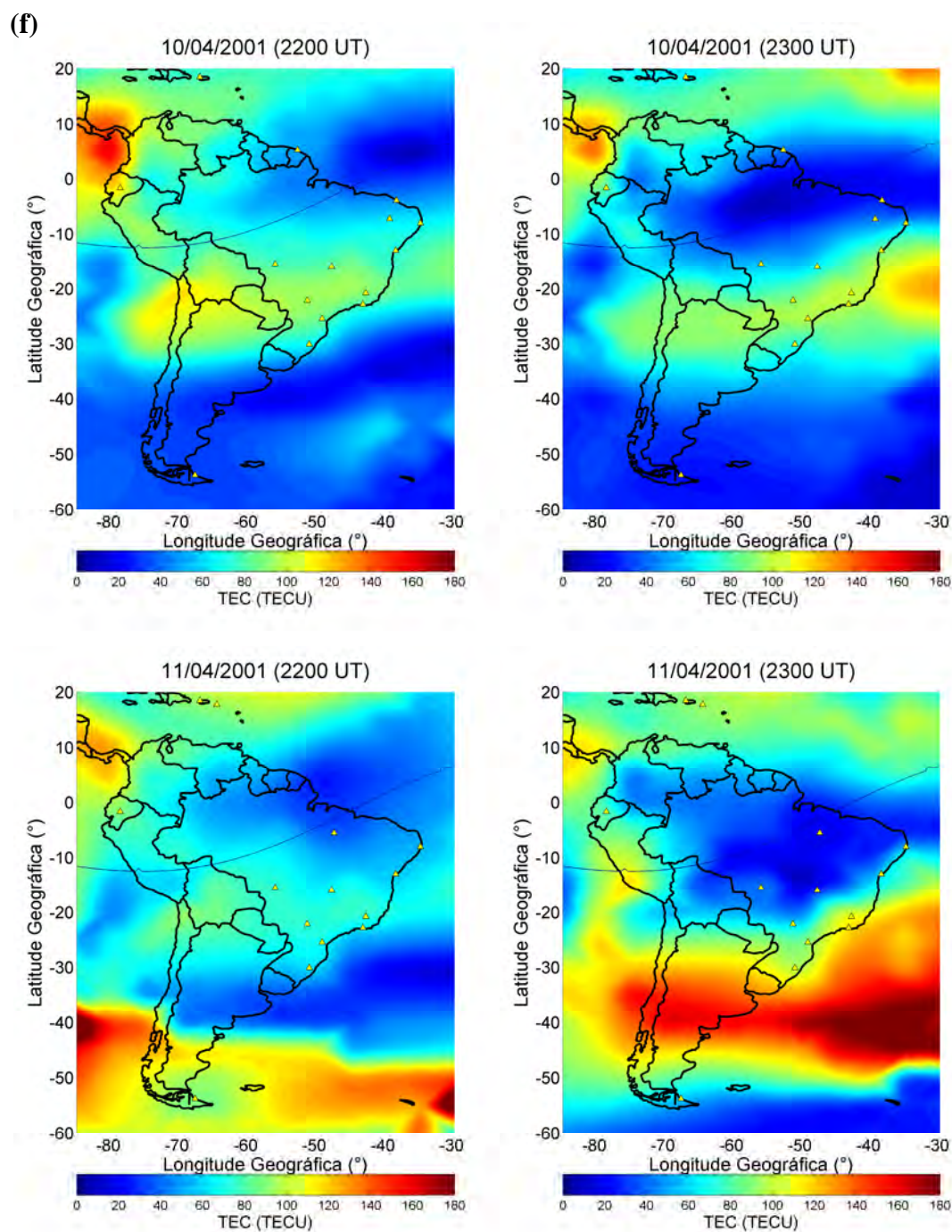


Figura 6.5. Conclusão.

Na Figura 6.5 é possível verificar a ação das derivas verticais perturbadas no TEC após as 15:00 UT no dia 11 de Abril. Cabe ressaltar aqui que os resultados de TEC sobre os oceanos e regiões onde não há estações receptoras de GPS resultam de uma interpolação realizada pelo programa UNB-IMT e não necessariamente representam a realidade. Na

Figura 6.5 (a) pode-se verificar que às 15:30 e 16:00 UT houve aumentos de TEC no dia 11 de Abril, devido à penetração do E_{yIEF} no sentido amanhecer-crepúsculo que pode ser observado na Figura 6.4 entre as 15:00 e 17:30 UT, aproximadamente, que caracteriza um evento de *undershielding*, em que a convecção magnetosférica é intensificada devido à incursão para sul do IMF B_z . Este aumento do campo elétrico zonal para leste eleva a camada F ionosférica para altitudes de menor recombinação, o que causa aumentos no TEC. Este mecanismo pode ser revisto na Seção 2.4.3, Figura 2.26. Neste caso, podem-se observar os aumentos no TEC sobre a região equatorial, o que é explicado como o mecanismo precursor do desenvolvimento da anomalia equatorial. Uma vez que o plasma da região F é elevado para regiões de maior altitude, o que se observa é inicialmente o aumento no TEC sobre o equador geomagnético, seguido posteriormente do desenvolvimento da AIE mais intensa, o que pode ser observado também nos mapas dos horários subsequentes. A resposta no TEC a essa perturbação ocorreu cerca de 1 hora após o início da tempestade. Estudos de modelagem recentes demonstraram que os ventos neutros perturbados direcionados ao equador também contribuem nos aumentos da densidade de ionização observados em baixas latitudes, uma vez que elevam o plasma para maiores altitudes, onde a perda por recombinação é menor (LIN et al., 2005). Este efeito adiciona-se à intensificação do efeito fonte durante a fase principal da tempestade magnética.

Na Figura 6.5 (b) verifica-se que às 17:00 UT (14:00 LT no Brasil e 12:00 LT em Jicamarca), no dia calmo a anomalia equatorial ainda estava se desenvolvendo, no que diz respeito ao estabelecimento das cristas, enquanto no dia 11 de Abril ela já estava definida nesse horário, devido ao aumento das derivas verticais ionosféricas ocorridas nesse período.

Na Figura 6.5 (c) verifica-se que os valores do TEC continuam aumentados no dia 11 de Abril em relação ao dia calmo, apresentando incrementos da ordem de 80 a 90 % em determinadas longitudes. Nos horários das 18:30 UT e 19:00 UT a anomalia equatorial apresenta menor definição em relação ao dia calmo porém se estende mais em

longitude. A menor definição da AIE ocorreu provavelmente devido às derivas diminuídas e negativas verificadas nesse período, na Figura 6.3.

Nas Figuras 6.5 (d) e (e) pode-se perceber que a ionização apresenta-se de forma distribuída ao longo do continente Sul Americano, apresentando aumentos apenas no setor norte dos mapas, sem características de desenvolvimento da anomalia equatorial. No dia calmo, o padrão apresentado foi de ionização mais confinada nos setores de baixas latitudes e equatorial e desenvolvimento sutil da anomalia equatorial.

Na Figura 6.5 (f), a anomalia equatorial pode ser observada no dia calmo, com a ionização sobre o equador geomagnético consideravelmente diminuída e as cristas bem definidas sobre a região de baixas latitudes (em torno de $\pm 20^\circ$ de latitude magnética). No dia 11 de Abril o mesmo padrão é observado, porém às 23:00 UT a crista sul da anomalia equatorial foi deslocada para médias latitudes e apresenta aumentos nos valores de TEC.

Nas Figuras 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 e 6.10 são apresentadas as derivas verticais ionosféricas simuladas para o setor longitudinal do Brasil e das Filipinas, para os dias 10, 11, 12, 13 e 14 de Abril, respectivamente. O campo elétrico interplanetário é apresentado juntamente para analisar sua correspondência com as derivas verticais ionosféricas e identificar os momentos em que ocorreu penetração de campos elétricos. São apresentadas também as derivas verticais equatoriais de períodos calmos, obtidas com o modelo de Scherliess e Fejer (1999). No dia 11 de Abril, representado na Figura 6.7, as derivas verticais sobre o setor brasileiro, simuladas utilizando o ΔH_{SE} , apresentam modulação semelhante às derivas verticais sobre Jicamarca, ou seja, apresentam um padrão de penetração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial. Pode-se verificar na Figura 6.7 que a deriva vertical ionosférica sobre o Brasil apresenta picos positivos e negativos que são correspondentes às variações no E_{yIEF} . Portanto, é possível afirmar que o E_{yIEF} penetrou na ionosfera de baixas latitudes sobre todo o setor longitudinal da América do Sul, como esperado, uma vez que a penetração de campos elétricos afeta todo o lado diurno. É possível verificar também que os dados de digissonda (São Luís) mostram a

ocorrência do pico pré-reversão no dia 11 de Abril, o que sustenta o desenvolvimento da anomalia equatorial em torno das 23:00 UT nos mapas de TEC.

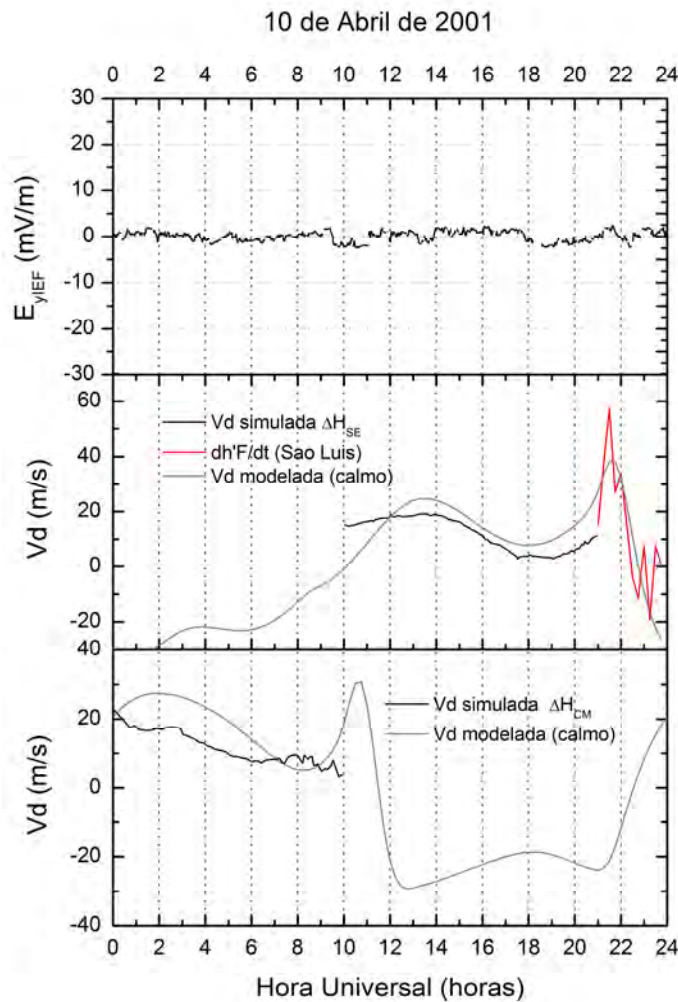


Figura 6.6. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia 10 de Abril de 2001.

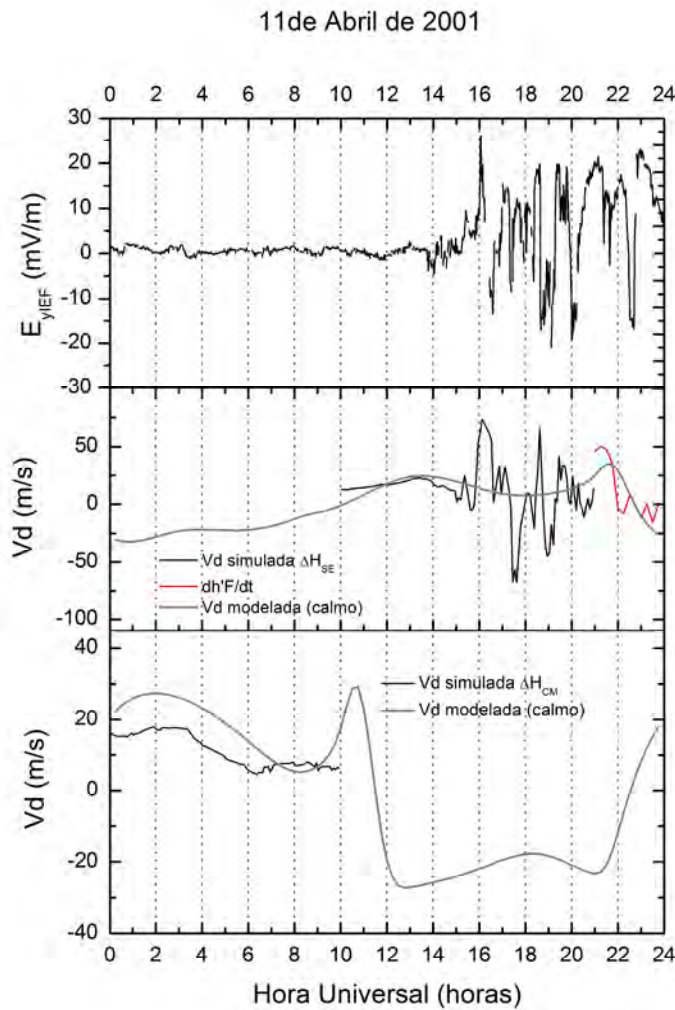


Figura 6.7. Idem à Figura 6.6, para o dia 11 de Abril de 2001.

Com base nas derivas verticais apresentadas nas Figuras 6.3 e 6.7, pode-se afirmar que não houve ação de um mecanismo de dínamo perturbado ao longo do dia 11 de Abril, uma vez que os campos elétricos ionosféricos tanto no Brasil quanto em Jicamarca assemelham-se ao campo elétrico interplanetário, portanto a penetração de campos elétricos dominou o cenário eletrodinâmico neste dia, durante a fase principal da tempestade magnética. Uma característica a ser observada também é a intensificação do pico pré-reversão observado nas derivas verticais obtidas sobre o Brasil, mostradas na Figura 6.7. Além disso, Basu et al. (2001b) mostraram que os campos elétricos de penetração ocorridos durante a fase principal da tempestade magnética, nos horários próximos ao entardecer, são os mais efetivos nas modificações do TEC. Uma hipótese é

que, por se tratar de um evento ocorrido durante o equinócio, os campos elétricos de penetração ocorridos no horário do entardecer, em adição ao pico pré-reversão mais intenso característico do equinócio, causam aumentos significativos no TEC durante as tempestades magnéticas. As respostas são mais evidentes no setor da tarde, pois a fotoionização é reduzida durante as horas da manhã em comparação ao setor da tarde, o que reduz a magnitude esperada nas modificações do TEC devido a PPEFs ocorridos durante a manhã.

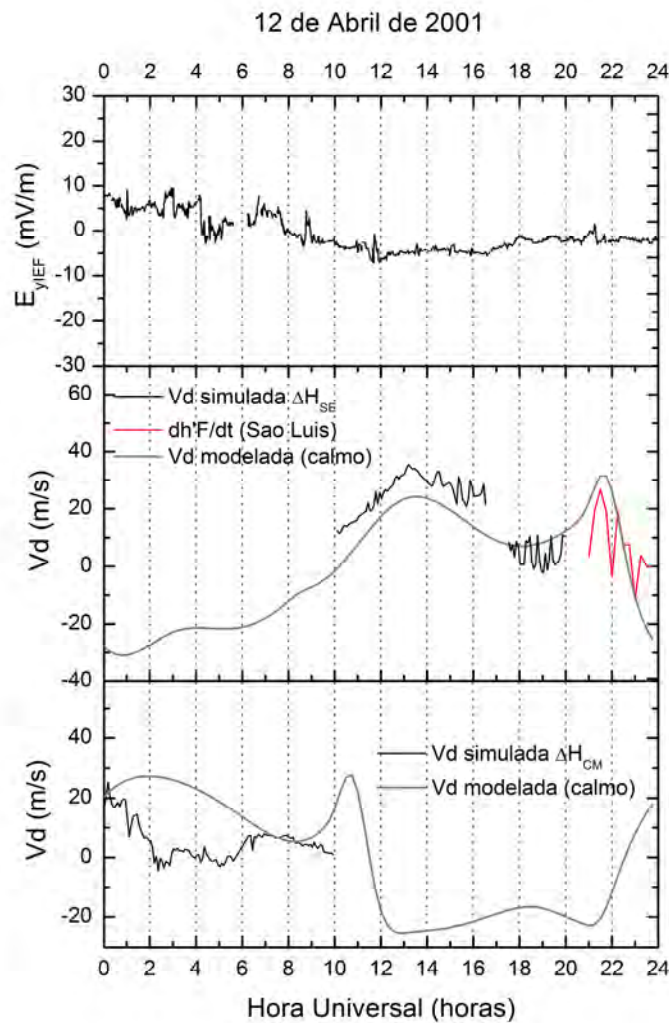


Figura 6.8. Idem à Figura 6.6, para o dia 12 de Abril de 2001.

Como visto na Figura 6.8, as derivas verticais sobre o Brasil apresentam ainda um padrão perturbado no dia 12 de Abril, embora se tornem menores que o padrão calmo após as 17:00 UT. As derivas sobre o setor das Filipinas, que se encontra no lado diurno

enquanto a América do Sul está no lado da noite, também são menores que as observadas no dia 10 de Abril. As derivas diminuídas, nesse caso, são consistentes com campos de dínamo perturbado, que ocorrem normalmente na fase de recuperação da tempestade, observada nos dias 12 e 13 de Abril.

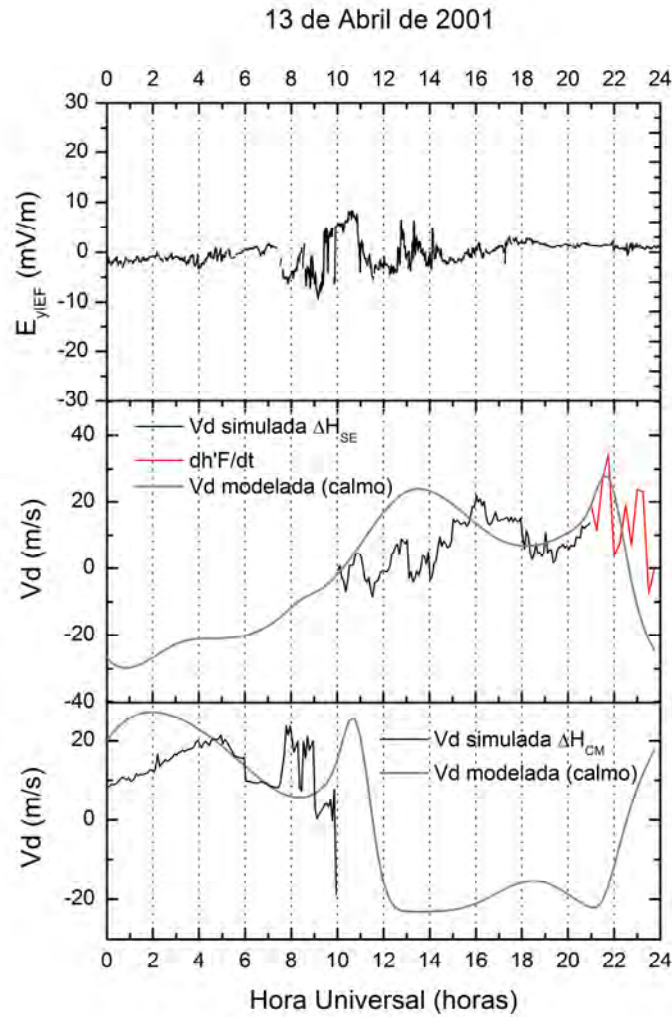


Figura 6.9. Idem à Figura 6.6, para o dia 13 de Abril de 2001.

Na Figura 6.9, as derivas menores que o padrão de períodos calmos também são observadas, no dia 13 de Abril. Apenas um incremento na deriva sobre o setor das Filipinas é observado, entre 07:00 e 09:00 UT, o que pode ser resultado de uma penetração do E_{yIEF} . No setor Brasileiro, as derivas permanecem menores que o período calmo, entre cerca de 10:00 às 14:50 UT e após as 18:00 UT, denotando que o mecanismo de dínamo perturbado dominou o cenário eletrodinâmico no dia 13 de Abril.

As derivas diminuídas que dominaram o cenário eletrodinâmico entre 12 e 13 de Abril também são observadas nos resultados obtidos para Jicamarca, como pôde ser visto anteriormente na Figura 6.2.

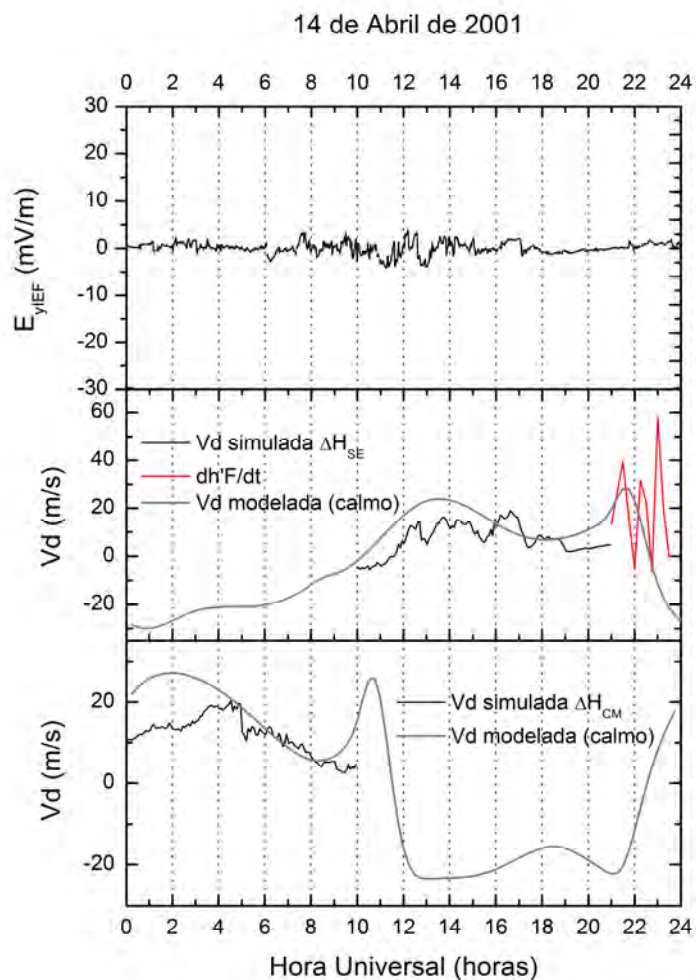


Figura 6.10. Idem à Figura 6.6, para o dia 14 de Abril de 2001.

Nas Figuras 6.10 e 6.11, que mostram as observações nos dias 14 e 15 de Abril, as derivas verticais ainda apresentam valores ligeiramente menores que os observados no dia 10 de Abril, embora tenham praticamente retornado aos valores observados nesse dia.

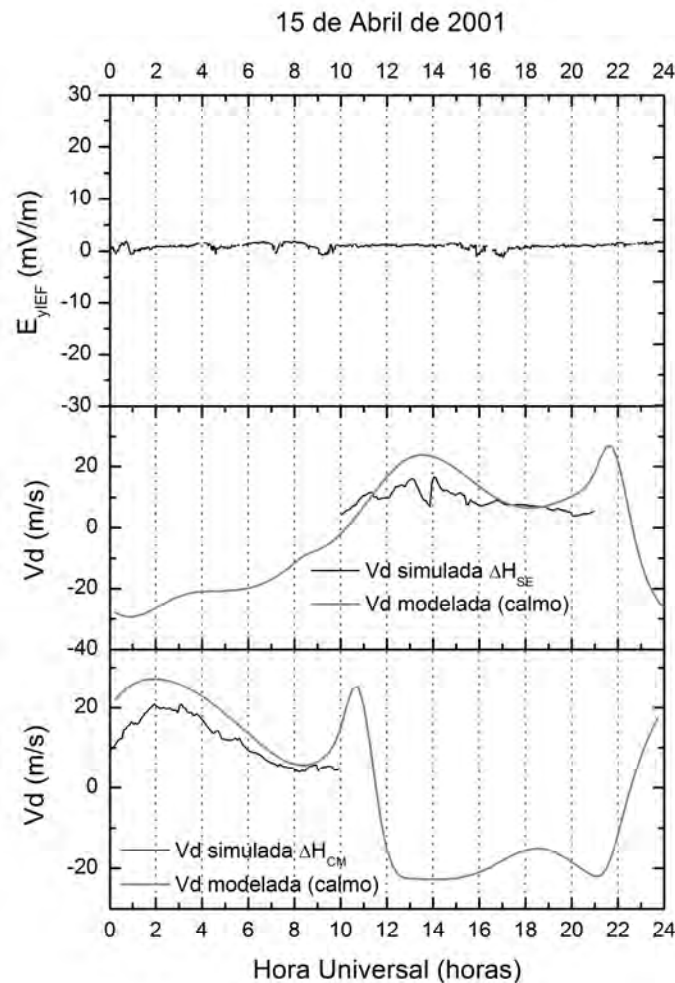


Figura 6.11. Idem à Figura 6.6, para o dia 15 de Abril de 2001.

Os resultados de TEC obtidos para os dias 12 e 13 de Abril, em que campos elétricos de dínamo perturbado prevaleceram na ionosfera, e para os dias 14 e 15 de Abril serão apresentados na Figura 6.12. No dia 14 de Abril, a fase negativa da tempestade ionosférica ainda prevalece, enquanto no dia 15 de Abril, o TEC começa a recuperar o padrão do período calmo, embora ainda com valores muito diminuídos. A fase negativa da tempestade ionosférica pode ser entendida como uma adição dos efeitos prolongados do dínamo perturbado e da tempestade na termosfera neutra, responsável por aumentar as concentrações de N_2 em médias latitudes, o que acarreta em diminuição nos valores do TEC, especialmente impedindo que as cristas da anomalia equatorial se desenvolvam.

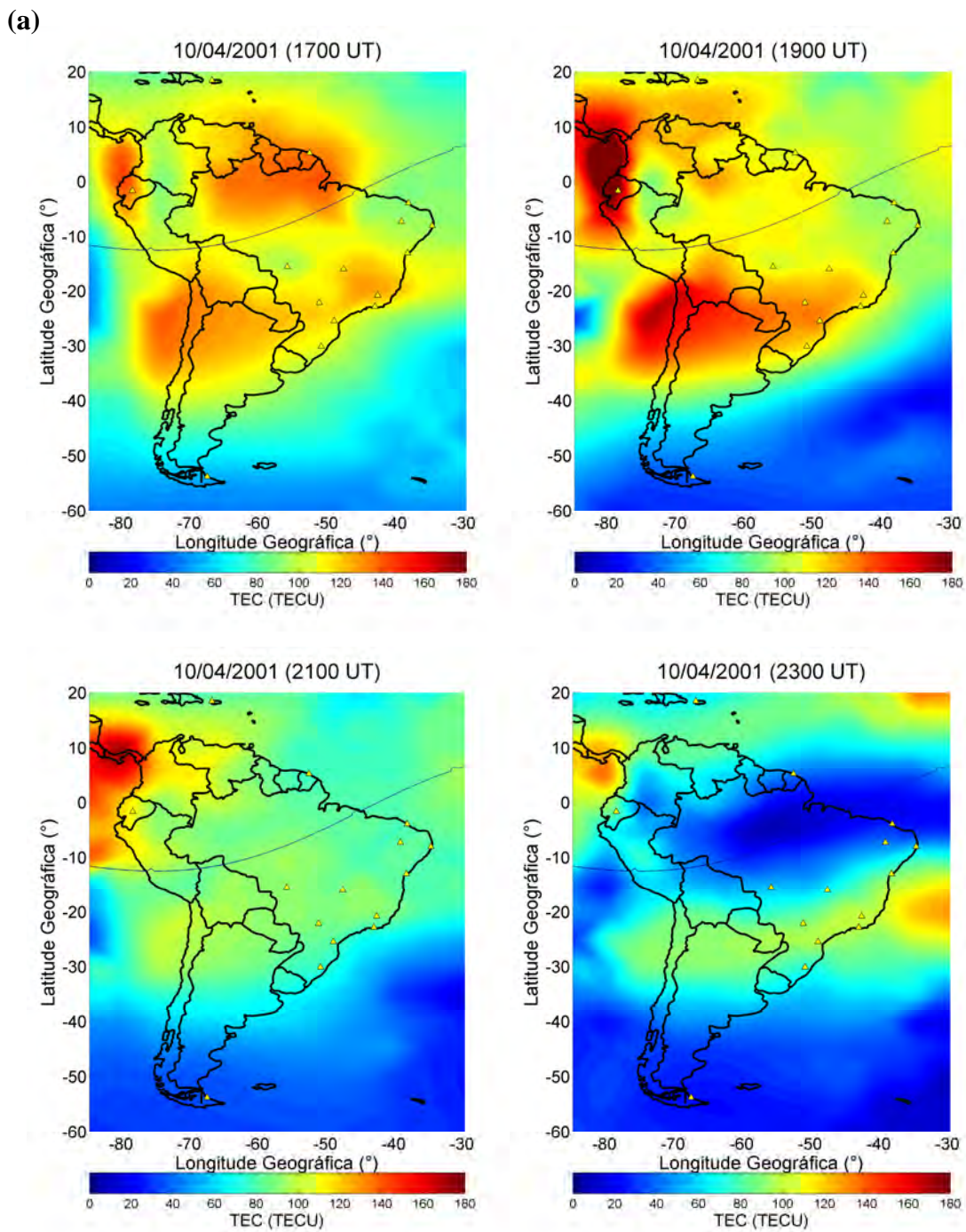


Figura 6.12. Mapas de TEC obtidos às 17:00UT, 19:00UT, 21:00UT e 23:00UT para os dias (a) 10 de Abril (referência calmo), (b) 12 de Abril, (c) 13 de Abril, (d) 14 de Abril e (e) 15 de Abril. (continua)

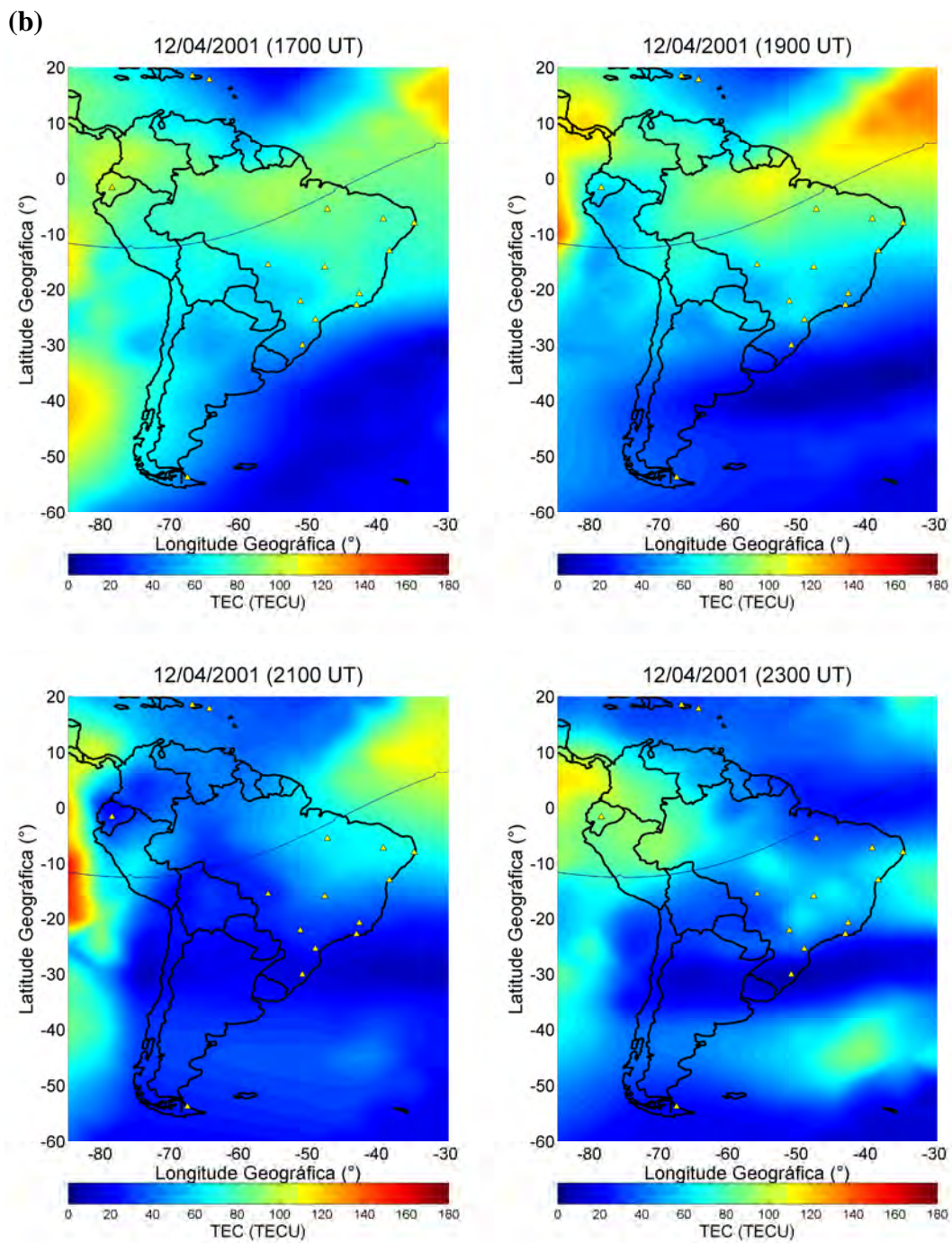


Figura 6.12. Continuação. (continua)

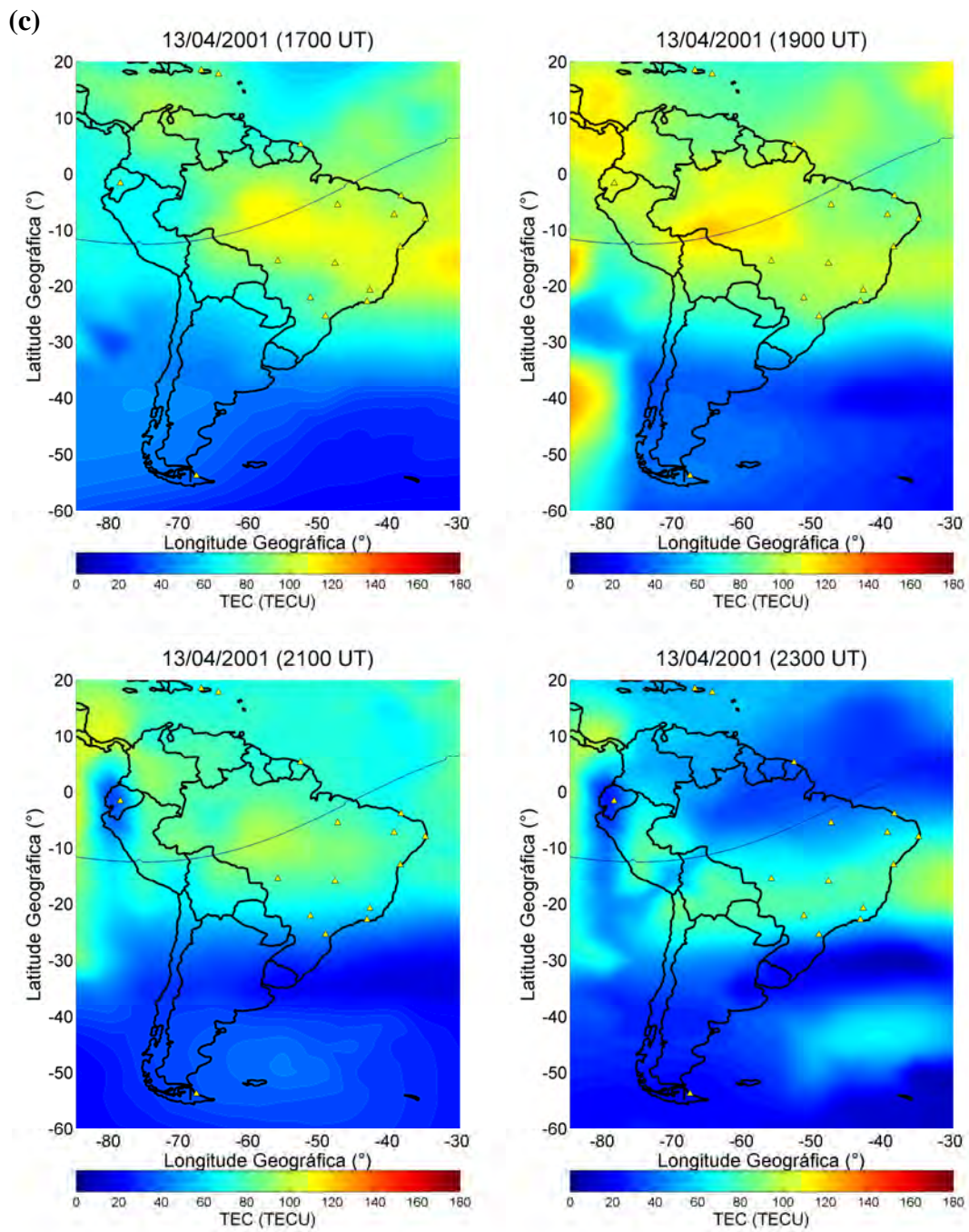


Figura 6.12. Continuação. (continua)

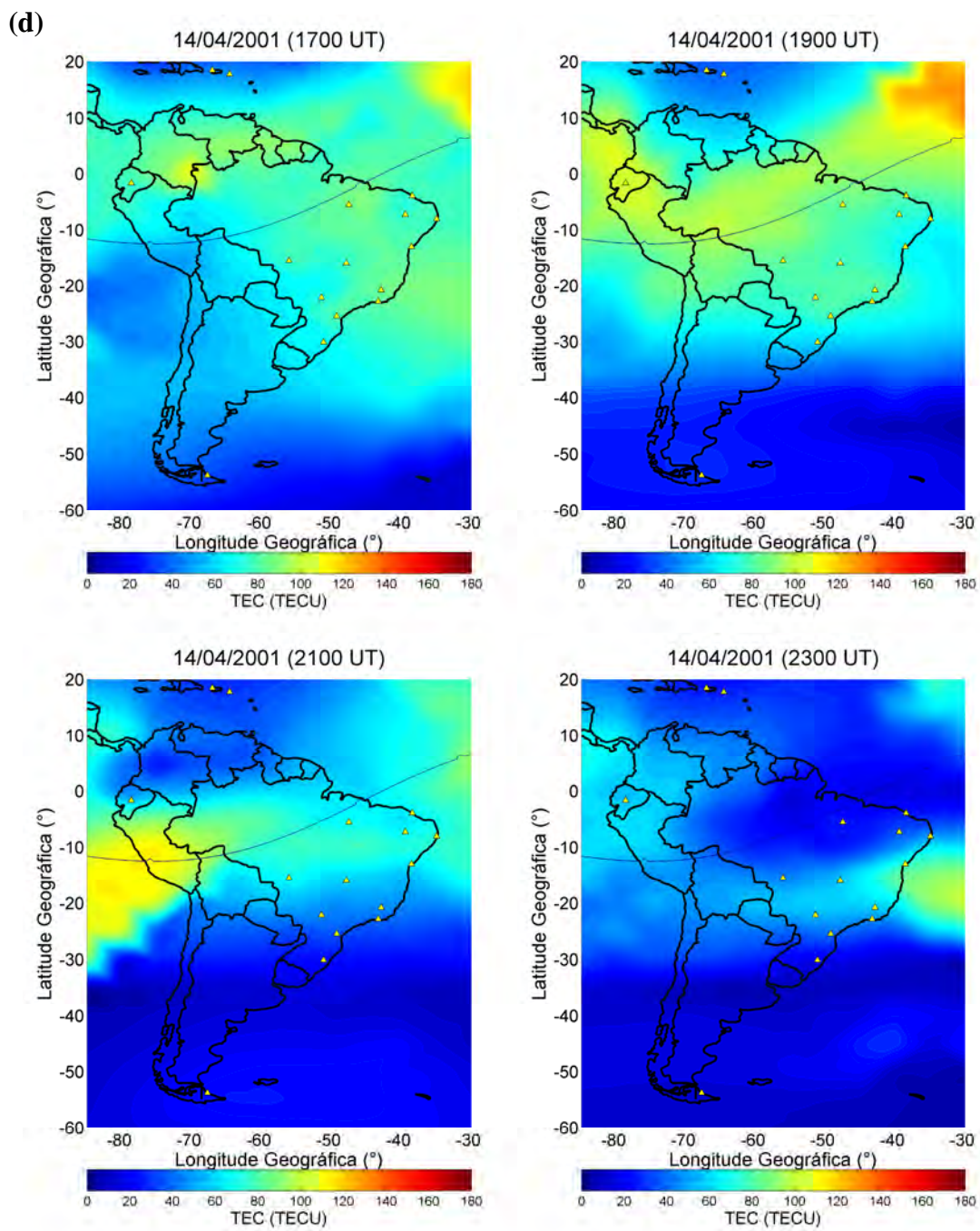


Figura 6.12. Continuação. (continua)

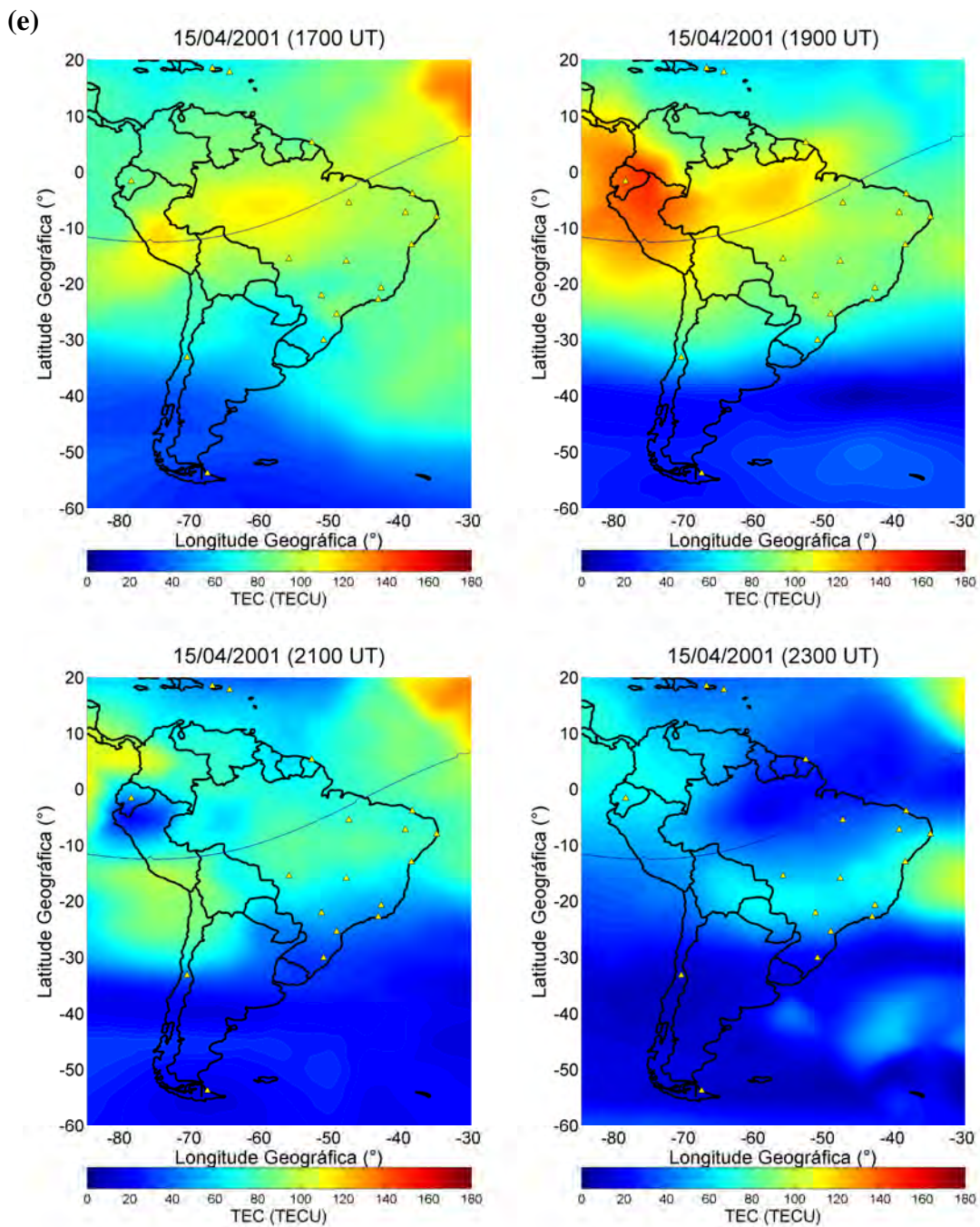


Figura 6.12. Conclusão.

Na Figura 6.13 são apresentadas as observações da altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e da frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas por uma digissonda localizada em São Luís. Esses são resultados complementares que apenas salientam as discussões já feitas acerca dos efeitos observados na ionosfera entre 11 e 15 de Abril de 2001.

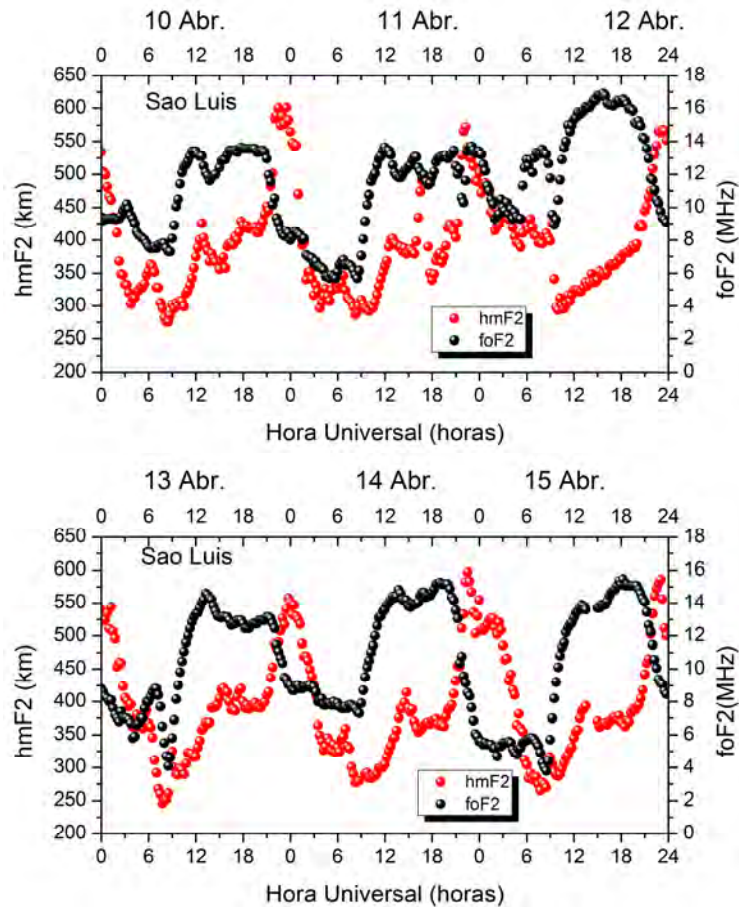


Figura 6.13. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 10 a 15 de Abril de 2001 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético).

No dia 11 de Abril são observados padrões alterados em relação ao dia 10 de Abril, relacionados aos campos de penetração ocorridos neste dia, enquanto no dia 12 de Abril a $hmF2$ apresenta-se muito inferior ao observado no dia 10 de Abril. Uma peculiaridade observada na Figura 6.13 é o aumento da $foF2$ no dia 12 de Abril entre ~12:00 e 20:00 UT, em relação aos dias anteriores, durante a fase de recuperação da tempestade magnética. No entanto, nas Figuras 6.12 (a) e 6.12 (b) pode-se observar que não há aumentos no TEC sobre a região equatorial ao longo do dia 12 de Abril, o que se observa na realidade é a diminuição do TEC em relação ao dia calmo, que prevalece

durante todo o dia 12 de Abril. Como já dito anteriormente, um efeito tardio das tempestades é o aumento na concentração de N_2 em médias latitudes e de O em baixas latitudes, que ocorrem como consequência dos ventos neutros direcionados ao equador resultantes do aquecimento auroral. Isso significa que aumentos de ionização na região F equatorial são esperados, devido a esses ventos neutros perturbados que causam redistribuições verticais das espécies neutras. Dessa forma, o aumento da $foF2$ no dia 12 de Abril é consistente com o aumento da concentração de O na região F durante a fase negativa da tempestade ionosférica. No entanto, como o TEC prevaleceu diminuído neste dia, o que se pode deduzir é que apesar do aumento da ionização no pico da camada F2, houve uma diminuição na ionização total ao longo da linha de visada entre o satélite GPS e a estação receptora, que é efetivamente o TEC medido pelo método utilizado neste trabalho. Portanto, uma depleção na ionização acima do pico da camada F2 pode ter ocorrido para sustentar esse resultado. Nos dias 13, 14 e 15 de Abril tanto a $hmF2$ quanto a $foF2$ apresentaram valores próximos aos observados no dia 10 de Abril.

6.2. Análise do Evento 2 (04 a 09 de Novembro de 2001)

A tempestade magnética ocorrida no dia 05 de Novembro de 2001 apresentou características singulares, sendo que uma delas é a ausência de um SSC bem definido. Como descrito em Gonzalez et al. (1994), o critério utilizado para identificar um SSC é o impacto de uma estrutura solar na magnetosfera terrestre, marcado pelo aumento da pressão dinâmica do vento solar e da velocidade do vento solar, associado ao aumento simultâneo da atividade geomagnética. A fase inicial da tempestade magnética após um SSC é manifestada principalmente pelo aumento do índice Dst, que está relacionado à compressão do campo geomagnético na frente da magnetopausa, causando um aumento na magnitude do Dst. Nessa tempestade magnética, o aumento da pressão dinâmica do vento solar não é acompanhado por uma estrutura solar rápida, como visto na Figura 6.14, no primeiro e segundo quadros. Além disso, o índice AE mostra o aumento da atividade geomagnética com um atraso em relação ao aumento da pressão dinâmica do vento solar. O aumento do índice AE deve-se principalmente às inversões do IMF B_z para sul ocorridas entre 12:00 e 24:00 UT no dia 05 de Novembro, como visualizado na

Figura 6.15. Às 17:35 UT no dia 05 de Novembro o índice Sym-H apresentou um pico de aproximadamente 50 nT. Às 20:00UT, aproximadamente, o índice Sym-H começa a apresentar um decaimento lento que dura até as 02:00 UT do dia 06 de Novembro. Nesse horário ocorre um segundo pico positivo no Sym-H e um subsequente decaimento rápido, marcando a fase principal da tempestade que durou até as 04:05 UT em 06 de Novembro. O pico mínimo do índice Sym-H foi de -320nT, e após sua ocorrência, iniciou-se a fase de recuperação da tempestade magnética, perdurando até o final do dia 08 de Novembro.

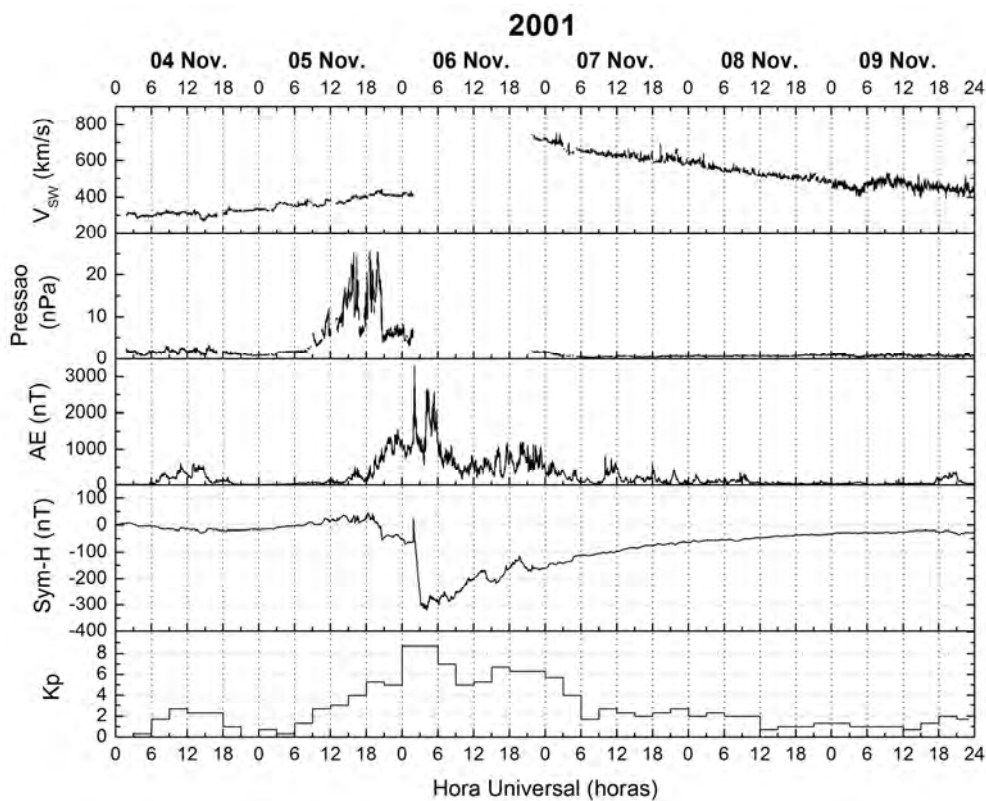


Figura 6.14. Velocidade do vento solar (V_{sw}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 5 de Novembro de 2001.

Na Figura 6.15 são apresentadas a componente B_z do IMF, a componente E_y do IEF juntamente ao campo elétrico de reconexão E_{rec} , e as derivas verticais ionosféricas simuladas para o setor de Jicamarca, utilizando o ΔH_{JP} , apresentadas juntamente com a curva climatológica deste parâmetro obtida do modelo de Scherliess e Fejer (1999).

Infelizmente. Conforme verificado na Figura 6.14, os parâmetros interplanetários apresentaram uma falha no dia 06 de Novembro, exceto pelo IMF B_z que foi obtido com resolução temporal de 1 hora, como mostrado na Figura 6.15. No entanto, com a ausência da velocidade do vento solar e, conseqüentemente, do IEF E_y , não foi possível a verificação de eventos de penetração de campos elétricos neste período, que abrange justamente a fase principal da tempestade magnética.

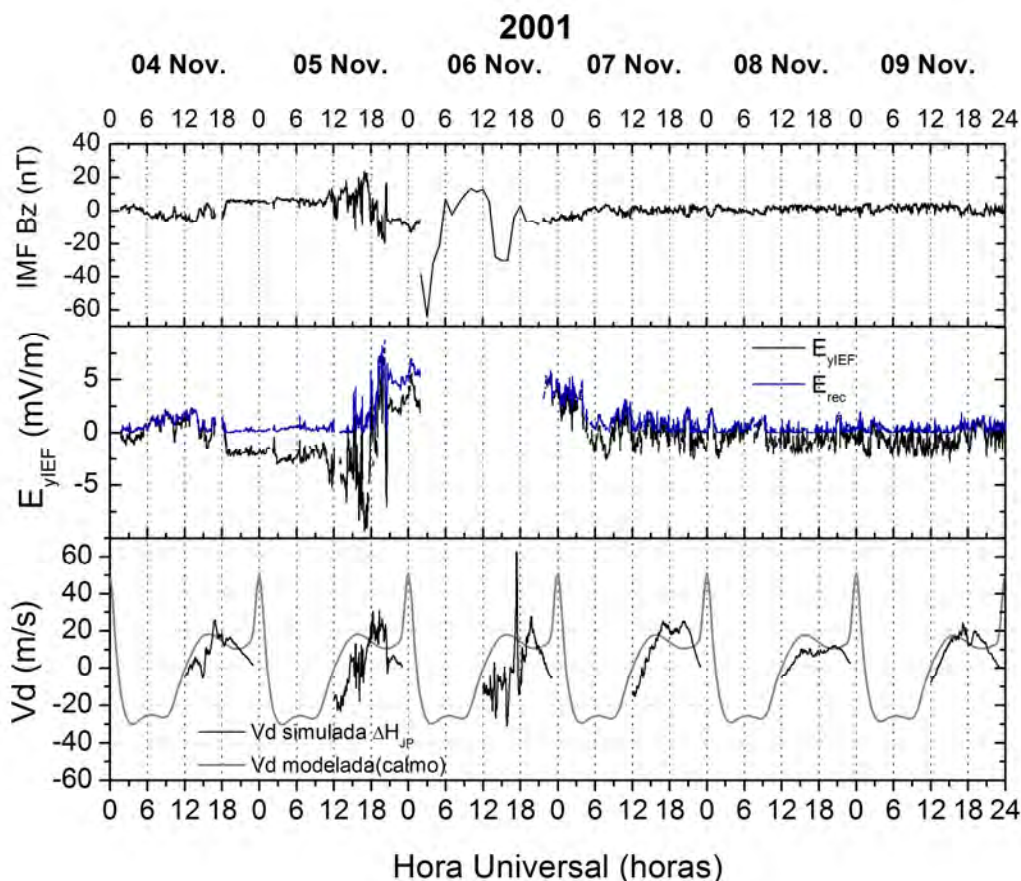


Figura 6.15. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca, observados no período de 04 a 09 de Novembro de 2001.

Algumas características podem ser observadas nas derivas verticais observadas sobre Jicamarca ao longo do período mostrado na Figura 6.15. No dia 04 de Novembro, percebem-se flutuações na deriva vertical que provavelmente são resultado de um

pequeno aumento na atividade geomagnética que pode ser verificado nos índices AE e Kp. No entanto, no dia 04 de Novembro a atividade geomagnética manteve-se no nível calmo ($K_p < 3$). No dia 05 de Novembro, a deriva vertical ionosférica apresenta flutuações significativas, relacionadas às variações no IMF B_z . Grandes flutuações são observadas também no dia 06 de Novembro, sendo que antes das 18:00 UT, a deriva manteve-se em valores negativos, apresentando variações rápidas que são consistentes com a dinâmica dos campos elétricos de penetração. Um pico de 60 m/s é observado às 17:30 UT aproximadamente (12:30 LT em Jicamarca), ou seja, um incremento de 300% sobre o valor esperado para este horário. No dia 07 de Novembro, a deriva vertical apresenta valores menores que o esperado até as 17:00 UT aproximadamente. No dia 08 de Novembro, valores diminuídos da deriva vertical prevalecem ao longo do dia. Por fim, no dia 09 de Novembro, a deriva vertical sobre Jicamarca praticamente retorna ao valor de períodos calmos.

Na Figura 6.16 são mostrados o campo elétrico interplanetário E_{yIEF} e as derivas verticais ionosféricas observadas sobre o setor do Brasil e sobre as Filipinas. No Brasil, as derivas verticais não mostram variações significativas no dia 05 de Novembro, em contraste aos resultados observados sobre Jicamarca. Assim, os resultados mostram que houve uma resposta em hora local diferenciada para ambos os setores.

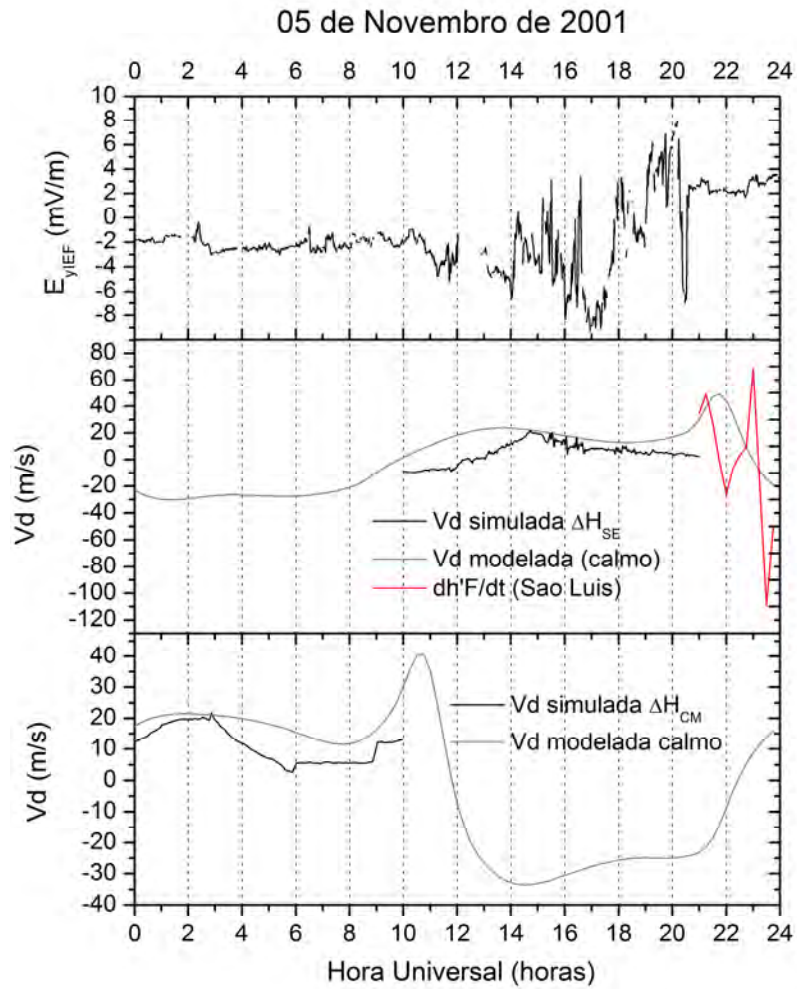


Figura 6.16. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia 05 de Novembro de 2001.

Na Figura 6.17 são mostrados os campos elétricos E_{yIEF} e E_{yIONO} obtido a partir do ΔH_{JP} .

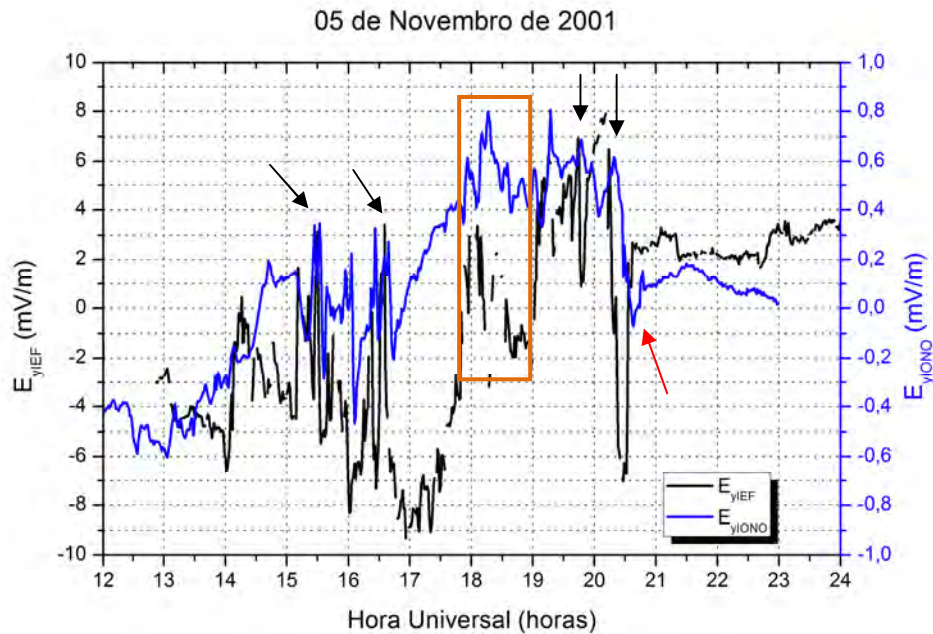


Figura 6.17. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 05 de Novembro de 2001.

No dia 05 de Novembro não é esperada uma predominância dos campos elétricos de penetração, uma vez que a tempestade magnética não se encontrava ainda na fase principal, apesar dos índices geomagnéticos terem apresentado variações. Isso é mostrado na Figura 6.17, em que alguns eventos de penetração de campos elétricos podem ser identificados nas observações do E_{yIONO} medido em Jicamarca. As quatro setas pretas mostram a penetração do E_{yIEF} para o plano equatorial, sob uma eficiência de penetração de 10%, causando um aumento no campo zonal para leste durante o dia. No quadro laranja é identificada apenas uma modulação do E_{yIONO} pelo E_{yIEF} , no entanto, não é possível identificar um evento de penetração propriamente dito, uma vez que os valores negativos do E_{yIEF} não ocasionaram uma inversão do campo zonal. Nesse caso, a penetração do E_{yIEF} para o plano equatorial apenas sobrepôs-se ao campo do dínamo ionosférico já estabelecido, causando apenas uma modulação deste campo. A seta vermelha na Figura 6.17 identifica um pico negativo na deriva vertical, que ocorre com atraso de alguns minutos em relação a um pico negativo intenso ocorrido no E_{yIEF} . Essa inversão na deriva vertical (que estava positiva às 20:20 UT e tornou-se negativa

às 20:30 UT) pode ser caracterizada como um evento de *overshielding*, em que uma inversão de sul para norte no IMF B_z faz com que a camada de blindagem seja responsável por gerar um campo elétrico zonal para oeste no setor diurno. De fato, os eventos de penetração de campos elétricos, tanto de *undershielding* quanto *overshielding* são caracterizados por um atraso de alguns minutos após as mudanças na forçante do vento solar, cuja explicação provém do tempo de transmissão da perturbação de altas para baixas latitudes na ionosfera (KELLEY et al., 1979).

Na Figura 6.18, são mostradas as derivas verticais ionosféricas observadas sobre Jicamarca (ΔH_{JP}) e sobre o Brasil (ΔH_{SE}) no dia 06 de Novembro de 2001. Como não há dados do E_{yIEF} para o período, a deriva sobre Jicamarca é mostrada novamente nesta Figura para comparação com os resultados obtidos sobre o Brasil. Embora as derivas sobre o Brasil apresentem menores magnitudes, pode-se observar que nos dois locais as derivas exibem um comportamento semelhante, especialmente com relação ao pico observado em torno das 17:30 UT, que em Jicamarca atingiu cerca de 60 m/s e no Brasil atingiu aproximadamente 30 m/s (100% maior que o padrão calmo).

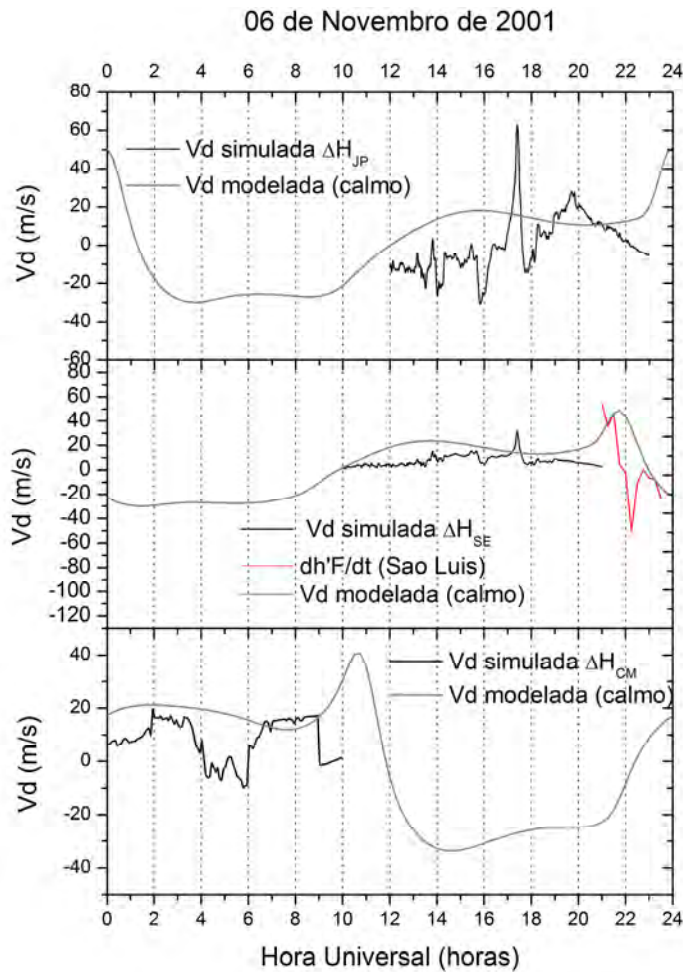


Figura 6.18. Deriva vertical ionosférica simulada para Jicamarca (topo), para o Brasil (centro) e para o setor das Filipinas (embaixo), no dia 06 de Novembro de 2001.

Nas Figuras 6.19(a), 6.19(b) e 6.19(c) são mostrados o campo elétrico interplanetário e as derivas verticais obtidas para o setor do Brasil e das Filipinas, para os dias 07, 08 e 09 de Novembro de 2001, respectivamente. Neste trabalho, as derivas verticais ionosféricas simuladas sobre o setor das Filipinas serão discutidas marginalmente, apenas nos casos em que efeitos de longa duração devam ser analisados. No dia 07 de Novembro, a deriva sobre o setor brasileiro apresenta-se inferior ao padrão de períodos calmos (linha cinza) até as 17:00UT aproximadamente, apresentando em seguida pequenos acréscimos. Esses acréscimos também foram observados sobre Jicamarca, como visto na Figura 6.15, porém com maior magnitude. Isso pode ser resultado da penetração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial, porém numa menor escala, uma vez que

a tempestade já se encontrava na fase de recuperação, e a magnitude do E_{yIEF} não era significativa. No entanto, os efeitos de variações de menor escala do IMF B_z que causam aumentos na atividade auroral, relacionadas à passagem de ondas de Alfvén presentes no vento solar, têm sido estudados extensivamente (ver HILDCAAs em TSURUTANI e GONZALEZ, 1987). No dia 08 de Novembro as derivas apresentam-se ainda inferiores ao padrão de períodos calmos, e no dia 09 de Novembro praticamente retornam aos valores habituais.

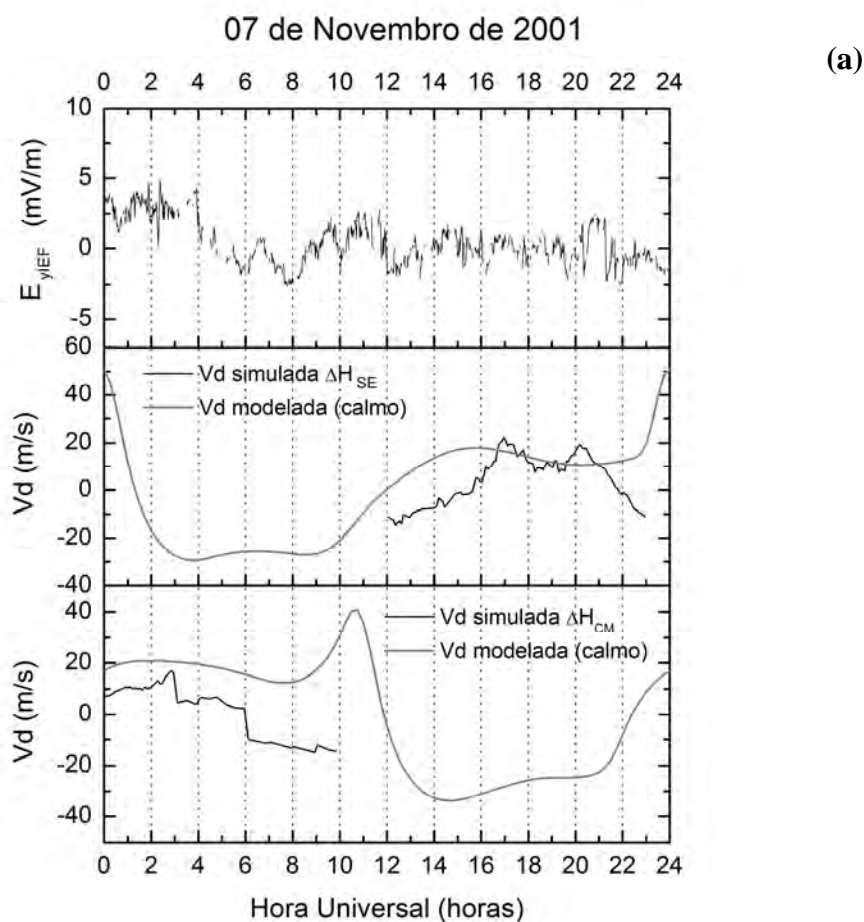
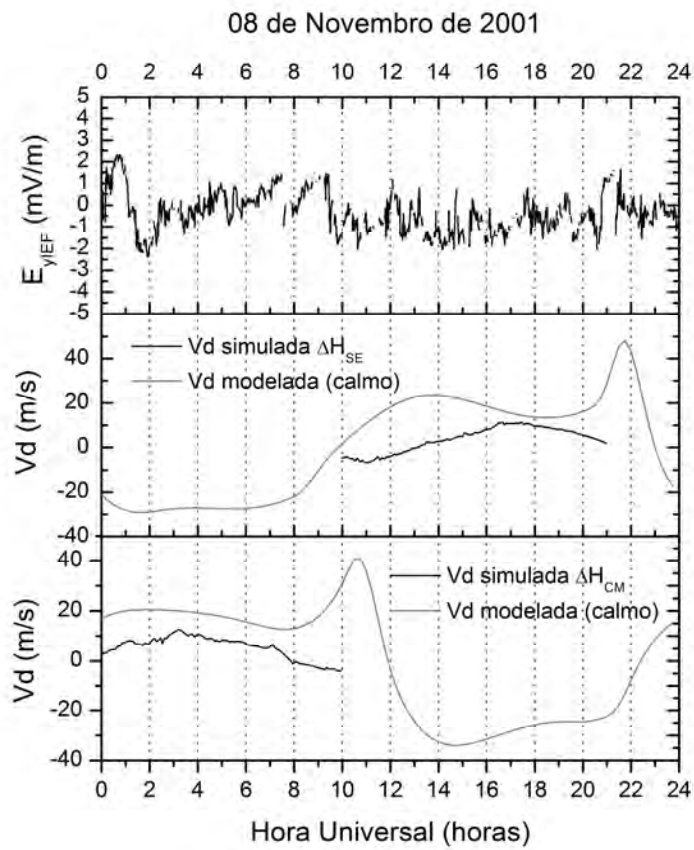


Figura 6.19. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia (a) 07 de Novembro de 2001. (b) 08 de Novembro de 2001 e (c) 09 de Novembro de 2001. (continua)



(b)

Figura 6.19. Continuação. (continua)

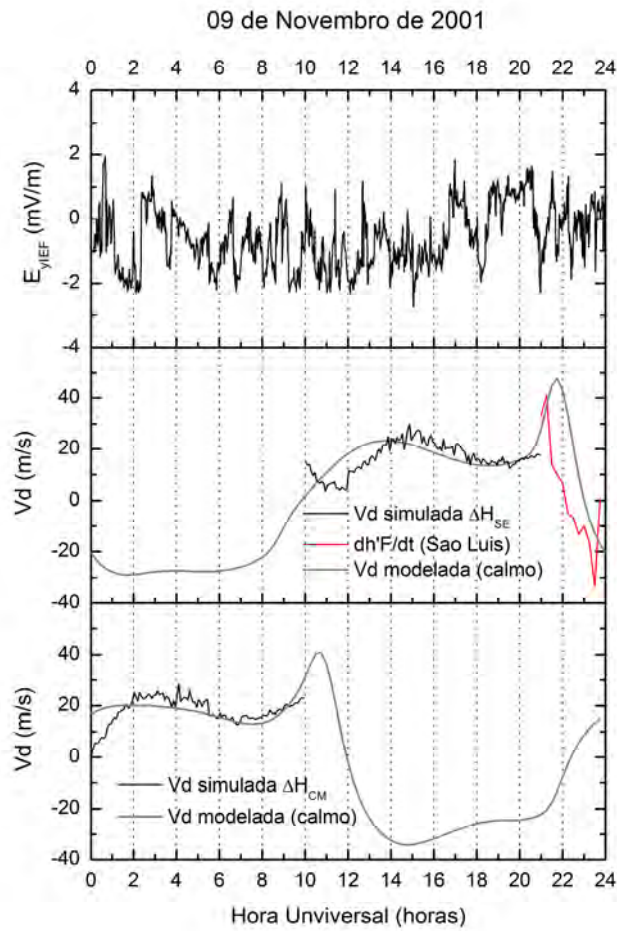


Figura 6.19. Conclusão.

Na Figura 6.20 são mostradas a $hmF2$ e a $foF2$ medidas em São Luís para o período de 04 a 09 de Novembro de 2001. O pico pré-reversão, que pode ser identificado nos dados de $hmF2$ em torno de 21:00 UT (18:00 LT em São Luís), sofreu um aumento no dia 05 de Novembro.

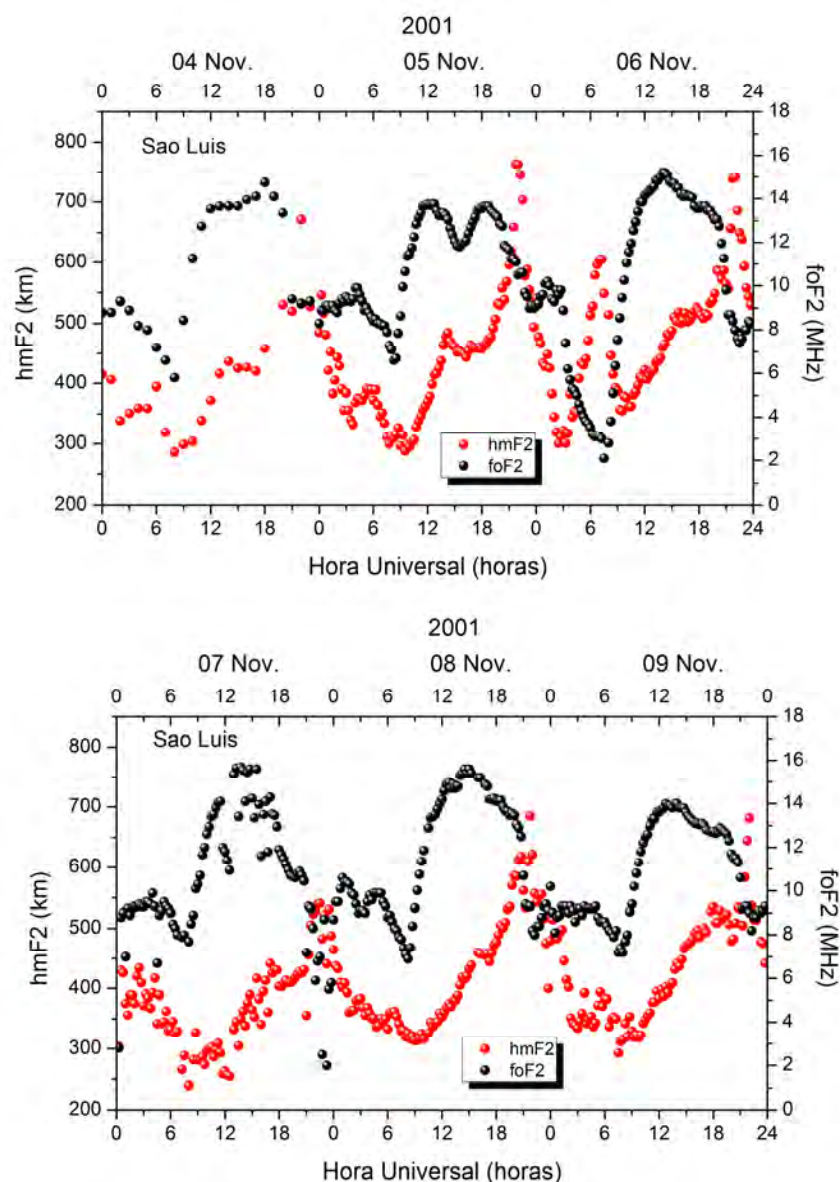


Figura 6.20. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 04 a 09 de Novembro de 2001 por uma digisonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético).

No dia 04 de Novembro o pico pré-reversão elevou a camada F para a faixa de 650 km de altura, enquanto no dia 05 de Novembro esse valor passou para 750 km. Pode-se observar nas medidas de $hmF2$ que há uma subida anômala da camada F ionosférica no dia 06 de Novembro entre 03:00 e 06:00UT (período noturno na América do Sul), que é consistente com as derivas verticais negativas observadas sobre as Filipinas (lado

diurno) no mesmo horário, na Figura 6.18. Isso significa que a ação de um campo elétrico para oeste no setor diurno e para leste no setor noturno, provavelmente causado por penetração de campos elétricos, foi responsável pela subida do plasma ionosférico no lado noturno e conseqüentemente a descida do plasma no lado diurno. Campos elétricos perturbados que apontam para oeste no lado diurno, caracterizados por variações rápidas e ocorridos durante a fase principal da tempestade magnética, podem ser causados por eventos de *overshielding* ou pela penetração do E_{yIEF} apontando do crepúsculo para o amanhecer (valores negativos), proposto por Tsurutani et al. (2008a). Quanto à grandeza $foF2$, duas quedas nos valores em relação ao dia calmo são observadas, a primeira no dia 06 de Novembro, em torno das 06:00UT e a segunda no dia 07 de Novembro, em torno das 24:00UT. A diminuição da $foF2$ no dia 06 de Novembro, em torno das 06:00UT, está provavelmente associada à diminuição da $hmF2$ às 03:00 UT, e são consistentes com efeitos de recombinação ocorridos devido à queda na altura da camada F. Dessa forma, os processos de recombinação dominaram, causando a diminuição na $foF2$ em torno das 06:00 UT. Um resultado importante é que esta é a primeira resposta ionosférica significativa neste evento, apesar do aumento do pico pré-reversão ocorrido no dia 05 de Novembro. Isso leva a crer que o decaimento do índice Sym-H, ocorrido a partir das 20:00 UT no dia 05 de Novembro, não foi efetivo nas modificações ionosféricas na América do Sul. Além disso, houve um comportamento diferenciado do índice Sym-H, sendo que nas primeiras horas da perturbação é observado um decaimento lento deste índice (até 02:00 UT em 06 de Novembro), portanto pode-se afirmar que esse comportamento não foi suficiente para causar modificações significativas na ionosfera. Dessa forma, a tempestade magnética passa a causar modificações ionosféricas significativas apenas entre 03:00 e 06:00 UT do dia 06 de Novembro, como observado nas medidas de digissonda mostrados anteriormente. Na Figura 6.21 são observados os resultados de TEC obtidos para este evento. Os valores máximos de TEC observados no dia 04 de Novembro foram de 140 TECU.

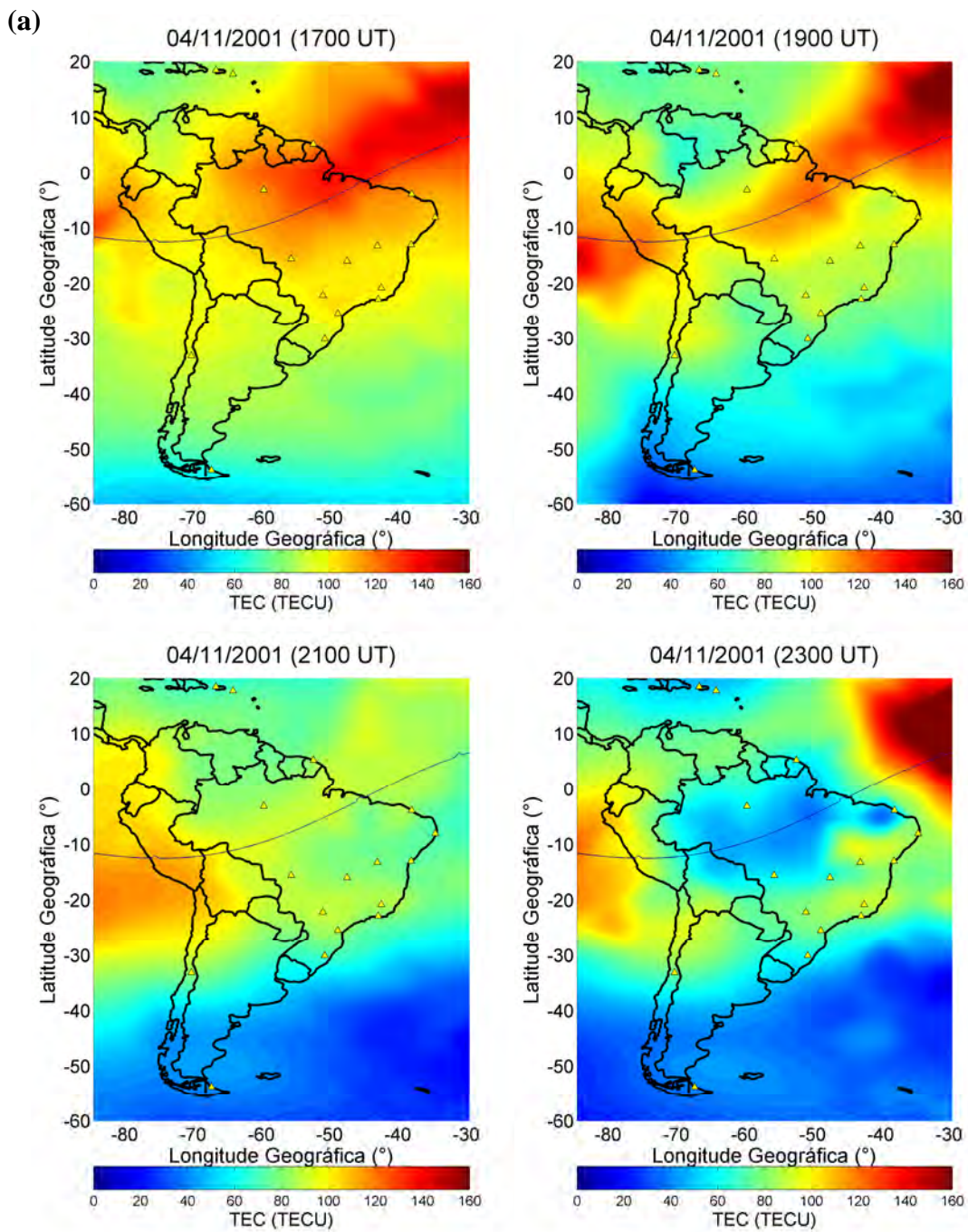


Figura 6.21. Mapas de TEC obtidos às 17:00UT, 19:00UT, 21:00UT e 23:00UT para os dias (a) 04 de Novembro (referência calmo), (b) 05 de Novembro, (c) 06 de Novembro, (d) 07 de Novembro, (e) 08 de Novembro e (f) 09 de Novembro. (continua)

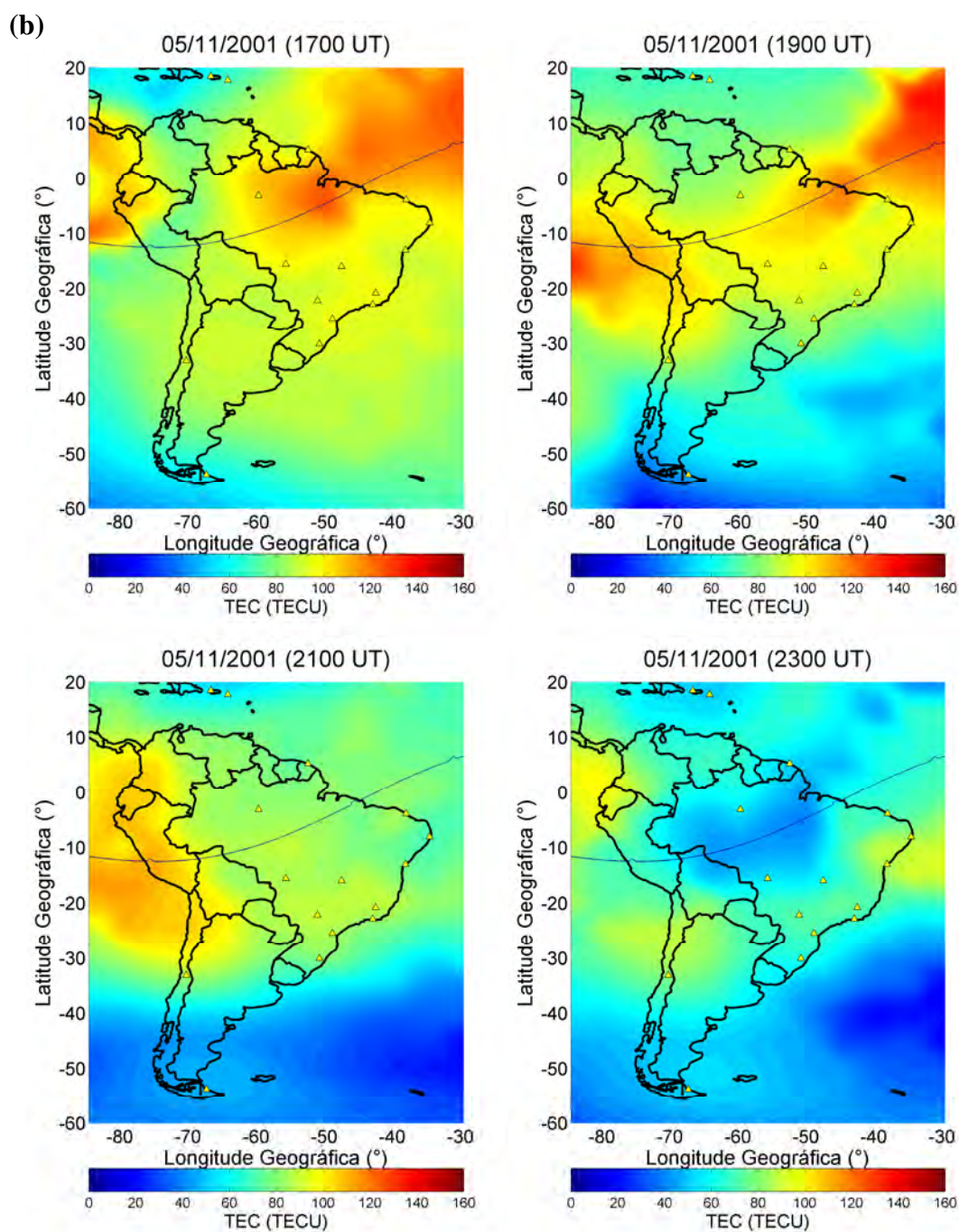


Figura 6.21. Continuação. (continua)

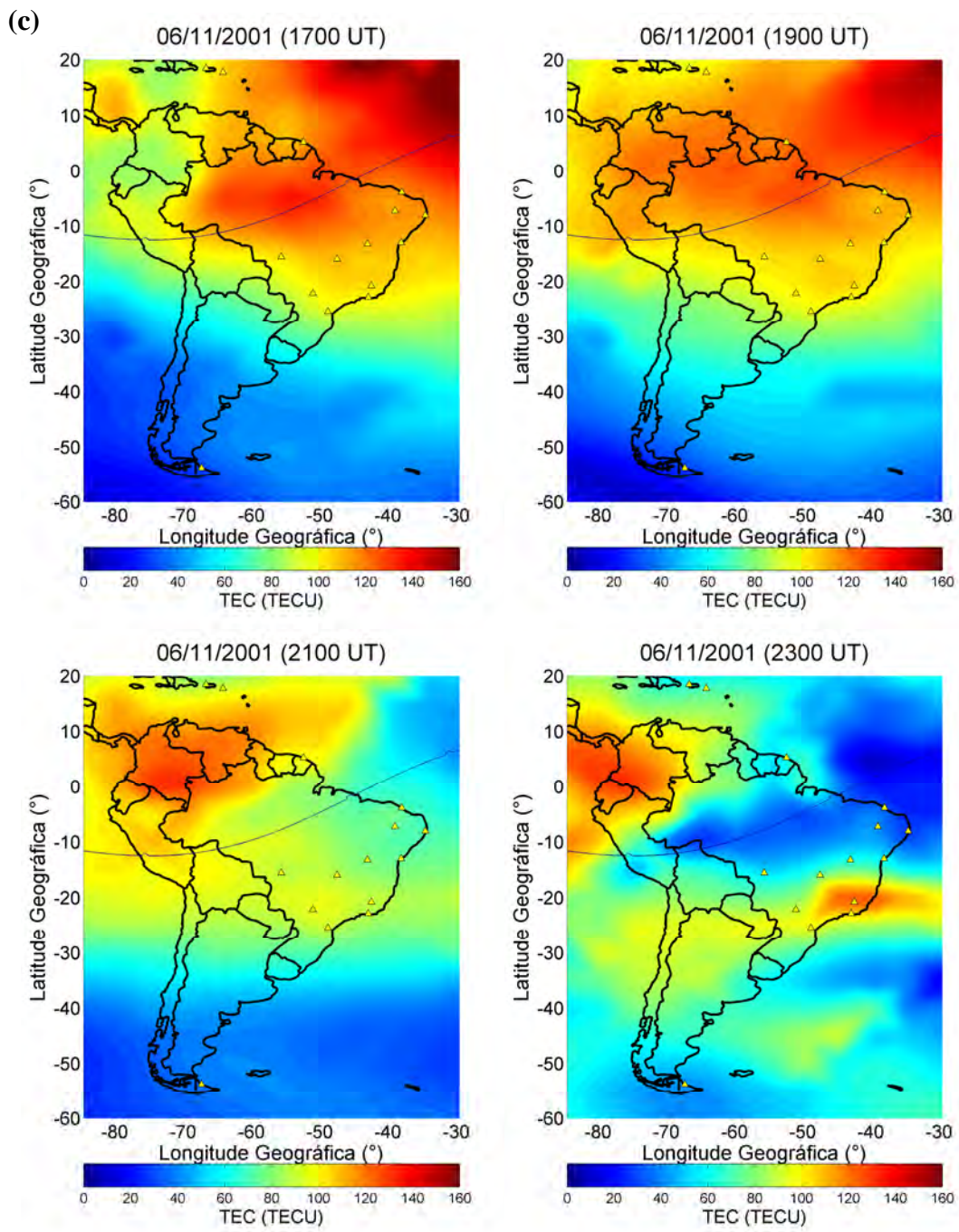


Figura 6.21. Continuação. (continua)

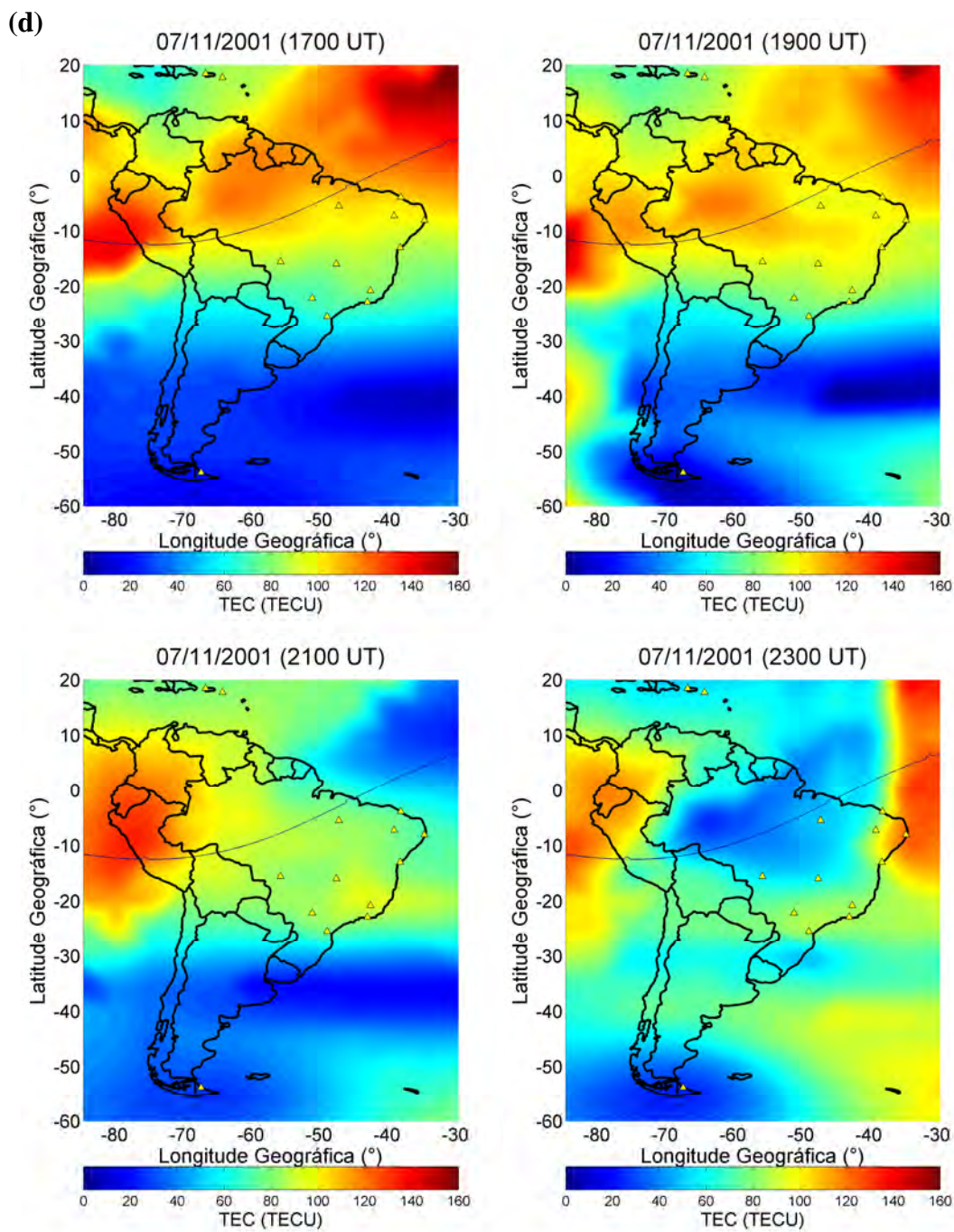


Figura 6.21. Continuação. (continua)

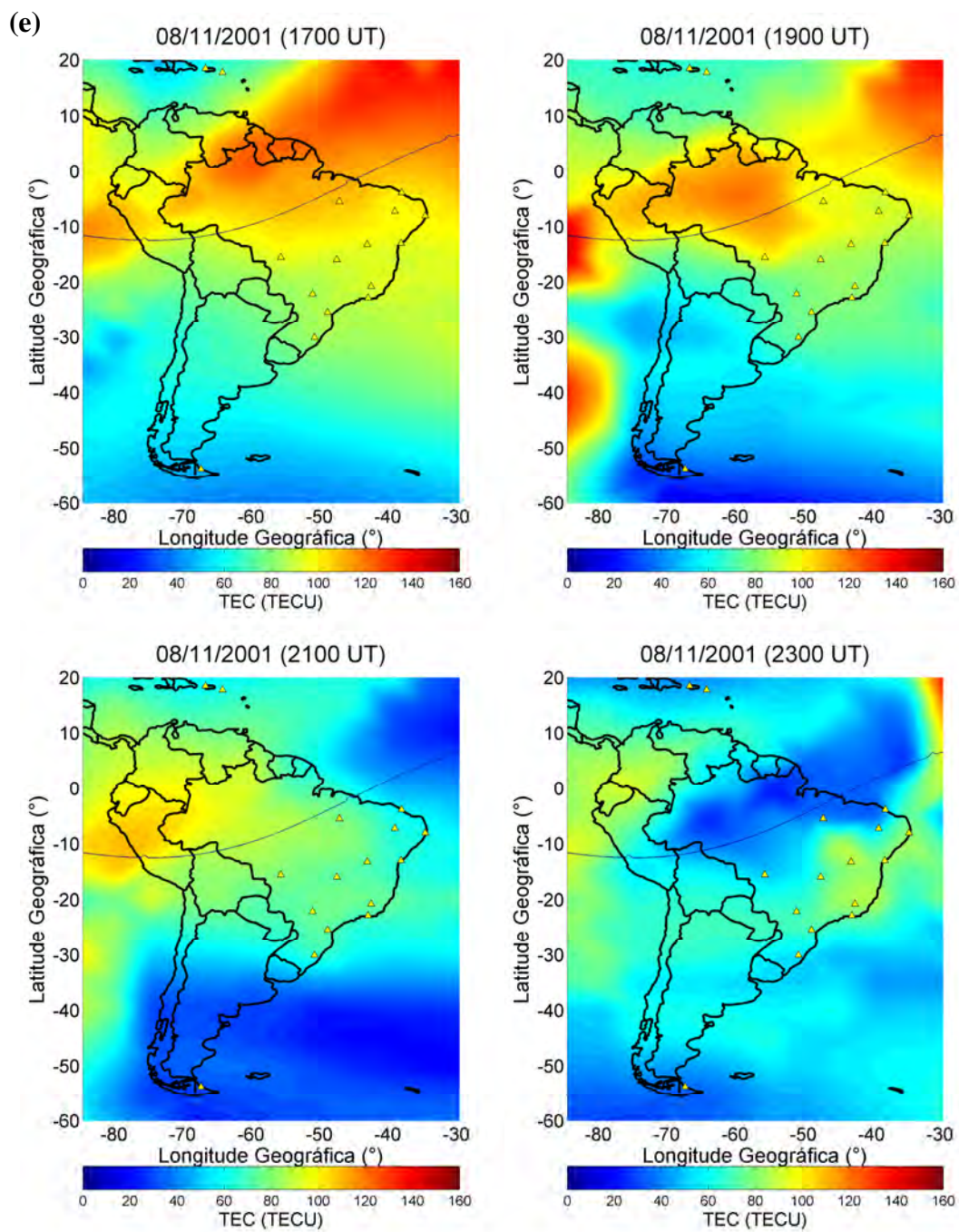


Figura 6.21. Continuação. (continua)

(f)

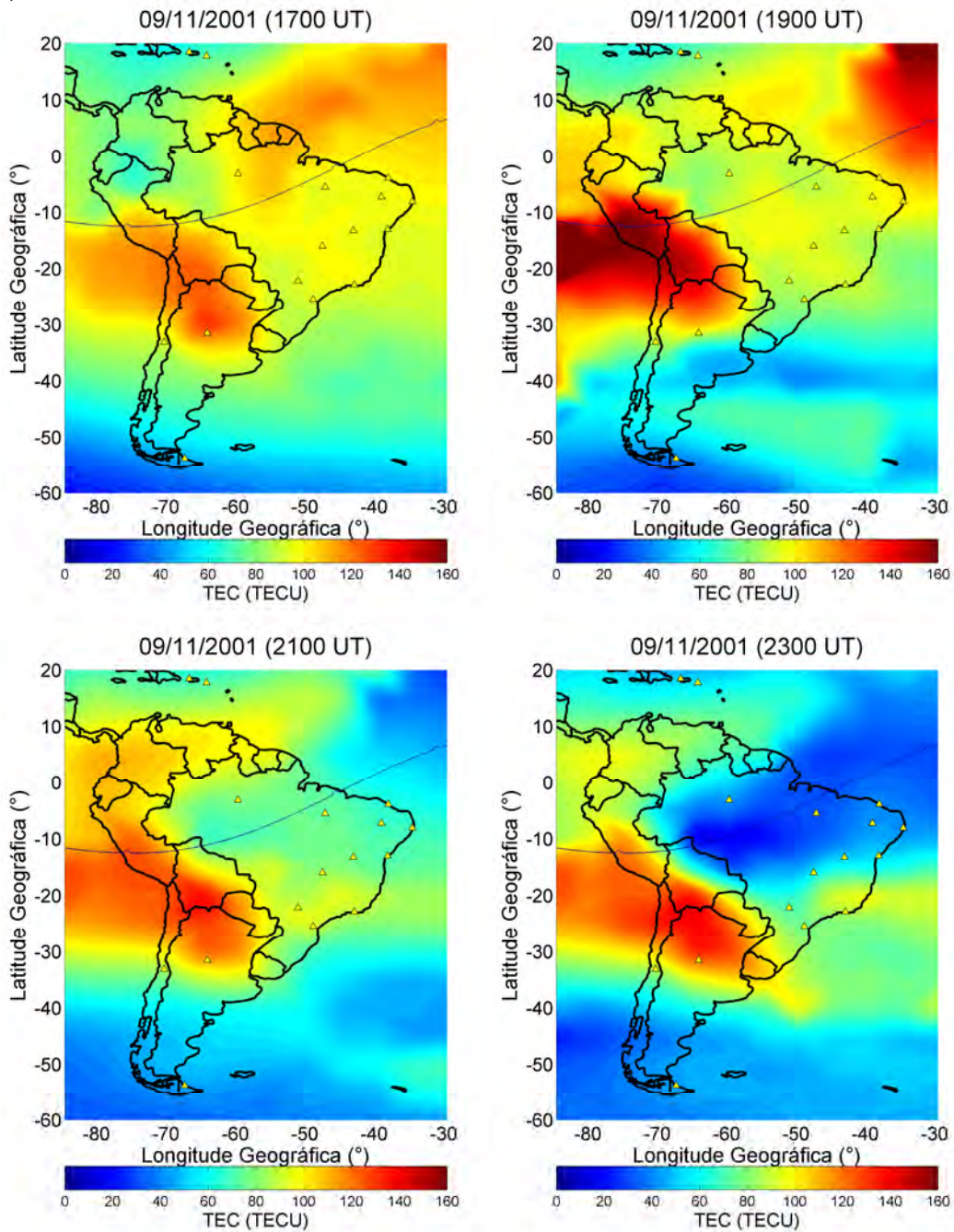


Figura 6.21. Conclusão.

No dia 05 de Novembro (Figura 6.21(b)), não são observadas modificações significativas no TEC, em relação ao dia calmo. Mesmo às 21:00 e 23:00 UT, durante o

início das perturbações nos índices AE e Sym-H, não foram verificadas mudanças consistentes com penetração de campos elétricos.

Na Figura 6.21(c), são observados aumentos no TEC às 17:00 e 19:00 UT no dia 06 de Novembro sobre o equador geomagnético e regiões de baixas latitudes, em relação ao dia calmo, representando a fase positiva da tempestade ionosférica. Nesses horários, os aumentos no TEC são da ordem de 30%. Esses aumentos são observados também mais cedo neste dia (mapas não mostrados aqui). No dia 06 de Novembro foi possível verificar a fase positiva do TEC, o que não ocorreu no início da perturbação observada nos índices geomagnéticos, em 05 de Novembro. Apesar da fase positiva ionosférica ter sido identificada às 17:00 e 19:00 UT em 06 de Novembro, às 21:00 UT o mapa de TEC é semelhante ao observado no dia calmo. Às 23:00 UT pode-se observar que a anomalia equatorial está estabelecida, no entanto não há aumentos significativos no TEC em relação ao dia calmo.

Na Figura 6.21(d), aumentos no TEC ainda são observados no dia 07 de Novembro às 17:00 e 19:00 UT, especialmente sobre o equador geomagnético, em relação ao dia calmo. Nesse caso, como a tempestade magnética encontra-se na fase de recuperação, o mecanismo de dínamo perturbado, que causa uma inibição do efeito fonte, adiciona-se às modificações na composição neutra. Aumentos de ionização sobre o equador geomagnético podem ser explicados pela inibição do efeito fonte e também pelo aumento de concentração de O na região equatorial, causado por ventos perturbados direcionados ao equador. Diminuições no TEC sobre a região de baixas para médias latitudes são consistentes com esse padrão. Além disso, as derivas verticais ionosféricas nesse dia estavam menores que o padrão de períodos calmos, na maior parte do dia, o que é consistente com o mecanismo de dínamo perturbado. Apesar disso, um padrão semelhante ao dia calmo é observado às 21:00 e 23:00 UT, inclusive no desenvolvimento da anomalia equatorial. Cabe lembrar aqui que a ionização observada na região sudeste do mapa de TEC às 23:00 UT resulta da interpolação numérica.

Na Figura 6.21(e), às 17:00 e 19:00 UT os mapas de TEC do dia 08 de Novembro são praticamente iguais aos do dia calmo, mostrando uma recuperação parcial da tempestade ionosférica. Apesar disso, às 21:00 e 23:00 UT, os valores do TEC são sutilmente menores em relação ao dia calmo, uma vez que as derivas verticais ionosféricas no dia 08 de Novembro apresentaram valores menores que no dia calmo. No entanto, há desenvolvimento da anomalia equatorial.

Por fim, na Figura 6.21(f), os mapas de TEC do dia 09 de Novembro revelam uma sutil diminuição neste parâmetro em relação ao dia calmo, às 17:00, 19:00 e 21:00UT, sendo que às 23:00 UT a crista sul da anomalia equatorial se desenvolveu em latitudes maiores que no dia calmo, exibindo também uma magnitude maior no TEC.

Esses resultados de TEC revelam um padrão inesperado nesta tempestade ionosférica. Neste evento, o efeito da fase negativa da tempestade ionosférica não foi observado, uma vez que as diminuições no TEC ocorridas nos dias 07 e 08 de Novembro foram sutis, e a anomalia equatorial se desenvolveu com pouca intensidade em todos os dias analisados. Esse resultado é contrastante com o obtido no Evento 1, o que denota uma resposta ionosférica diferenciada para os dois eventos. Uma diferença importante é a hora local de ocorrência da tempestade. No Evento 1, a tempestade ocorreu às 15:20 UT, (12:20 LT no Brasil e 10:20 LT em Jicamarca). No Evento 2, como já discutido anteriormente, a tempestade magnética teve início de fato a partir das 03:00 UT do dia 06 de Novembro, ou seja, durante o período noturno na América do Sul.

Na Figura 6.22 são apresentados os resultados de TEC obtidos para a região das Filipinas, em duas estações receptoras de GPS, denominadas Kayt (120,98°L, 13,98°N, 6°N magnético) e Daej (127,4°L, 36,4°N, 29°N magnético). Os resultados de TEC de estações receptoras isoladas, como apresentados na Figura 6.22, correspondem a medidas de TEC nivelado (equação 4.39) e relativo, ou seja, em que não foram aplicadas as correções dos atrasos instrumentais do satélite e do receptor. No entanto, tais medidas são adequadas para a análise complementar que se deseja realizar neste trabalho, baseada nas observações da região das Filipinas. A estação Kayt será analisada

como padrão equatorial, uma vez que não houve estações mais próximas do equador magnético para análise. A estação Daej será utilizada para analisar os efeitos de deslocamento e intensificação da crista da anomalia equatorial. A linha em azul denota o padrão do dia calmo, enquanto a linha preta representa os resultados obtidos nos dias perturbados. No dia 05 de Novembro, tanto na estação Kayt quanto Daej são observados pequenos aumentos no TEC.

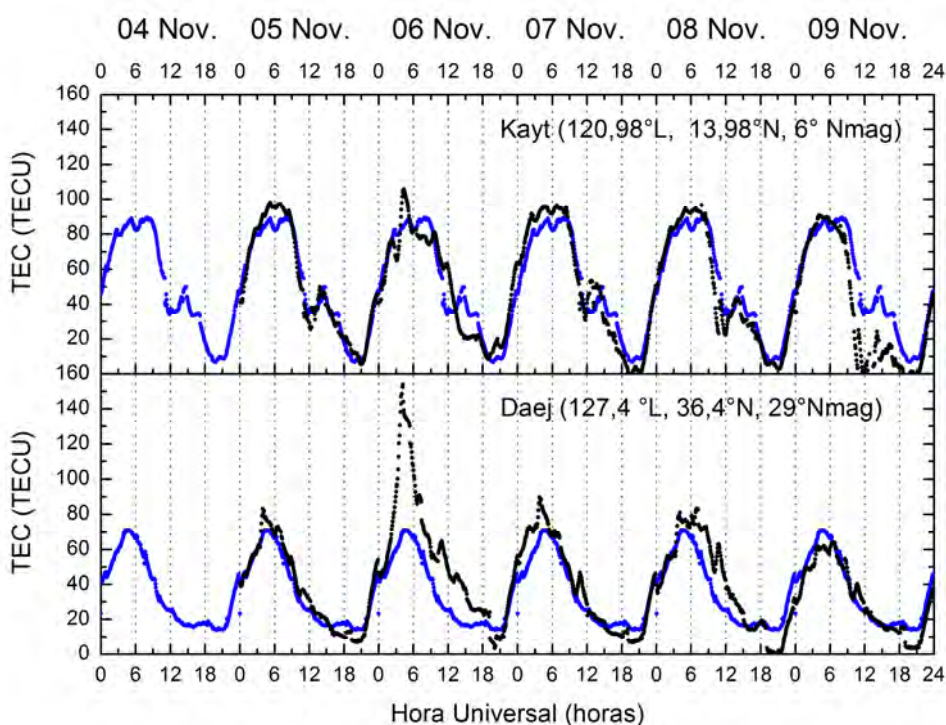


Figura 6.22. Conteúdo eletrônico total obtido na região das Filipinas, no período de 04 a 09 de Novembro de 2001. As estações receptoras de GPS utilizadas nos cálculos foram Kayt (topo) e Daej (embaixo).

No dia 06 de Novembro é observada a reposta mais significativa no TEC, sobre a estação Daej, observada na Figura 6.22. Entre 03:00 UT (11:00 LT) e 06:00 UT (14:00 LT) o TEC sofreu um acréscimo de 100%, significando que a crista norte da anomalia equatorial foi intensificada e deslocada para latitudes maiores que o padrão, uma vez que a estação Daej localiza-se em 29° N magnético. Dessa forma, um efeito fonte intensificado estabeleceu-se na região das Filipinas, corroborando que a fase efetiva da

tempestade magnética realmente ocorreu durante a incursão rápida do Sym-H ocorrida após as 03:00UT do dia 06 de Novembro (vide Figura 6.14). Assim, o TEC apresenta uma resposta imediata à perturbação geomagnética ocorrida entre 03:00 e 06:00 UT. Na estação Kayt, não foram observadas modificações significativas no TEC nesse horário. O TEC permanece com valores sutilmente maiores nos dias 07 e 08 de Novembro, em relação ao padrão calmo. No dia 09 de Novembro, um pequeno decréscimo é observado. No entanto, esse decréscimo não é suficiente para demonstrar a fase negativa da tempestade ionosférica, dessa forma, também na região das Filipinas a fase negativa da tempestade ionosférica não foi observada, exceto pela pequena diminuição no TEC observada no dia 09 de Novembro, em que os valores do dia calmo (linha azul) são ligeiramente maiores que os obtidos no dia 09 de Novembro.

6.3. Análise do Evento 3 (02 a 10 de Setembro de 2002)

No período de 02 a 10 de Setembro de 2002 ocorreram duas tempestades magnéticas, a primeira de menor intensidade teve início no dia 03 de Setembro às 18:30UT, e a segunda, mais intensa, iniciou-se no dia 07 de Setembro por volta das 12:00 UT. Assim, será feita uma análise dos dois períodos separadamente. Fagundes et al. (2008) também apresentaram um estudo sobre esse período de tempestade magnética.

6.3.1. Período de 02 a 05 de Setembro de 2002

Na Figura 6.23 são apresentados os parâmetros interplanetários e índices geomagnéticos que caracterizam a tempestade magnética ocorrida em 03-04 de Setembro de 2002. Neste período a velocidade e pressão do vento solar não apresentaram aumentos drásticos, assim como o índice AE manteve-se em torno de 1000 nT durante a perturbação, e Kp ficou em torno de 6. O índice Sym-H mostra que a tempestade magnética iniciou-se às 18:30 UT, e atingiu -109 nT às 05:22 UT do dia 04 de Setembro. A fase de recuperação dessa tempestade perdurou até o final do dia 05 de Setembro de 2002.

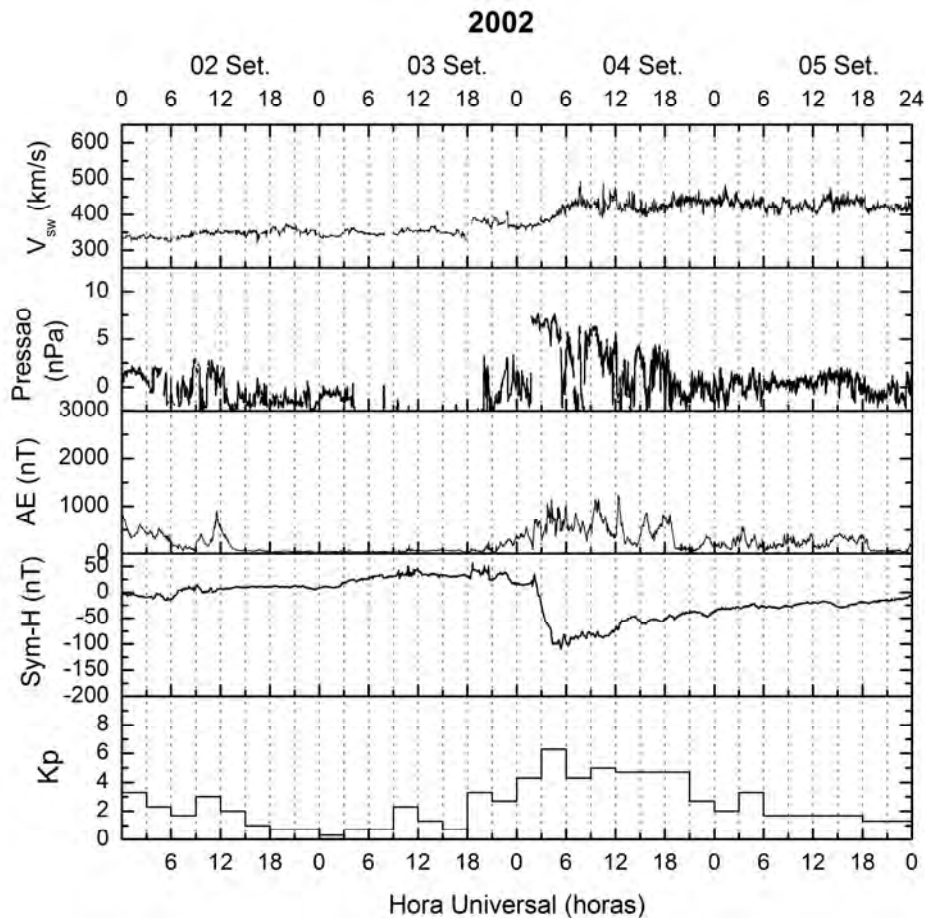


Figura 6.23. Velocidade do vento solar (V_{SW}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 03-04 de Setembro de 2002.

Na Figura 6.24 são mostrados a componente B_z do campo magnético interplanetário, a componente E_y do campo elétrico interplanetário e a deriva vertical simulada sobre Jicamarca, juntamente com a curva climatológica desta grandeza obtida do modelo de Scherliess e Fejer (1999). Como este é um período caracterizado por perturbações contínuas, mesmo no dia 02 de Setembro pode-se observar que as derivas sobre Jicamarca exibiam um comportamento diferenciado, sendo maior que o padrão climatológico. Variações significativas nas derivas sobre Jicamarca são observadas no dia 04 de Setembro, causadas por penetração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial.

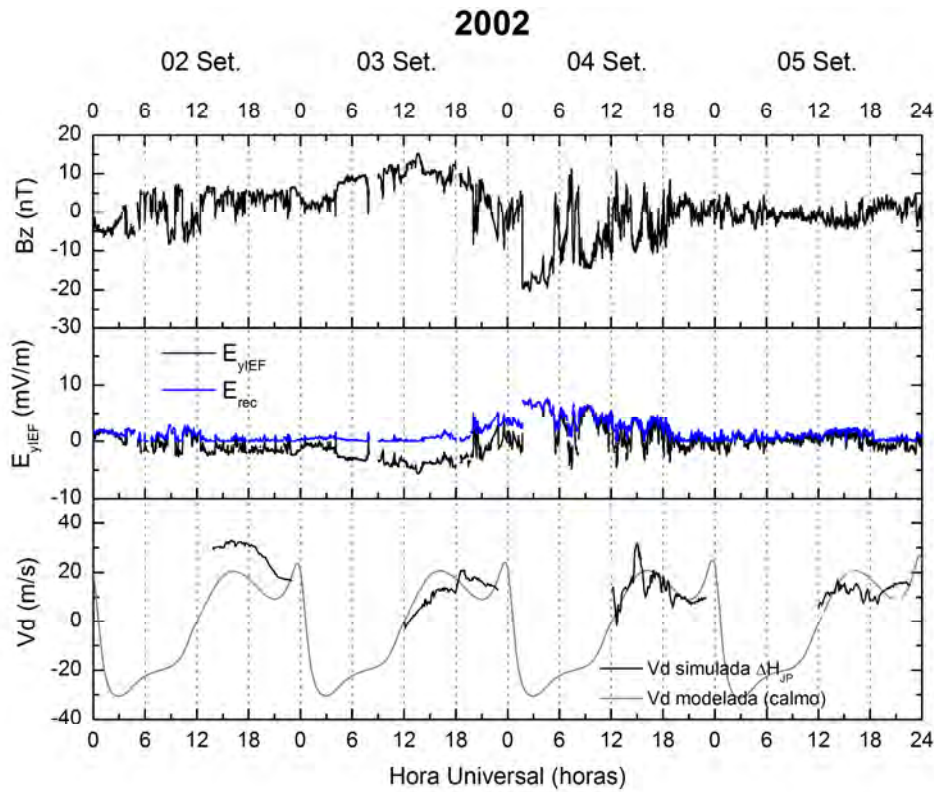


Figura 6.24. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados no período de 02 a 05 de Setembro de 2002.

Na Figura 6.25 é apresentado o campo elétrico zonal ionosférico ($E_{y\text{IONO}}$) juntamente com o $E_{y\text{IEF}}$, observados nos dias 04 e 05 de Setembro, durante a fase principal da tempestade magnética. O $E_{y\text{IONO}}$ foi calculado a partir da deriva vertical simulada com o ΔH_{JP} , mostrada na Figura 6.24. No dia 04 de Setembro, a modulação do $E_{y\text{IONO}}$ é muito semelhante ao $E_{y\text{IEF}}$, sendo que esse padrão mantém-se na maior parte do dia. Na Figura 6.25, o período compreendido é das 07:00 às 17:00 LT em Jicamarca. A partir desses resultados, pode-se deduzir que ocorreu um evento de penetração do $E_{y\text{IEF}}$ para a ionosfera equatorial. Assim como no Evento 1, o $E_{y\text{IONO}}$ exibe padrão semelhante ao $E_{y\text{IEF}}$ por várias horas, o que conduz à conclusão de que em ambos eventos o $E_{y\text{IEF}}$ penetrou na ionosfera equatorial de forma contínua, corroborando os resultados apresentados por estudos recentes (KELLEY et al., 2003; HUANG et al., 2005;

HUANG, 2008; TSURUTANI et al., 2008a). No dia 04 de Setembro a eficiência de penetração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial variou de 8 a 20%. Além disso, pode-se observar um atraso de 10 a 15 minutos nas variações do E_{yIONO} , em relação ao E_{yIEF} .

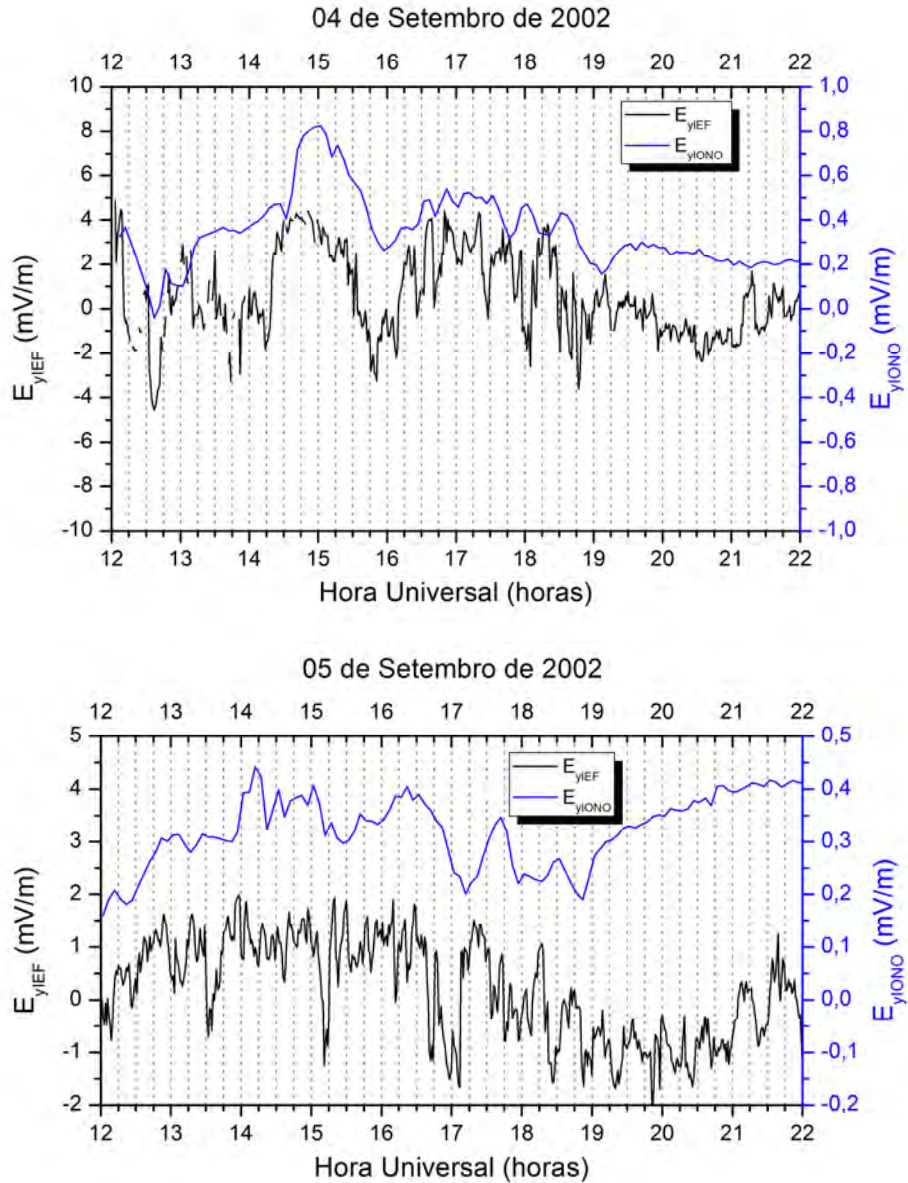


Figura 6.25. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , nos dias 04 e 05 de Setembro de 2002.

No dia 05 de Setembro, um padrão semelhante de penetração do E_{yIEF} é observado até as 19:00 UT. No entanto, neste dia o E_{yIEF} parece apenas se sobrepôr ao campo do

dínamo ionosférico, pois os valores do E_{yIEF} são relativamente pequenos, portanto não são efetivos em causar PPEFs intensos. O sinal do E_{yIONO} é semelhante ao do E_{yIEF} no dia 05, porém com frequência menor, e os picos negativos do E_{yIEF} às 13:30 e 15:15 UT não foram transmitidos ao plano equatorial. Assim, apesar do E_{yIEF} ter se adicionado ao E_{yIONO} no dia 05, ele não é transmitido de forma predominante, o que pode ser resultado de um restabelecimento parcial da camada de blindagem.

Na Figura 6.26 são apresentados o E_{yIEF} e as derivas simuladas para São Luís e para o setor das Filipinas, durante o dia 04 de Setembro de 2002.

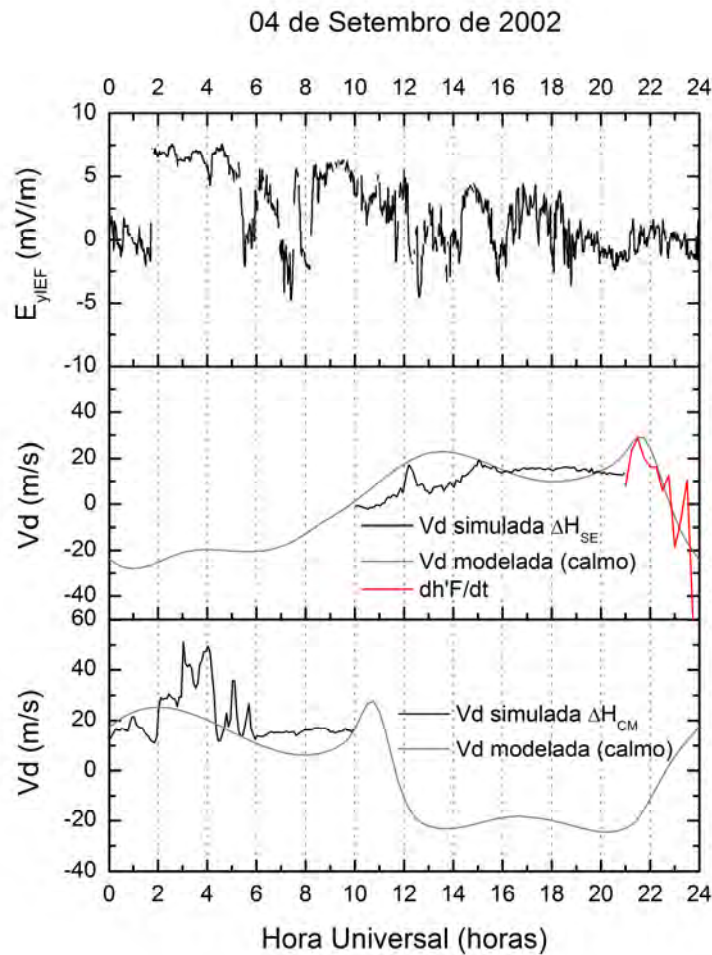


Figura 6.26. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para São Luís (centro) e para o setor das Filipinas (embaixo), observados no dia 04 de Setembro de 2002.

A Figura 6.27 mostra os parâmetros $hmF2$ e $foF2$ medidos em São Luís para o período 02-05 de Setembro de 2002. As características observadas são o aumento do pico pré-reversão no dia 03 de Setembro caracterizado pelo aumento na $hmF2$ em torno de 24:00UT, e aumentos na $foF2$ ocorridos nos dias 04 e 05 de Setembro.

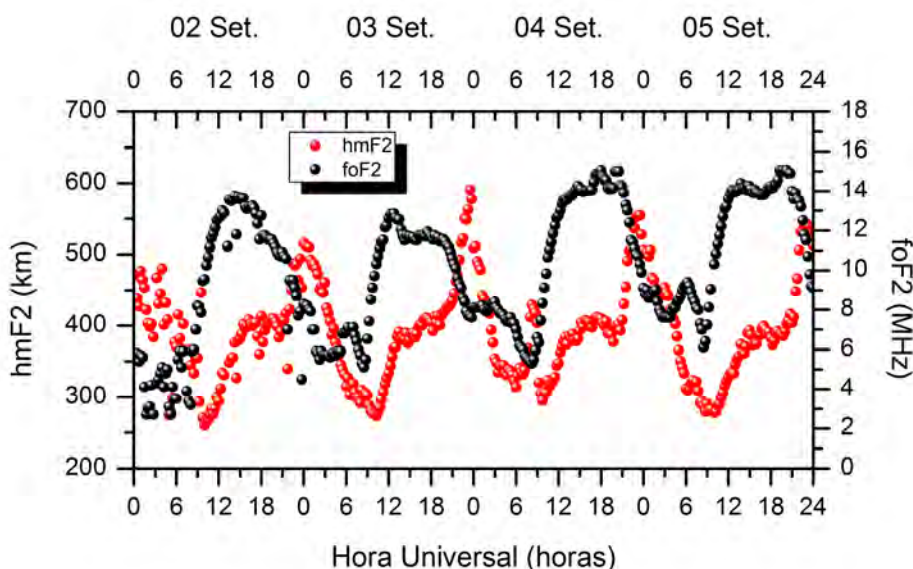


Figura 6.27. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 02 a 05 de Setembro de 2002 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético).

Os mapas de TEC apresentados na Figura 6.28 mostram a resposta da ionosfera no período de 02 a 05 de Setembro de 2002. No dia 02 de Setembro, o TEC máximo observado sobre a América do Sul foi de ~ 100 TECU. Pode-se observar na Figura 6.28(b) que no dia 03 de Setembro ocorrem pequenos aumentos no TEC a partir das 19:00UT, da ordem de 25%, em relação ao dia calmo mostrado na Figura 6.28(a). Esses aumentos podem ser uma resposta às derivas verticais aumentadas verificadas na Figura 6.24, nesse horário. Nos dias 04 e 05 de Setembro o mesmo padrão é observado, com aumentos sutis no TEC em relação ao dia calmo. Pode-se observar que não houve uma resposta intensa da ionosfera nessa primeira etapa analisada, uma vez que as forçantes do vento solar também não caracterizam um impacto intenso do vento solar na magnetosfera. Assim, mesmo o índice Sym-H tendo atingido o nível intenso

(<-100 nT), a resposta na ionosfera não foi intensa. Isso confirma que as forçantes do vento solar, como pressão e velocidade do vento solar, cujas intensificações denotam o choque na magnetosfera, são um fator determinante na resposta ionosférica à tempestade magnética. Da mesma forma, o IMF B_z e, portanto, o E_{yIEF} , mantiveram-se em níveis modestos, uma vez que o E_{yIEF} não chegou a atingir 10mV/m nesse período, sendo este um nível mínimo para causar modificações significativas no TEC durante as tempestades magnéticas, proposto por Mannucci et al. (2008).

(a)

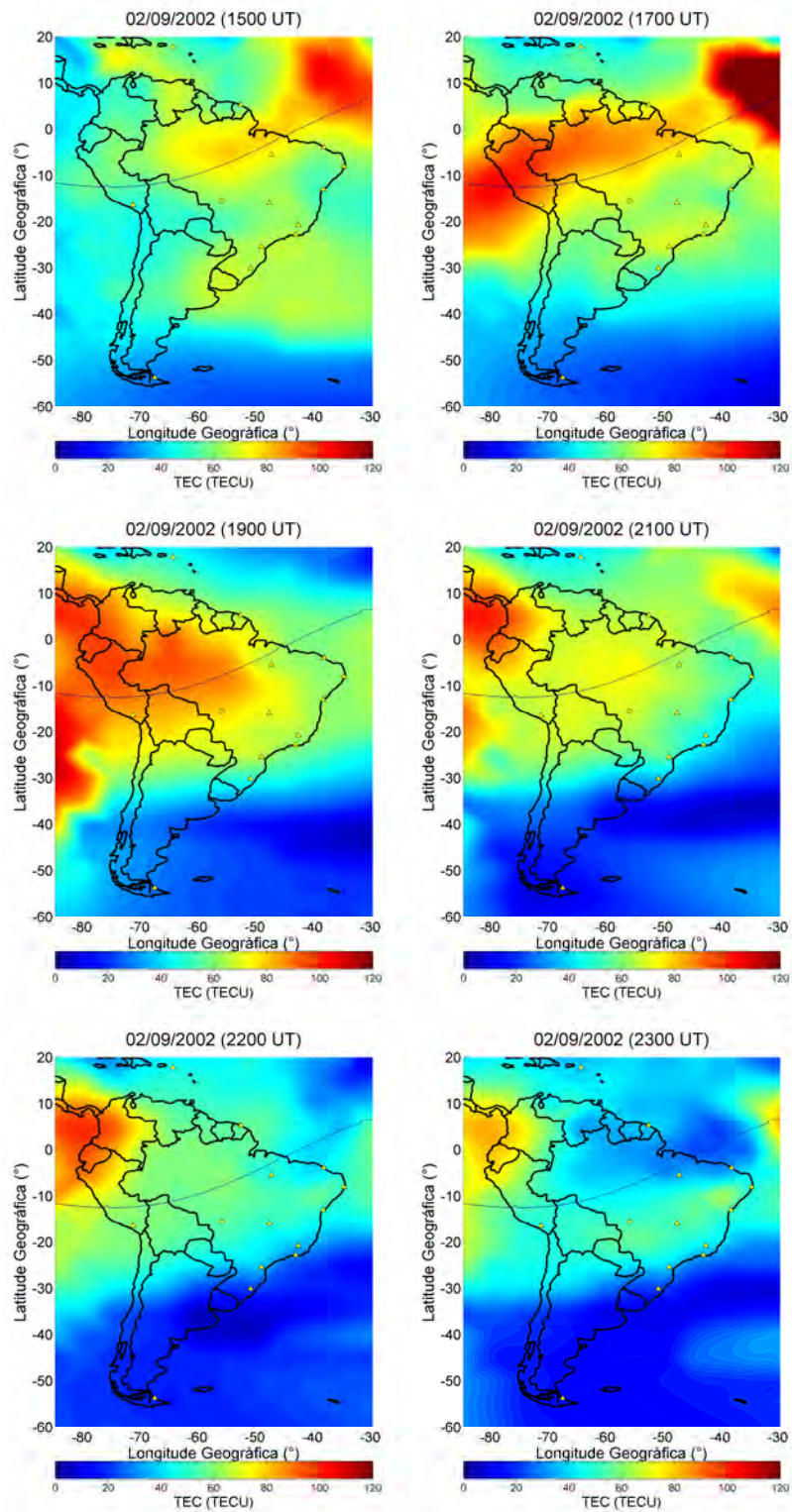


Figura 6.28. Mapas de TEC obtidos às 15:00, 17:00, 19:00, 21:00, 22:00 e 23:00UT para os dias (a) 02 de Setembro (referência calmo), (b) 03 de Setembro, (c) 04 de Setembro e (d) 05 de Setembro. (continua)

(b)

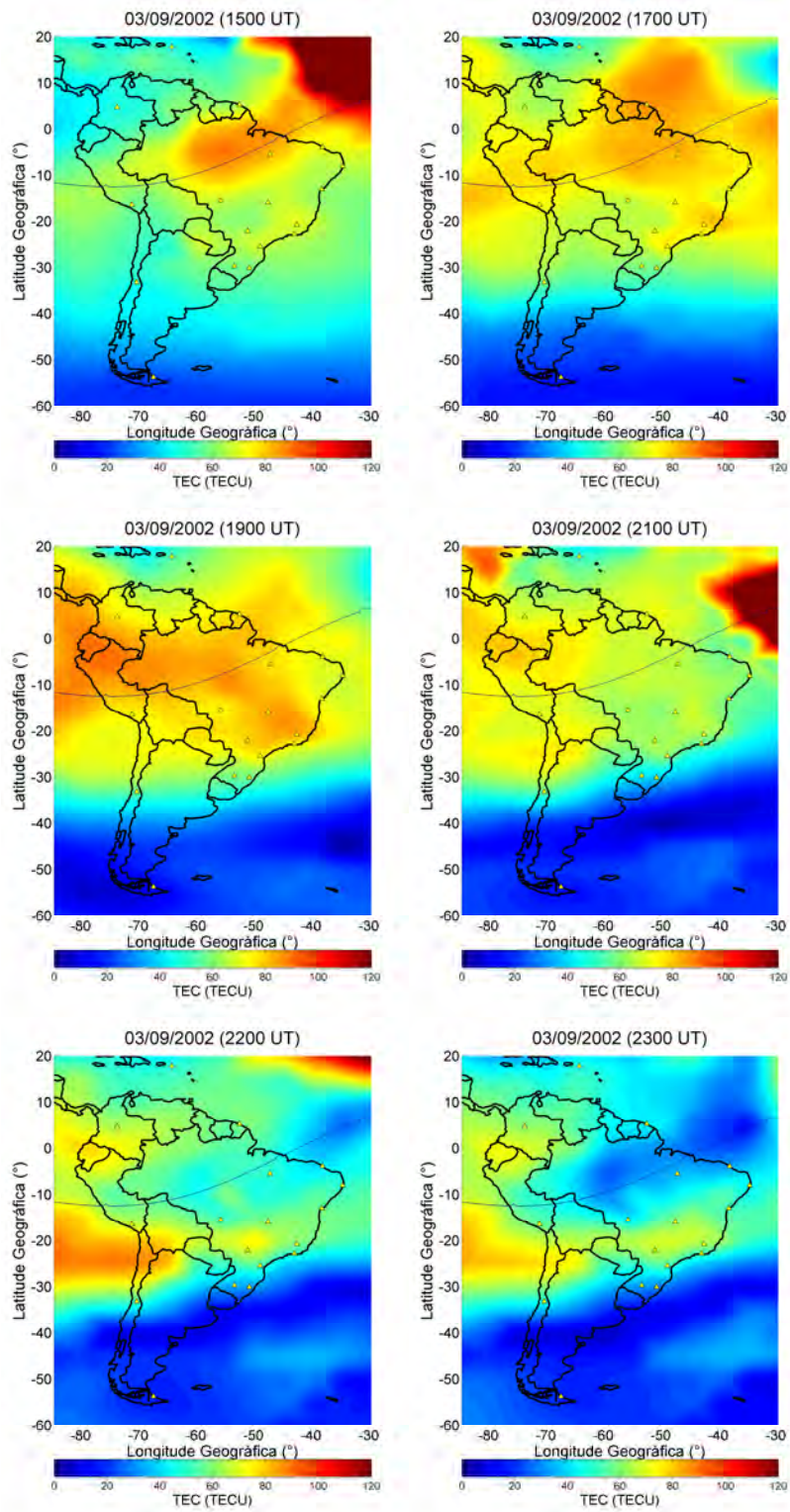


Figura 6.28. Continuação. (continua)

(c)

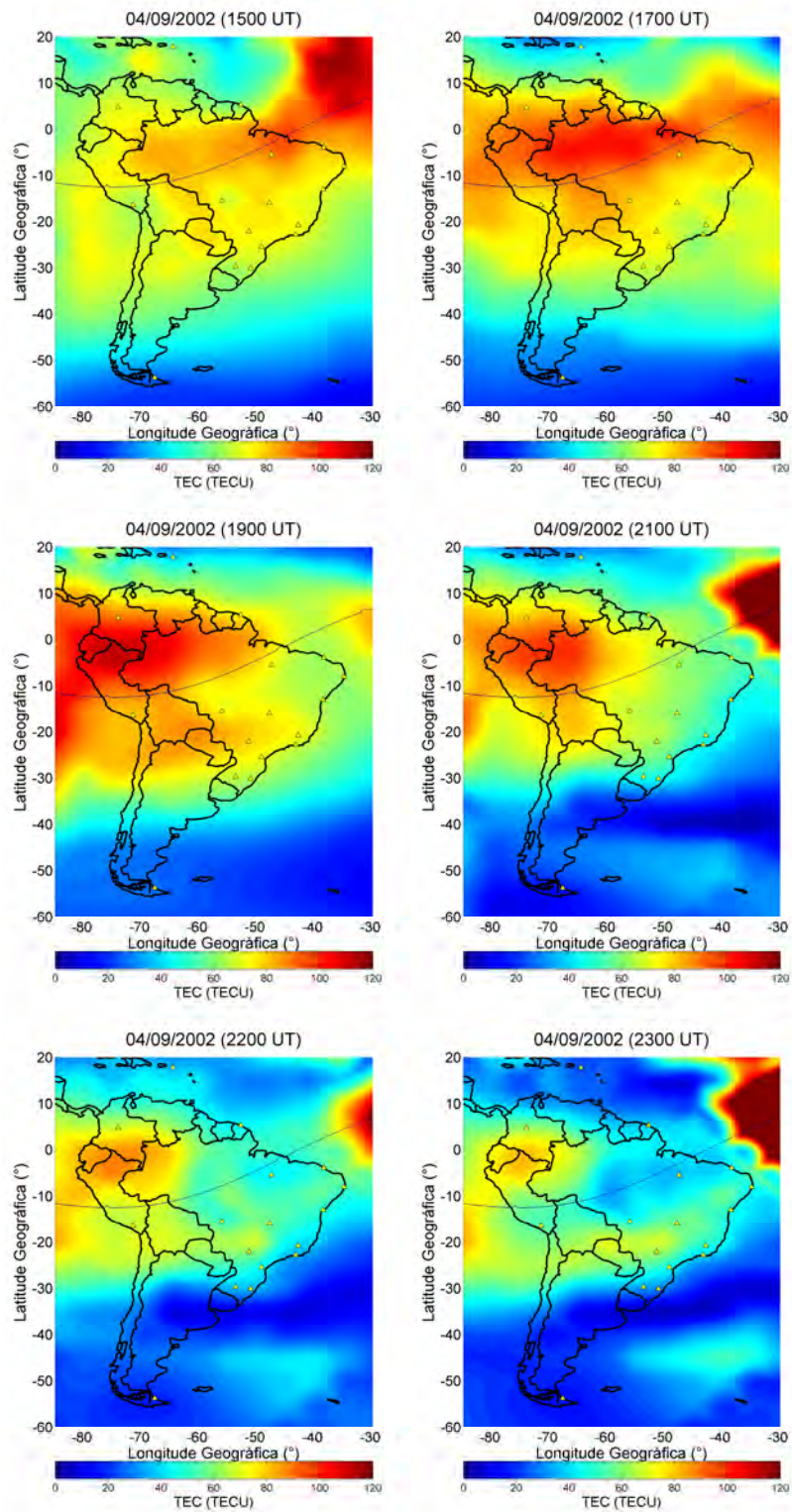


Figura 6.28. Continuação. (continua)

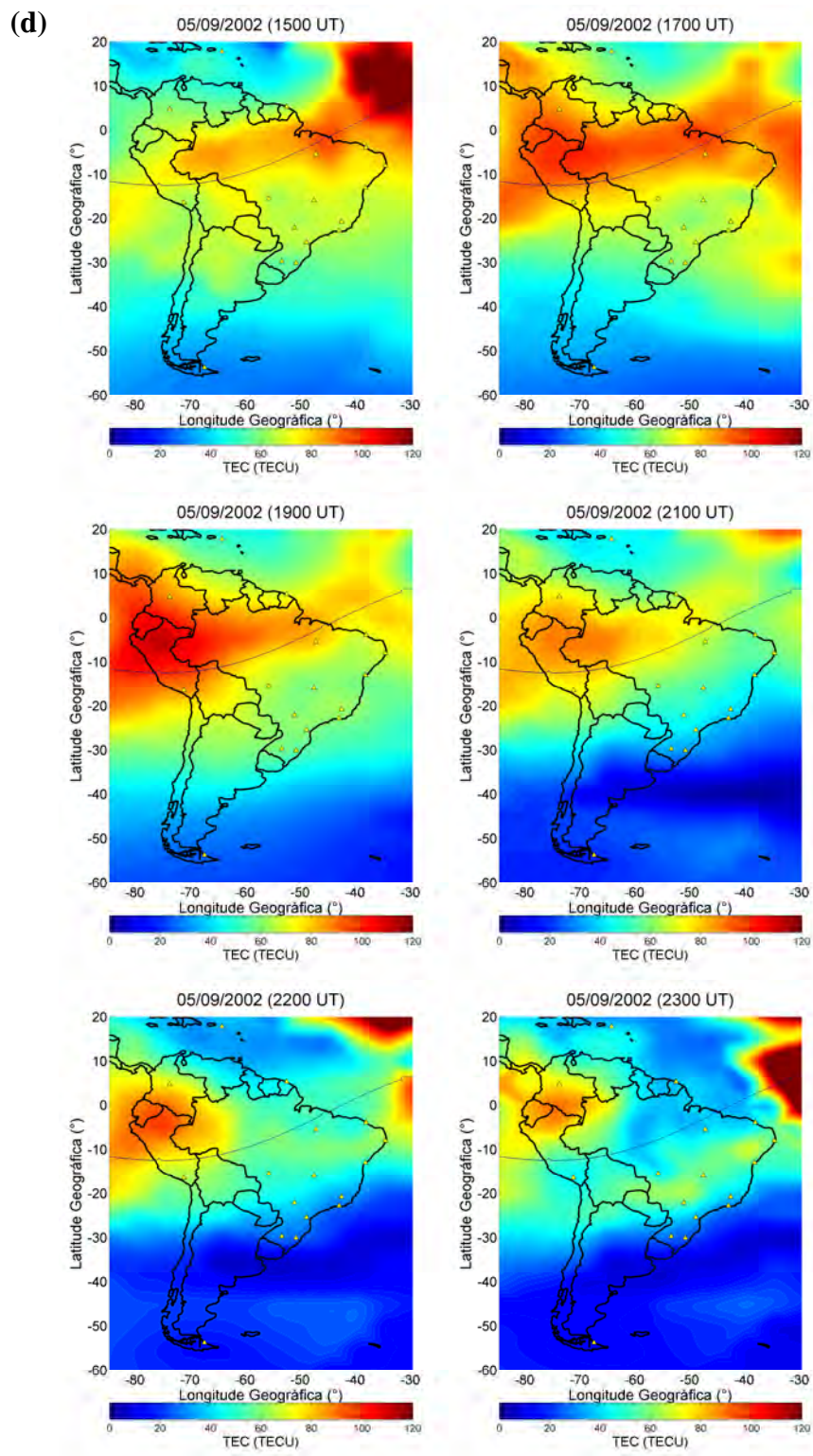


Figura 6.28. Conclusão.

6.3.2. Período de 06 a 10 de Setembro de 2002

Nesta segunda etapa da perturbação ocorrida em Setembro de 2002, a tempestade magnética foi caracterizada por um impacto intenso da estrutura solar na magnetosfera, configurado pelos parâmetros do vento solar apresentados na Figura 6.29. Um estudo sobre esse período perturbado pode ser encontrado em De Abreu et al. (2010). Pode-se observar que em torno das 17:00 UT do dia 07 de Setembro, a velocidade e a pressão dinâmica do vento solar apresentam um aumento quase instantâneo em suas magnitudes. Essas intensificações causam um incremento na atividade auroral, representada pelo índice AE, e a fase inicial da tempestade magnética, denotada pelo Sym-H. A fase principal da tempestade magnética ocorreu entre 16:42 e 23:57UT, e o índice Sym-H atingiu -168 nT nesse horário. Uma recuperação é observada no índice Sym-H em torno de 18:00 UT no dia 07 de Setembro, no entanto a recuperação não se sustentou e o Sym-H decaiu novamente. O índice K_p mostra que durante a fase principal da tempestade magnética, a atividade geomagnética foi intensa, com K_p = 8.

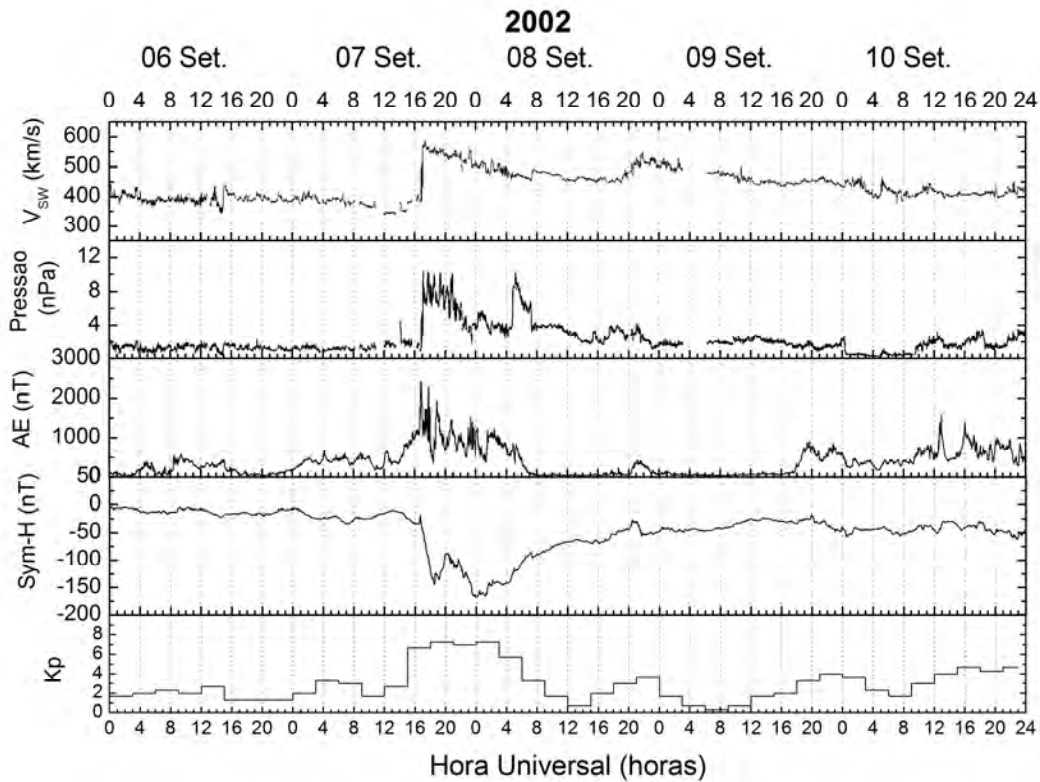


Figura 6.29. Velocidade do vento solar (V_{sw}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 07-08 de Setembro de 2002.

Na Figura 6.30 são apresentados o IMF B_z , o E_{yIEF} , o IEF E_{rec} e a deriva vertical ionosférica simulada a partir do ΔH_{JP} , juntamente à curva climatológica desta grandeza obtida do modelo de Scherliess e Fejer (1999). O E_{rec} mostra os momentos de injeção máxima de energia do vento solar para a magnetosfera. No dia 07 de Setembro, é observado um evento intenso de penetração do E_{yIEF} para o plano equatorial, denotado pela intensificação da deriva vertical observada no terceiro quadro da Figura 6.30, entre 17:00 e 18:00 UT, simultâneo a uma intensa incursão negativa do IMF B_z .

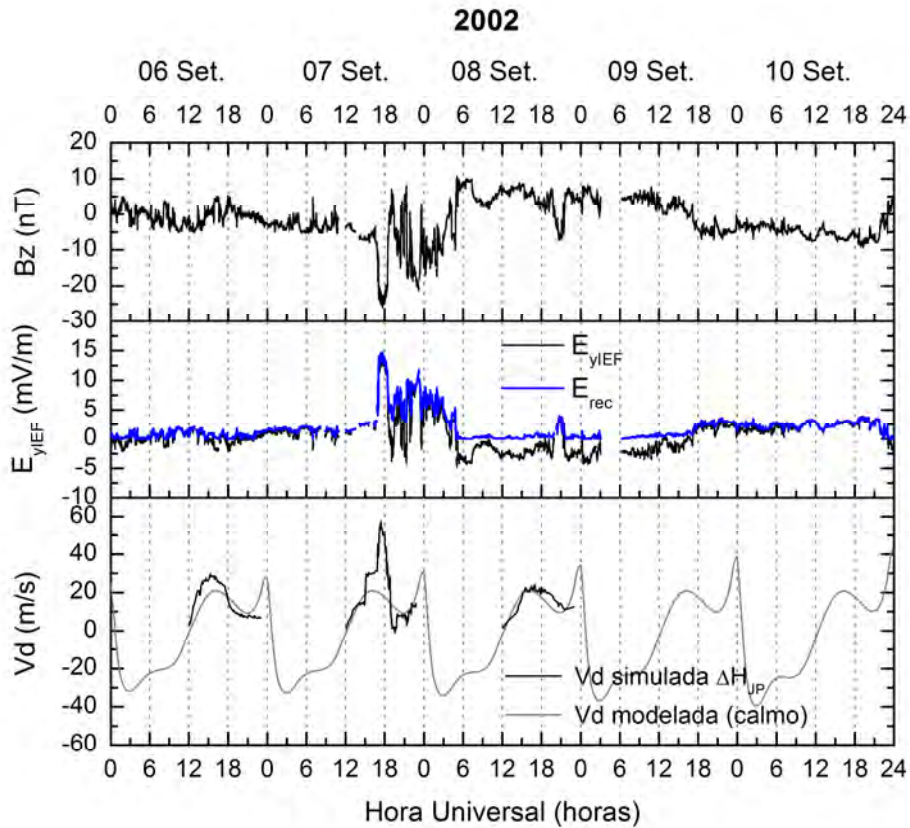


Figura 6.30. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados no período de 06 a 10 de Setembro de 2002.

Para melhor visualização, a Figura 6.31 mostra a relação entre o E_{yIEF} e o campo elétrico zonal, denominado E_{yIONO} neste trabalho, a fim de se verificar a penetração do campo elétrico interplanetário para o plano equatorial.

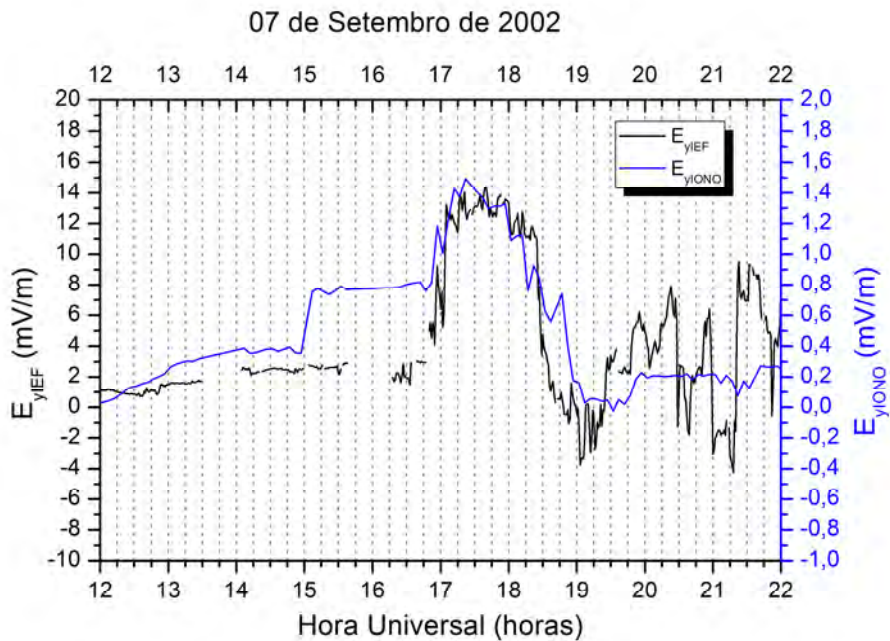


Figura 6.31. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 07 de Setembro de 2002.

A relação entre o campo elétrico zonal e o E_{yIEF} pode ser vista claramente na Figura 6.31. Entre 16:45 e 19:30 UT o campo elétrico zonal segue o E_{yIEF} , apresentando um comportamento muito semelhante ao campo interplanetário. Essa é uma demonstração clara da penetração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial, durante uma incursão para sul do IMF B_z (valores positivos do E_{yIEF} correspondem a incursões para sul do IMF B_z). Este evento de penetração teve duração maior que 1 hora, mas não apresentou características de longa duração, vistas nos eventos anteriores. A eficiência de penetração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial neste evento foi de $\sim 10\%$, como observado na Figura 6.31.

As derivas verticais dos dias 07 e 08 de Setembro obtidas no setor do Brasil e das Filipinas são apresentadas nas Figuras 6.32 (a) e (b), juntamente ao campo elétrico interplanetário. Pode-se perceber que a penetração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial, no dia 07 de Setembro (Figura 6.32 (a)), também é observada no setor Brasileiro, no mesmo horário ocorrido sobre o setor Peruano. Além disso, no dia 07 de Setembro o

degrau observado no campo elétrico zonal ocorrido em torno de 15:00 UT, mostrado anteriormente na Figura 6.31, também é observado nas derivas verticais ionosféricas sobre o Brasil, no mesmo horário. No dia 08 de Setembro, sobre São Luís as derivas apresentam valores menores que o padrão, o que é consistente com o mecanismo de dínamo perturbado. Em adição, no horário do entardecer em São Luís (após 21:00 UT), pode-se observar a ocorrência do pico pré-reversão. Sobre Jicamarca, as derivas verticais exibem comportamento próximo ao padrão calmo no dia 08 de Setembro, como visto anteriormente na Figura 6.30. Sobre o setor das Filipinas, na Figura 6.32 (b), as derivas exibem um comportamento típico de penetração de campos elétricos no lado diurno, com variações de rápidas e de curta duração.

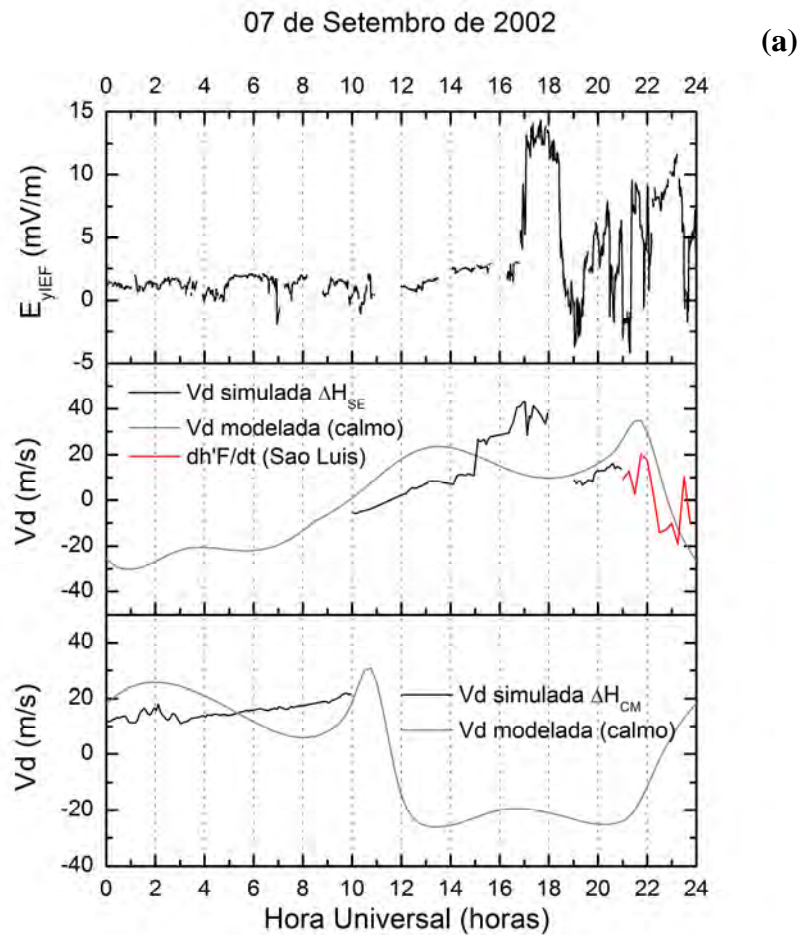


Figura 6.32. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia (a) 07 de Setembro e (b) 08 de Setembro de 2002. (continua)

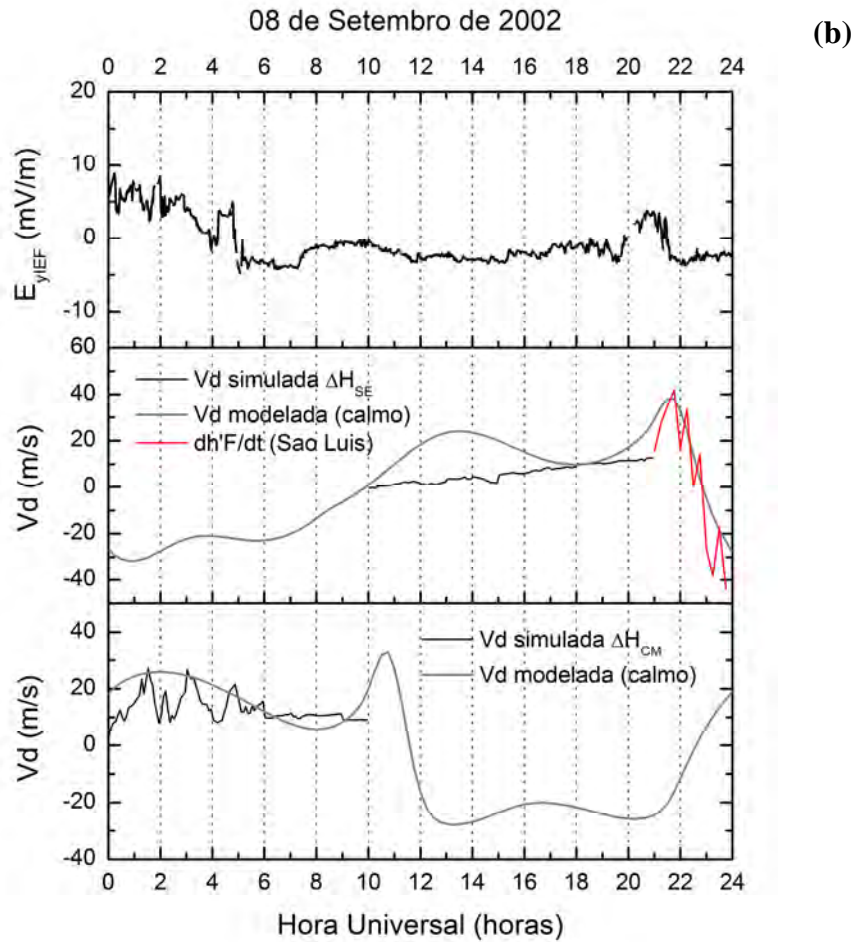


Figura 6.32. Conclusão.

Na Figura 6.33 são apresentados os parâmetros $hmF2$ e $foF2$ medidos em São Luís, no período de 06 a 10 de Setembro de 2002. No Brasil, o pico pré reversão ocorre geralmente entre 21:00 e 24:00 UT (18:00 e 21:00 LT). Porém, pode-se notar que no dia 07 de Setembro o pico pré-reversão não ocorreu, consistente com as derivas observadas nesse horário, na Figura 6.32 (a). Entre 21:00 e 24:00 UT em 07 de Setembro, o parâmetro $foF2$ apresenta queda menos acentuada quando comparado ao dia anterior, o que caracteriza uma inibição do efeito fonte, uma vez que a ionização medida sobre o equador geomagnético não foi drenada para as cristas da AIE, de acordo com o mecanismo do efeito fonte. A ausência do pico pré-reversão deve refletir principalmente no desenvolvimento da AIE nos horários após o pôr do Sol. O efeito da não ocorrência do pico pré-reversão será observado nos mapas de TEC, apresentados adiante.

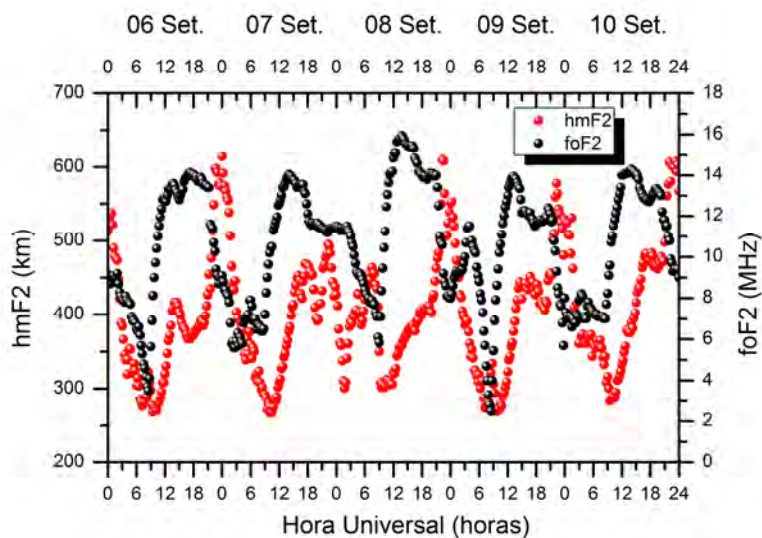


Figura 6.33. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 06 a 10 de Setembro de 2002 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético).

A seguir serão apresentados, na Figura 6.34, os mapas de TEC que mostram a resposta da ionosfera a essa tempestade magnética. Os mapas do dia 02 de Setembro são mostrados novamente como padrão de referência calmo, para fins de comparação. Os mapas são exibidos nos horários das 15:00, 17:00, 19:00, 21:00, 22:00 e 23:00 UT, para retratar a evolução ao longo do setor da tarde e entardecer, nos quais ocorrem as respostas mais significativas à tempestade magnética. Em São Luís, esses horários correspondem a 12:00, 14:00, 16:00, 18:00, 19:00 e 20:00 LT, respectivamente. Vale ressaltar aqui que não há respostas importantes reveladas pelos mapas de TEC durante a noite, mesmo durante as perturbações intensas, portanto a resposta ionosférica retratada pelo TEC recai sobre o lado diurno.

(a)

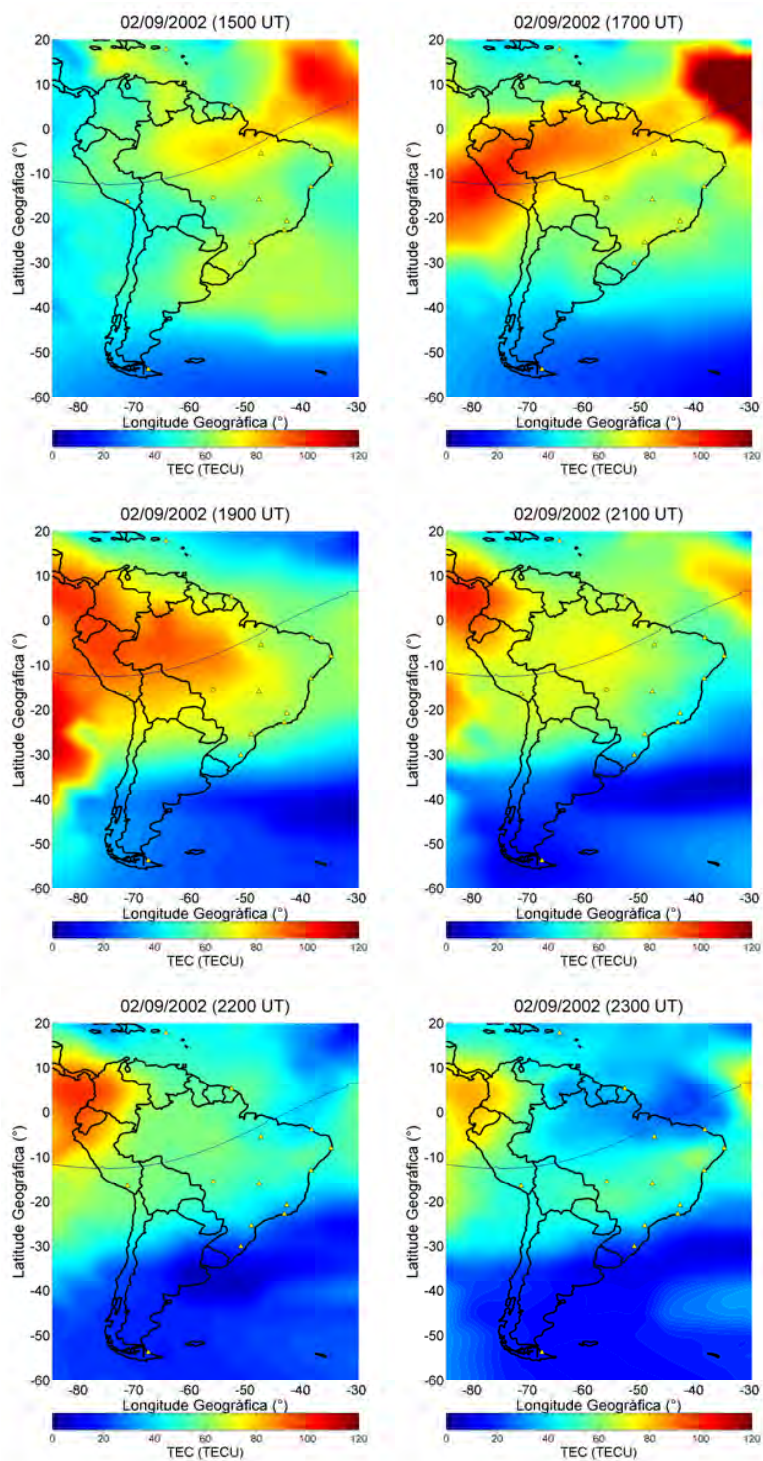


Figura 6.34. Mapas de TEC obtidos às 15:00, 17:00, 19:00, 21:00, 22:00 e 23:00UT para os dias (a) 02 de Setembro (padrão de referência calmo), (b) 07 de Setembro, (c) 08 de Setembro, (d) 09 de Setembro e (e) 10 de Setembro de 2002. (continua)

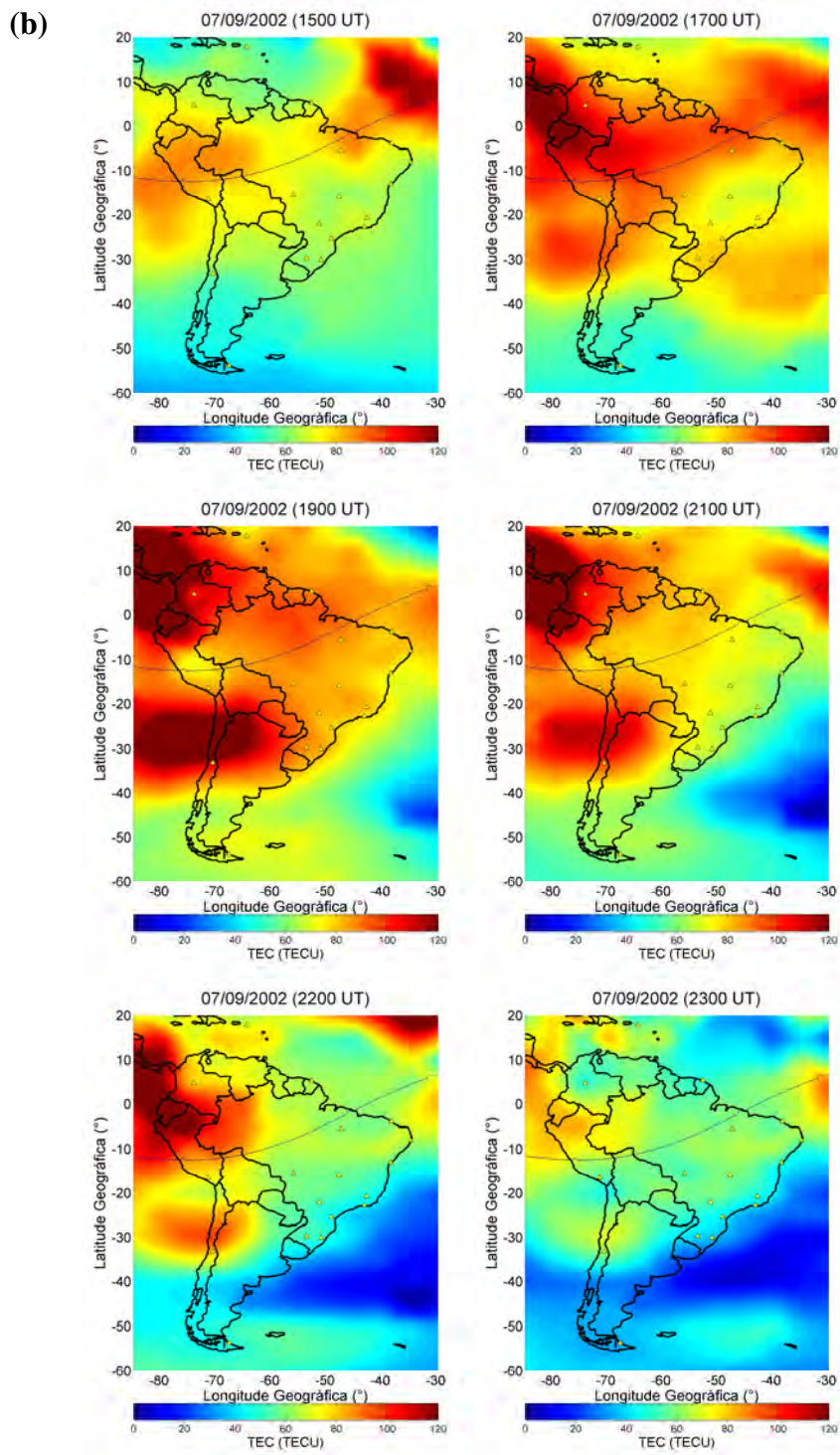


Figura 6.34. Continuação. (continua)

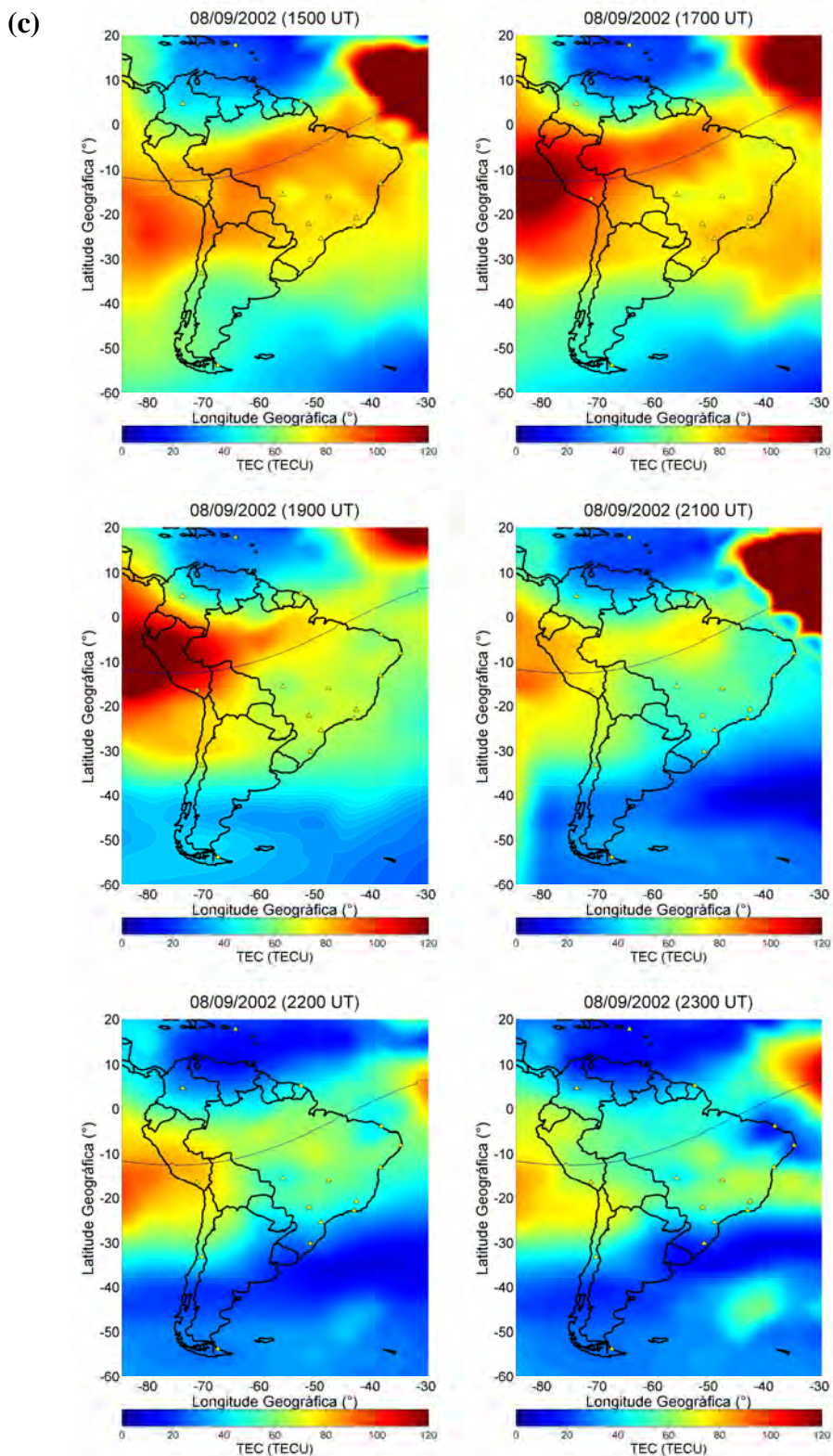


Figura 6.34. Continuação. (continua)

(d)

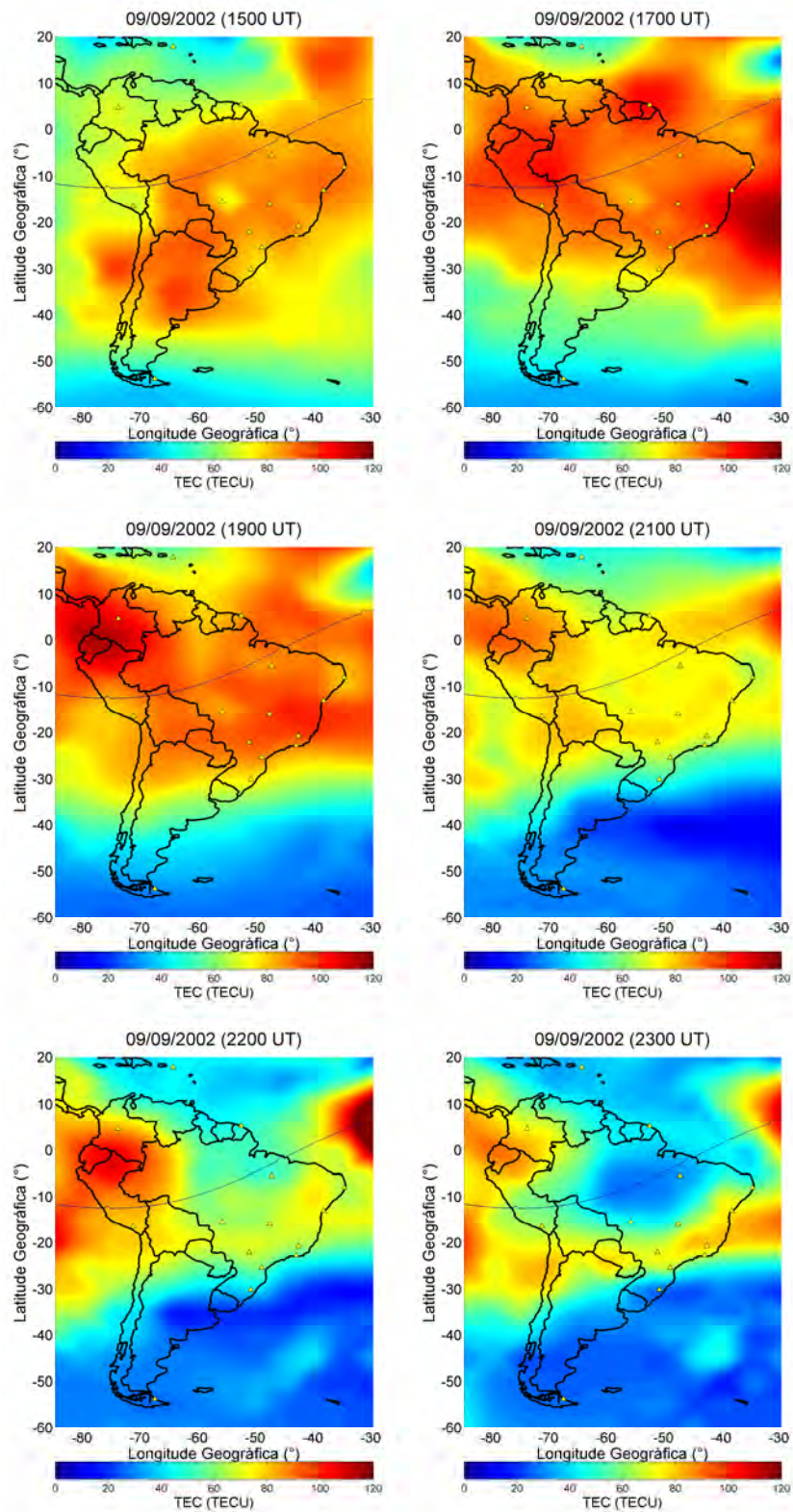


Figura 6.34. Continuação. (continua)

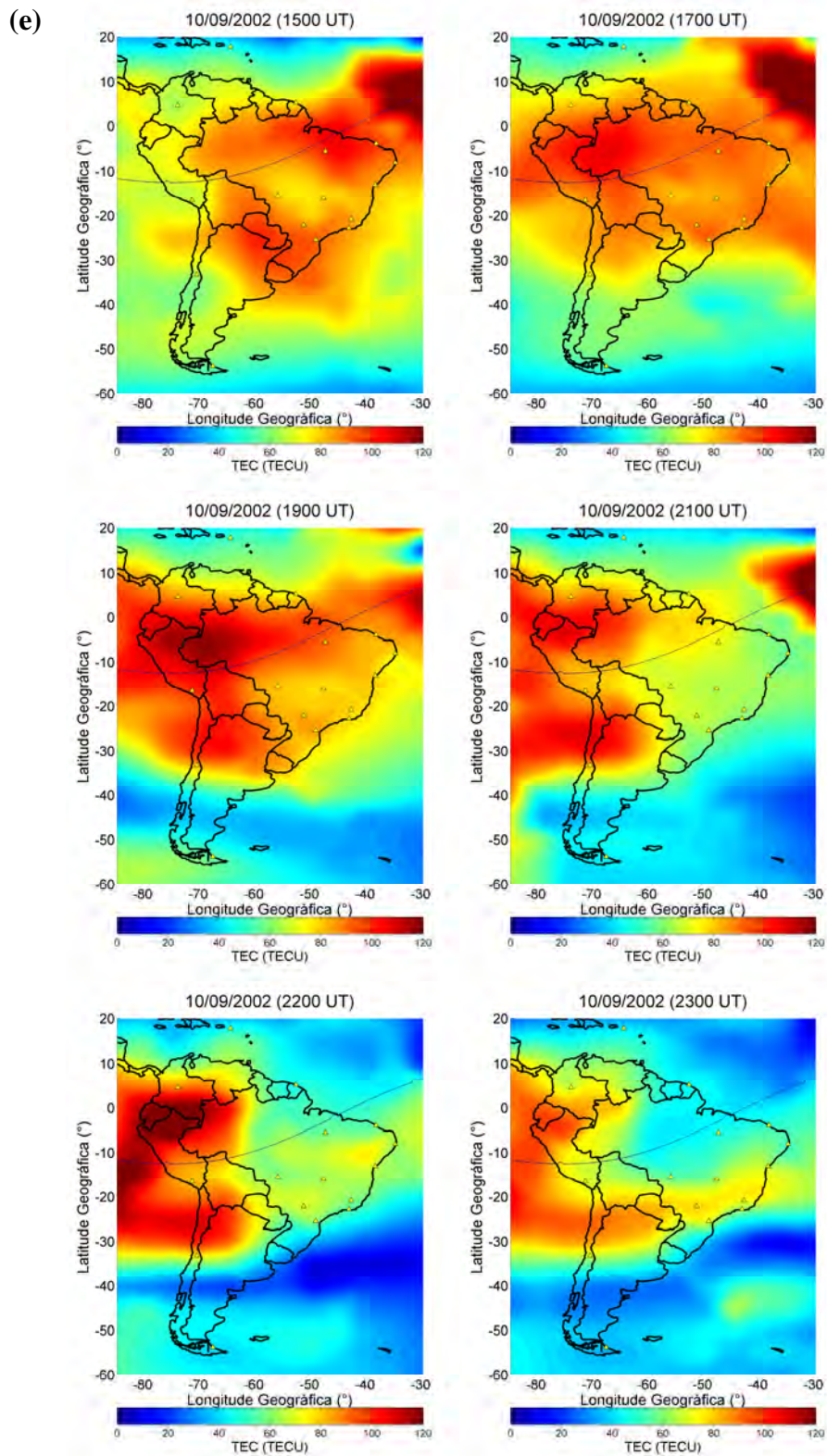


Figura 6.34. Conclusão.

Os mapas de TEC na Figura 6.34 demonstram uma resposta intensa da ionosfera à tempestade magnética. No dia 07 de Abril, Figura 6.34 (b), os aumentos de TEC observados em todos os horários caracterizam a fase positiva da tempestade ionosférica. Nessa tempestade, o TEC apresentou resposta imediata à perturbação geomagnética. Comparando-se os mapas do dia 07 com aqueles do dia 02 de Setembro, considerado o padrão calmo na Figura 6.34 (a), no período das 15:00 às 22:00 UT os aumentos no TEC são da ordem de 50 a 100%, em relação ao dia calmo. Os picos da anomalia equatorial são observados desenvolverem-se com intensidade característica de um efeito fonte intensificado, comum durante as primeiras horas da fase principal da tempestade. Além disso, a anomalia equatorial desenvolveu-se mais cedo em relação ao dia calmo. No dia 02 de Setembro, os picos da anomalia definem-se somente às 23:00 UT, enquanto no dia 07 de Setembro, as cristas formaram-se às 19:00 UT e permaneceram até as 22:00 UT, com altos níveis de ionização. Em contrapartida, no dia 07 de Setembro, às 23:00 UT a anomalia equatorial não é mais observada, apesar dos níveis de TEC manterem-se maiores do que no dia 02 de Setembro, porém observa-se um padrão de ionização distribuída sobre o equador e baixas latitudes. Essa supressão da anomalia equatorial às 23:00 UT em 07 de Abril provavelmente é devida à não ocorrência do pico pré-reversão no entardecer deste dia, observada nos dados de digissonda mostrados nas Figuras 6.32 e 6.33, portanto não houve manutenção da anomalia equatorial desenvolvida anteriormente.

Na Figura 6.34 (c), no dia 08 de Setembro, os mapas de TEC revelam níveis aumentados do TEC às 15:00 e 17:00 UT, em relação ao dia calmo. Às 19:00 UT a ionização tende a se concentrar mais sobre o a região do equador geomagnético, o que se confirma no mapa das 21:00 UT. Às 22:00 UT o mesmo padrão de confinamento sobre o equador é observado. Às 23:00 UT, um sutil desenvolvimento da anomalia equatorial é observado. Assim, no dia 08 de Setembro, como o pico pré-reversão ocorreu com níveis próximos ao período calmo, mostrado na Figura 6.32 (b), foi possível o desenvolvimento da AIE. Por tratar-se do período de recuperação da tempestade magnética, nessa fase já são esperadas modificações na termosfera neutra, assim como a ação de ventos neutros perturbados, ambos característicos da fase de

recuperação da tempestade magnética, por ocorrerem entre 1 e 2 dias após o seu início. Como já dito anteriormente, a ação desses agentes não eletrodinâmicos resulta em confinamento da ionização sobre o equador magnético, associado à diminuição da ionização na região de baixas para médias latitudes.

Na Figura 6.34 (d), durante o dia 09 de Setembro, o TEC apresenta-se com valores aumentados em relação ao dia calmo, porém com comportamento semelhante. A anomalia equatorial é identificada nas horas do entardecer, porém não é possível explicar os aumentos no TEC neste dia com base nos campos elétricos observados. Além disso, um efeito tardio das tempestades magnéticas é a diminuição do TEC na região de baixas a médias latitudes, denotando a fase negativa da tempestade ionosférica. Na Figura 6.34 (e) são apresentados os mapas de TEC obtidos para o dia 10 de Setembro, e o comportamento do TEC foi praticamente idêntico ao do dia 09 de Setembro, com valores aumentados ao longo do dia, e desenvolvimento da anomalia no entardecer. Os aumentos no TEC observados nos dias 09 e 10 de Setembro são da ordem de 90 a 100% em relação ao dia 02 de Setembro. As derivas verticais ionosféricas no dia 09 de Setembro (não mostradas aqui), sobre o Brasil e as Filipinas, praticamente retomaram os valores do período calmo. Não há disponibilidade de dados ΔH_{JP} para os dias 09 e 10 de Setembro. Em síntese, nos dias 09 e 10 de Setembro de 2002, após o término da fase de recuperação da tempestade magnética, o TEC apresentou aumentos que revelam um comportamento não usual. Ao se observar com mais cautela os parâmetros do vento solar, e os índices geomagnéticos para esses dois dias, fica evidente a ocorrência de um fenômeno que tem recebido atenção da comunidade científica nos últimos anos, denominado HILDCAA. HILDCAA refere-se a *High Intensity Long Duration Continuous AE Activity* (atividade AE contínua de longa duração e alta intensidade), e foi discutido pela primeira vez por Tsurutani e Gonzalez (1987). Diversos estudos acerca desse fenômeno têm sido publicados, como por exemplo Tsurutani et al. (2004), Sobral et al. (2006), Guarneri (2006), Koga et al. (2011). Os últimos dois trabalhos citados mostram as respostas em baixas latitudes desses eventos. Tsurutani e Gonzalez (1987) estabeleceram alguns critérios a fim de definir a ocorrência de um fenômeno HILDCAA, sendo eles: (1) picos observados no

índice AE da ordem de 1000 nT, (2) duração do fenômeno maior que dois dias e (3) os valores do índice AE não podem ser menores que 200 nT por mais de 2 horas no período considerado. Tsurutani et al. (2004) mostraram que a HILDCAA não está relacionada a subtempestades magnéticas, sendo um fenômeno de ocorrência independente. Mesmo assim, as subtempestades magnéticas não são consideradas neste trabalho. Além desses critérios, Tsurutani e Gonzalez (1987) ressaltam que os mecanismos responsáveis pela geração de fases principais em tempestades magnéticas devem ocorrer em separado aos mecanismos geradores da HILDCAA, pois não há fundamentação teórica que sustente fases de recuperação que durem dias ou semanas. Assim, um fenômeno HILDCAA não ocorrerá durante uma tempestade magnética, de acordo com esses critérios. Tsurutani et al. (2004) relata que respostas geomagnéticas dramáticas podem ocorrer após a fase de recuperação de tempestades magnéticas, sendo essas respostas caracterizadas por HILDCAA causada por feixes co-rotantes (*corotating streams* – estruturas de plasma emanadas pelo Sol). Além disso, no declínio do ciclo solar, estruturas solares denominadas CIRs (*Corotating Interaction Regions*), criadas pela interação do vento solar mais lento com as *corotating streams*, causam tempestades magnéticas de curta duração, de intensidade fraca a moderada. Essas tempestades mais fracas são seguidas por intervalos de HILDCAAs de longa duração (dias a semanas), em que são observados níveis aumentados da atividade na corrente de anel (Dst). O fenômeno HILDCAA refere-se a eventos magnetosféricos/ionosféricos que ocorrem durante o impacto contínuo de estruturas solares compostas por ondas de Alfvén (*Alfvén trains*), caracterizados por incursões subseqüentes do IMF B_z para sul, ocasionando reconexão intermitente entre o IMF e o campo geomagnético na magnetopausa, e consequente aumento na atividade auroral, denotado pelo incremento no índice AE. Se observarmos o índice AE, na Figura 6.29 novamente, é possível verificar que os critérios para ocorrência de HILDCAA são atendidos, nos dias 09 e 10 de Setembro. AE manteve-se em torno de 1000 nT, não diminuindo abaixo de 200 nT ao longo dos dois dias. Em adição, o Sym-H mostrou valores negativos constantes em torno de -50 nT. O índice Kp variou de 2 a 5 nesse período, denotando um aumento na atividade geomagnética, porém não apresentando níveis característicos de tempestades magnéticas. Além disso, uma análise atenta do IMF B_z , na Figura 6.30, no mesmo

período, mostra que esse parâmetro manteve-se em baixa magnitude (entre -10 e -5 nT), mas voltado para o sul na maior parte do tempo. Esses valores são consistentes com os observados por Tsurutani et al. (2004), Sobral et al. (2006) e Koga et al. (2011), nos estudos de HILDCAAs. Sobral et al. (2006) verificaram um aumento significativo do índice F10.7 durante os dias de ocorrência de HILDCAA. Além disso, reportaram perturbações nos parâmetros ionosféricos ($hmF2$ e $foF2$) nestes eventos, consistentes com campos elétricos e ventos neutros característicos de dínamo perturbado. Os resultados de TEC aumentados nos dias 09 e 10 de Setembro não são característicos de dínamo perturbado, e os parâmetros $hmF2$ e $foF2$ medidos nesses dias (Figura 6.33) não mostram variações significativas em relação ao dia calmo (Figura 6.27), exceto por uma elevação do pico da camada F verificado nos dias 09 e 10 de Setembro. O campo elétrico interplanetário manteve-se abaixo de 5mV/m, portanto não exibe magnitude suficiente para causar penetração de campos elétricos significativa (Figura 6.30), embora a penetração de campos elétricos provavelmente ocorra durante a HILDCAA, uma vez que processos de reconexão contínuos ocorrem na magnetopausa. Como já visto anteriormente, nas respostas do TEC observadas entre 02 e 05 de Setembro, apesar da penetração do E_{yIEF} ter ocorrido naquele período de tempestade magnética, sua baixa magnitude não causa modificações significativas no TEC. Dessa forma, o índice F10.7 está mostrado na Figura 6.35 a fim de elucidar um possível causa para os aumentos no TEC.

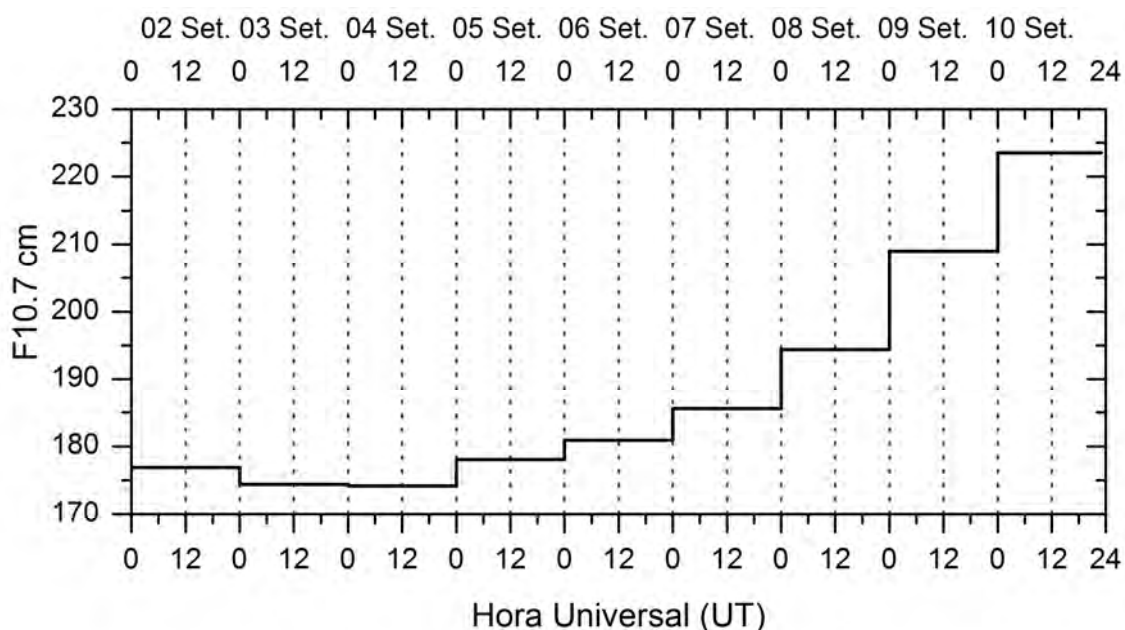


Figura 6.35. Fluxo Solar em 10,7 cm medido no período de 02 a 10 de Setembro de 2002.

O índice F10.7 revela um aumento significativo que iniciou-se em 08 de Setembro, quando a segunda tempestade magnética analisada nesse período ainda se encontrava na fase de recuperação. Em 09 e 10 de Setembro não havia mais indícios da dinâmica devido à tempestade magnética. A média do índice F10.7 entre 02 e 08 de Setembro foi de 178,1, sendo o valor máximo do período igual a 194,4. No período de 09 a 10 de Setembro, o valor médio do F10.7 foi de 216,2, sendo o valor máximo do período igual a 223,5. Com isso, pode-se observar um aumento significativo do F10.7 nos dias 09 e 10 de Setembro de 2002, em relação aos dias anteriores, mesmo com a ocorrência das tempestades magnéticas. Esse aumento causa maior ionização no lado diurno, responsável por causar aumentos significativos no TEC. Assim, durante a ocorrência da HILDCAA, o índice F10.7 sofreu um aumento significativo, consistentes com observações reportadas por Sobral et al. (2006), dessa forma espera-se aumentos significativos no TEC durante esses eventos. No entanto, o fenômeno HILDCAA não tem relação causal com o aumento do índice F10.7, sendo que este pode apresentar aumentos após *flares* de classe M (VERKHOGLYADOVA, 2007). Uma característica importante nos aumentos ocorridos durante 09 e 10 de Setembro é que a distribuição de ionização é semelhante à do dia calmo, mas com magnitudes maiores. Isso mostra que o

processo de aumento no TEC não foi governado por campos elétricos, uma vez que as cristas da anomalia formaram-se nas mesmas regiões do dia calmo, portanto o que se observa é somente um aumento generalizado da ionização na região de baixas latitudes. Os aumentos no TEC durante os dias 09 e 10 de Setembro foram mais importantes, ou seja, de maior magnitude, do que os ocorridos durante a primeira tempestade magnética analisada nesse período de 2002. Assim, se estabelece um período sem ocorrência de tempestades magnéticas, mas com aumentos no TEC mais significativos em comparação ao período perturbado de 03 a 04 de Setembro. Variações significativas no TEC ocorridas durante HILDCAAs, comparáveis às ocorridas durante a fase principal das tempestades geomagnéticas, são demonstradas neste trabalho de tese. Outro fator que pode ter contribuído para os aumentos no TEC em baixas latitudes, durante a HILDCAA, é o aquecimento auroral devido ao aumento da injeção energética magnetosférica, que ocasiona ventos perturbados direcionados ao equador, como reportado por Sobral et al. (2006), o que resulta em aumentos na ionização em baixas latitudes devido ao *downwelling* ocorrido na ionosfera, como já discutido anteriormente.

A resposta ionosférica foi investigada também na região das Filipinas, e os resultados de TEC obtidos são apresentados na Figura 6.36, para as mesmas estações receptoras já apresentadas nos resultados do Evento 2. Como se pode observar na Figura 6.36, no dia 04 de Setembro o TEC apresenta-se aumentado em ambas as estações, apresentando incrementos da ordem de 30%, o que é comparável aos aumentos observados na América do Sul no mesmo dia. Entre os dias 05 e 07 de Setembro, o TEC apresenta aumentos na estação de Kayt, mais próxima do equador magnético, e diminuição significativa sobre a estação Daej, localizada em 29° N magnético. Isso revela a ação de campos elétricos de dínamo perturbado em adição às modificações na composição neutra da termosfera e aos ventos neutros perturbados, responsáveis por causar uma resposta oposta à do efeito fonte, como já discutido anteriormente. Nas Filipinas, a tempestade ocorrida em 07 de Setembro não causou modificações significativas, uma vez que este setor encontrava-se no lado noturno durante a fase principal da tempestade. No dia 08 de Setembro, durante a fase de recuperação da tempestade magnética, são observados aumentos no TEC sobre Kayt, e simultânea diminuição sobre Daej, ou seja,

o mesmo padrão observado sobre a América do Sul durante a fase de recuperação da tempestade, de confinamento da ionização sobre o equador magnético. Nos dias 09 e 10 de Setembro, a estação Kayt revela aumentos no TEC da ordem de 30%. Aumentos menos significativos são observados sobre a estação Daej (29° N magnético). Assim, o mesmo padrão de aumentos no TEC sobre a região equatorial e de baixas latitudes é observado no setor das Filipinas, corroborando a ação da HILDCAA, cujo aumento no TEC foi provavelmente devido ao aumento no índice F10.7.

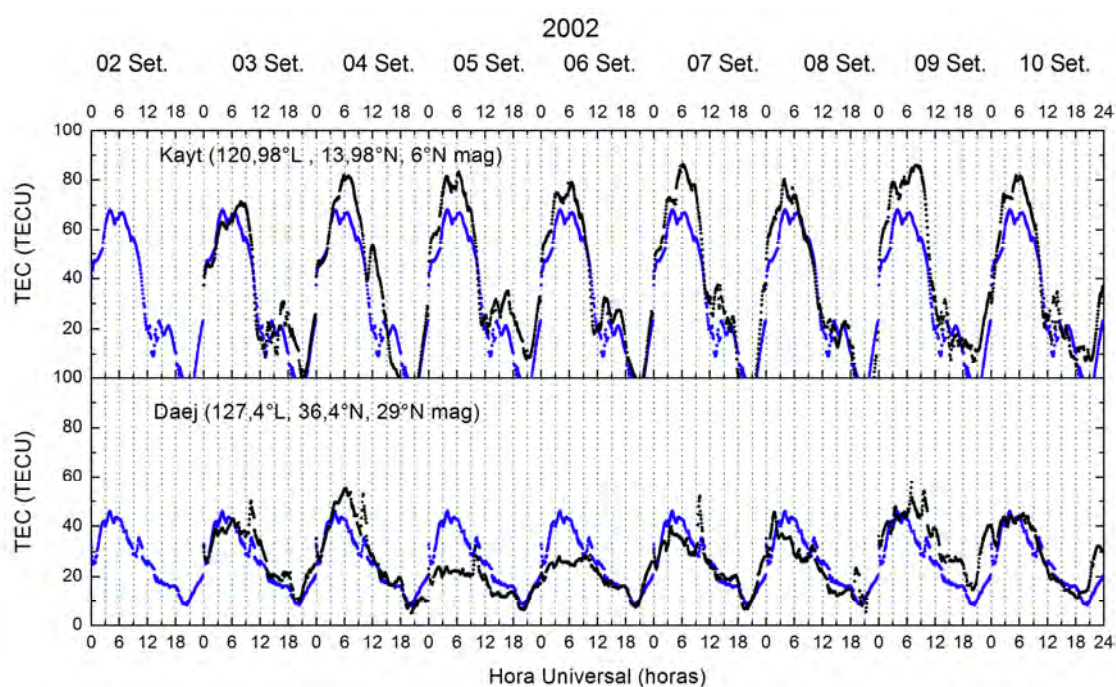


Figura 6.36. Conteúdo eletrônico total obtido na região das Filipinas, no período de 04 a 09 de Novembro de 2001. As estações receptoras de GPS utilizadas nos cálculos foram Kayt (topo) e Daej (embaixo).

6.4. Análise do Evento 4 (19 a 24 de Novembro de 2003)

A tempestade magnética ocorrida no dia 20 de Novembro de 2003 foi a mais intensa observada no Ciclo Solar 23. Revisões sobre essa tempestade magnética podem ser encontradas em Kane (2005) e Becker-Guedes et al. (2007). O início da tempestade deu-se às 08:05 UT, quando foi observado um aumento na velocidade do vento solar de 450 km/s para 850 km/s, um incremento na pressão dinâmica do vento solar de 2,5 para

15 nPa e o simultâneo aumento no índice AE para cerca de 2500 nT, denotando a atividade auroral intensificada. Esses parâmetros podem ser observados na Figura 6.37. No instante de início da tempestade magnética, o índice Sym-H apresentou um aumento de 40 nT. A fase inicial da tempestade magnética durou cerca de 5 minutos, dando início à fase principal, que durou até as 18:17 UT do dia 20 de Novembro. Nesse instante, o índice Sym-H atingiu -490 nT. A atividade geomagnética atingiu nível alto, com $K_p = 8^+$. A partir disso, teve início a fase de recuperação da tempestade, que perdurou até aproximadamente 12:00UT do dia 22 de Novembro. Um pequeno incremento nos parâmetros do vento solar, assim como na atividade geomagnética representada pelo índice K_p pode ser observado às 12:00 UT no dia 22 de Novembro, porém não se trata de uma tempestade magnética, e não pode ser classificado como um fenômeno HILDCAA, uma vez que o índice AE atinge valores menores que 200 nT por mais de duas horas, a partir de 22 de Novembro. Neste período, o dia 19 de Novembro será considerado o padrão de referência calmo.

O índice AE mostra uma pequena intensificação já às 03:00 UT no dia 20 de Novembro, antes do impacto da estrutura rápida do vento solar na magnetopausa. Essa pequena intensificação é devida a uma sutil incursão para sul no IMF B_z no mesmo horário, verificada na Figura 6.38. Isso reflete-se diretamente no índice AE uma vez que ocorre reconexão magnética na magnetopausa, favorecendo a injeção energética em altas latitudes.

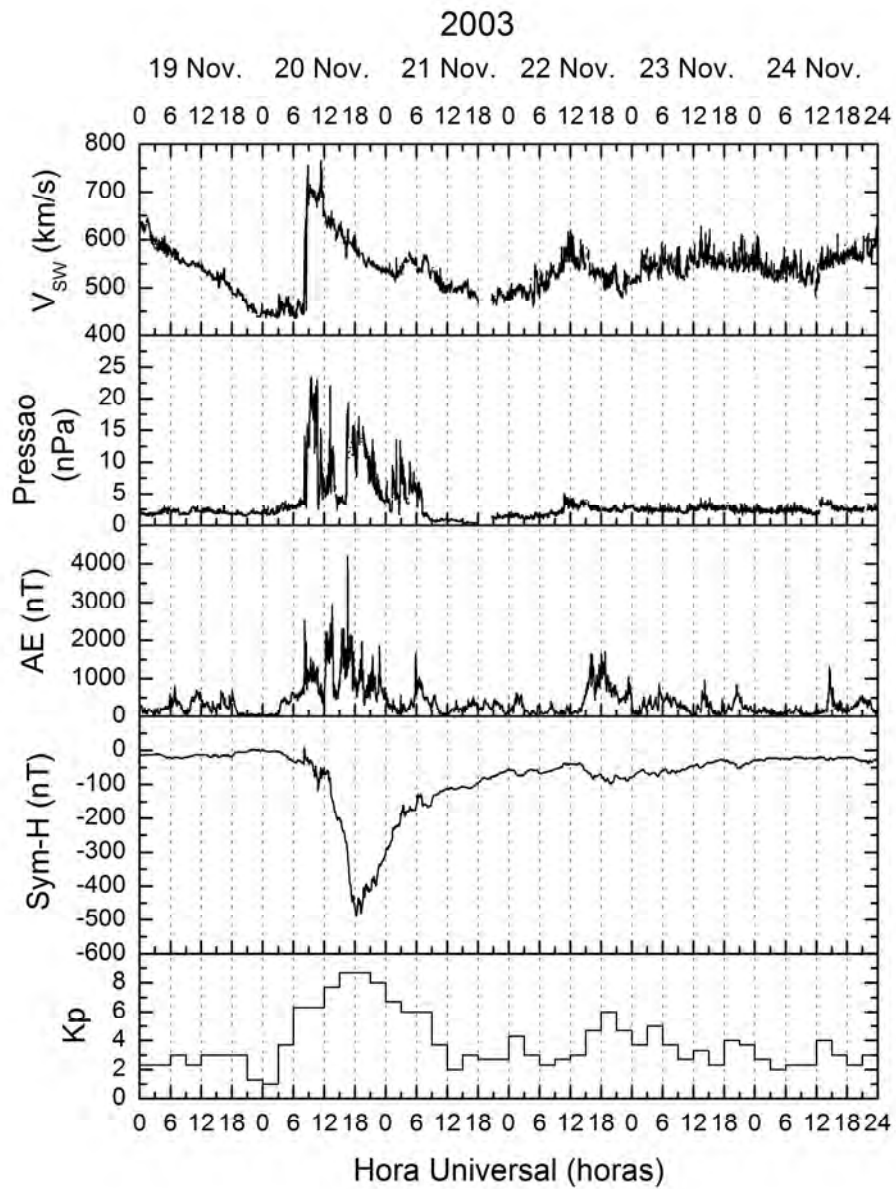


Figura 6.37. Velocidade do vento solar (V_{sw}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 19-24 de Novembro de 2003.

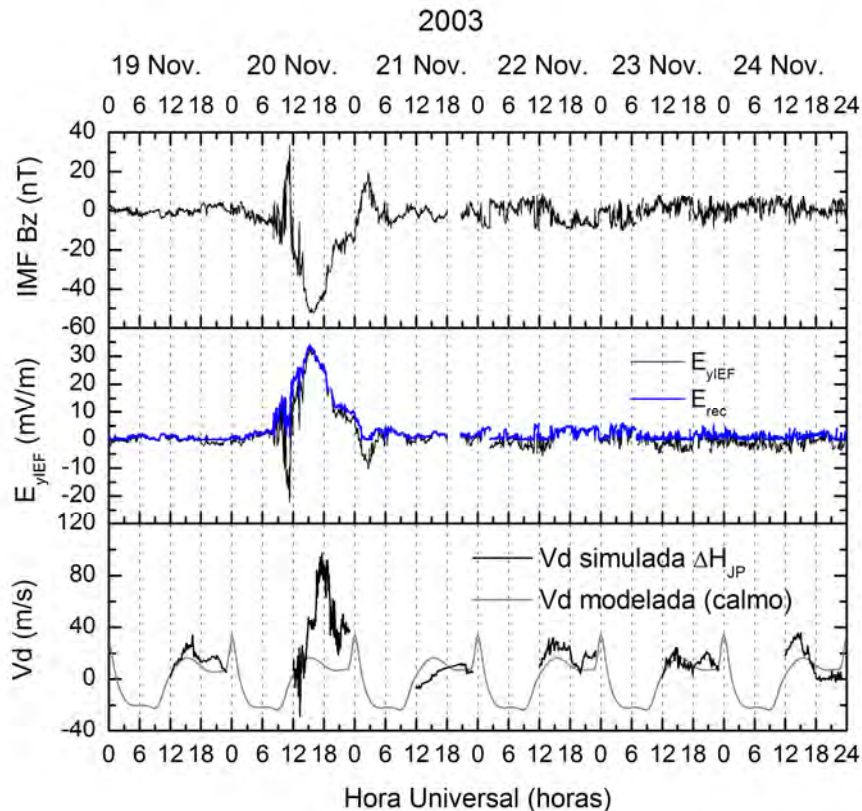


Figura 6.38. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados no período de 19 a 24 de Novembro de 2003.

Na Figura 6.38 são mostrados o IMF B_z , o E_{yIEF} juntamente ao E_{rec} e a deriva vertical simulada sobre Jicamarca, juntamente com a curva climatológica deste parâmetro obtida do modelo de Scherliess e Fejer (1999). O IEF E_{rec} mostra uma injeção de energia intensa na magnetosfera ocorrida no dia 20 de Novembro. Neste dia, uma incursão intensa para sul do IMF B_z pode ser verificada no primeiro quadro da Figura 6.38, com duração de aproximadamente 12 horas. Um intenso campo elétrico de penetração é observado no mesmo horário, baseado na deriva simulada sobre Jicamarca, a partir das 15:00 UT, aproximadamente. Em síntese, para os demais dias, as características da deriva simulada sobre Jicamarca para o período são: 1) Derivas diminuídas ao longo do dia 21 de Novembro, consistentes com o mecanismo de dínamo perturbado; 2) Variações rápidas na deriva no dia 22 de Novembro, consistentes com penetração de

campos elétricos; 3) Variações no dia 23 de Novembro, porém com comportamento semelhante ao do período calmo; 4) Valores aumentados no dia 24 de Novembro, provavelmente devido à passagem de uma perturbação solar, que refletiu em pequenos aumentos na velocidade do vento solar e nos índices AE e Kp, observados na Figura 6.37; essas variações nas derivas verticais observadas no dia 24 de Novembro refletirão nos resultados de TEC que serão mostrados adiante. Na Figura 6.39, é mostrado o $E_{y\text{IONO}}$ calculado a partir da deriva mostrada na Figura 6.38, juntamente ao $E_{y\text{IEF}}$, a fim de verificarmos a eficiência deste evento extremo de penetração do $E_{y\text{IEF}}$ para o plano equatorial.

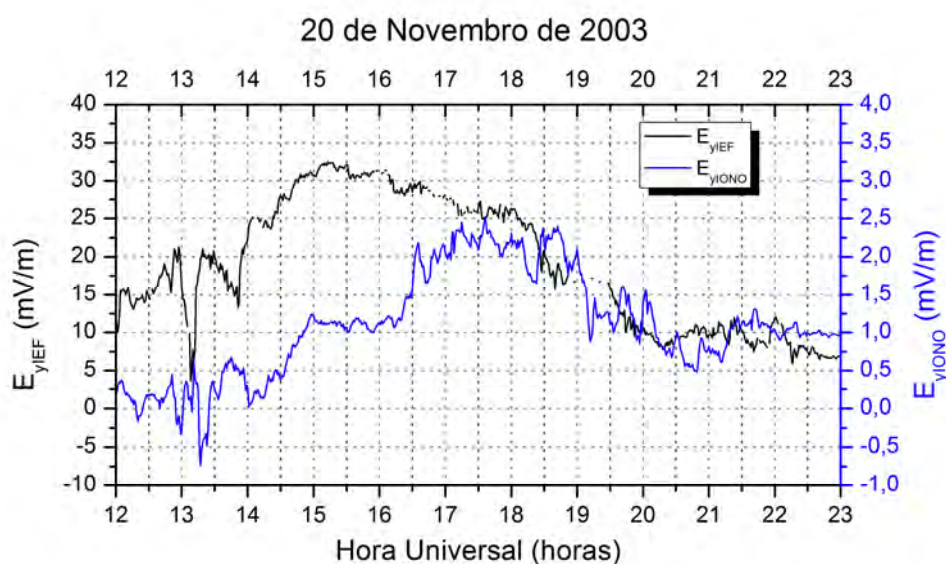


Figura 6.39. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 20 de Novembro de 2003.

Na Figura 6.39, pode-se observar que o $E_{y\text{IONO}}$ sobre Jicamarca apresenta comportamento semelhante ao $E_{y\text{IEF}}$ ao longo do dia 20 de Novembro. No entanto, ao longo do dia a eficiência de penetração do $E_{y\text{IEF}}$ para o plano equatorial variou de 3 a 10%. A curva da Figura 6.39 evidencia que até as 17:30 UT a penetração do $E_{y\text{IEF}}$ foi menos efetiva, apesar deste parâmetro ter atingido níveis altos, em torno de 30mV/m. Além disso, no início do evento de penetração, até as 14:00 UT, é observado um atraso

de cerca de 5 minutos nas variações do $E_{y\text{IONO}}$ em relação ao $E_{y\text{IEF}}$. Mannucci et al. (2008) reportaram um atraso anômalo na eletrodinâmica ionosférica em relação às forçantes do vento solar, ocorrida nesta tempestade de 20 de Novembro de 2003. O atraso verificado por Mannucci et al. (2008) foi de aproximadamente 6 horas, após o início da tempestade magnética, em que somente a partir desse intervalo o $E_{y\text{IEF}}$ foi capaz de penetrar na ionosfera de baixas latitudes, de forma contrastante às tempestades estudadas até aqui, em que a penetração do $E_{y\text{IEF}}$ é quase imediata. Não foi apresentada por aqueles autores uma explicação para esse atraso observado, dessa forma eles caracterizaram a tempestade de 20 de Novembro de 2003 como um evento anômalo cujas respostas mostram que outros fatores além das forçantes do vento solar estiveram envolvidos neste evento de penetração de campos elétricos.

Na Figura 6.40 (a) é mostrado o $E_{y\text{IEF}}$ e as derivas simuladas sobre o Brasil e sobre as Filipinas no dia 20 de Novembro. São mostradas também as curvas climatológicas modeladas da deriva vertical ionosférica para essas duas localidades.

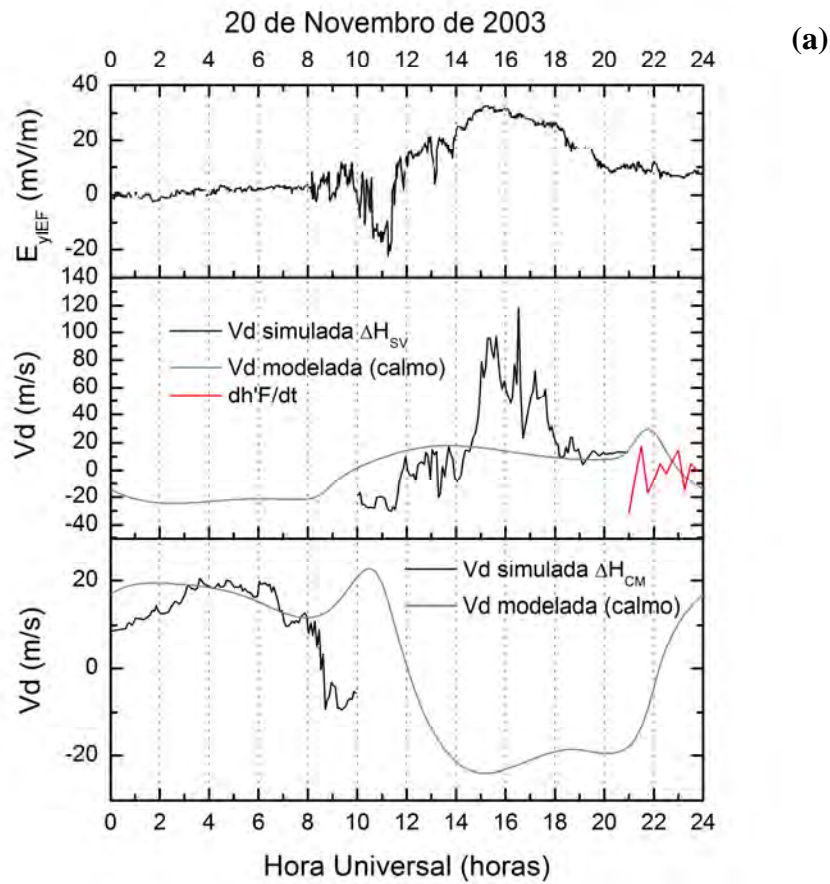


Figura 6.40. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (topo), deriva vertical ionosférica simulada para o setor do Brasil (centro) e das Filipinas (embaixo), observados no dia (a) 20 de Novembro, (b) 21 de Novembro e (c) 22 de Novembro de 2003. (continua)

21 de Novembro de 2003

(b)

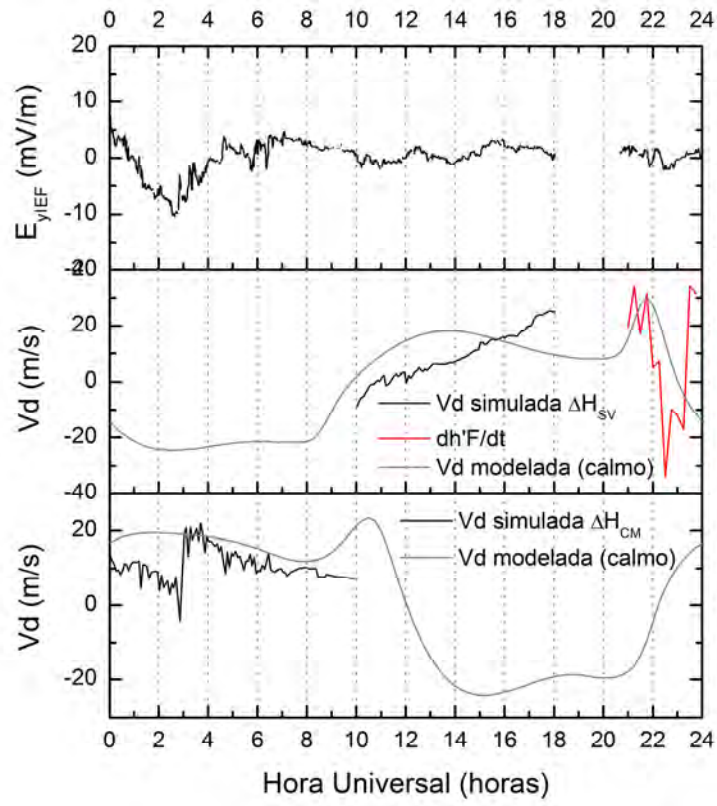


Figura 6.40. Continuação. (continua)

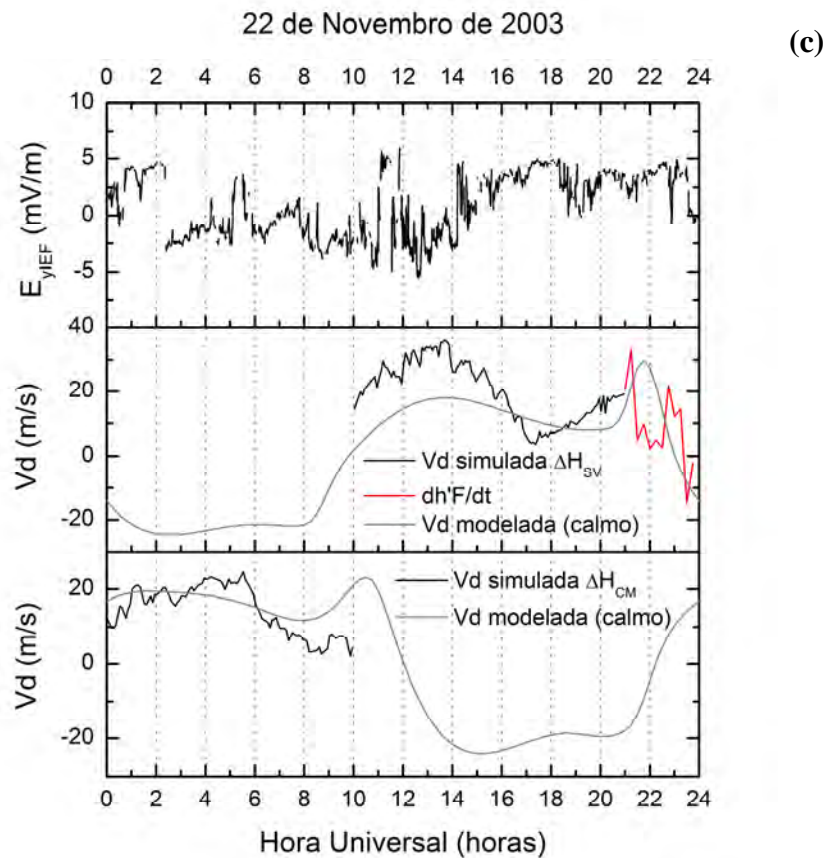


Figura 6.40. Conclusão.

O pico pré-reversão mostrado nas curvas da deriva vertical sobre o Brasil, na Figura 6.40, foi calculado a partir do $dh'F/dt$ medido em São Luís. Como se pode perceber na Figura 6.40 (a), ao longo do dia 20 de Novembro a deriva sobre o Brasil apresenta variações intensas e rápidas, compatíveis com a dinâmica dos campos elétricos de penetração. Além disso, a intensificação na deriva observada entre 14:30 e 18:00 UT obedecem à penetração do E_{yIEF} para o plano equatorial, confirmando a intensificação na deriva observada sobre Jicamarca no mesmo horário, mostrada na Figura 6.38. Na Figura 6.40 (b) são mostrados os mesmos parâmetros para o dia 21 de Novembro, mostrando um evento de penetração do E_{yIEF} no setor das Filipinas, às 03:00UT. Este evento de penetração pode ser explicado pelo mecanismo de *overshielding* (KELLEY et al., 1979), uma vez que a deriva sobre as Filipinas não apresentam modulação semelhante ao E_{yIEF} , a não ser pelo pico negativo observado em torno das 03:00 UT.

Após as 03:00 UT, na Figura 6.40(b), pode-se supor a ocorrência de um evento de *undershielding*, pois a deriva vertical ionosférica sobre as Filipinas apresentam um aumento associado a uma diminuição da componente B_z do campo magnético interplanetário, no mesmo horário. No setor do Brasil, ao longo do dia 21 de Novembro, as derivas apresentaram padrão predominante de dínamo perturbado, com valores abaixo da média climatológica na maior parte do dia. Por fim, na Figura 6.40 (c), as derivas verticais ionosféricas do dia 22 de Novembro apresentam variações que podem estar relacionadas às variações observadas no E_{yIEF} , assim como as derivas sobre Jicamarca. Um detalhe a ser observado é o aumento da velocidade e da pressão do vento solar, do índice AE e do Kp no dia 22 de Novembro, o que pode explicar o aumento nas derivas observadas nesse dia. Para confirmar a hipótese de penetração de campos elétricos ocorrida no dia 22 de Novembro, na Figura 6.41 são mostrados o E_{yIEF} e o E_{yIONO} calculado sobre Jicamarca a partir do ΔH_{JP} , no dia 22 de Novembro, a fim de verificar se houve ocorrência de penetração de campos elétricos neste dia. Como observado, o E_{yIONO} apresenta semelhanças com o E_{yIEF} entre 13:30 e 18:30 UT, com aumentos e diminuições ocorridas quase simultaneamente ao E_{yIEF} .

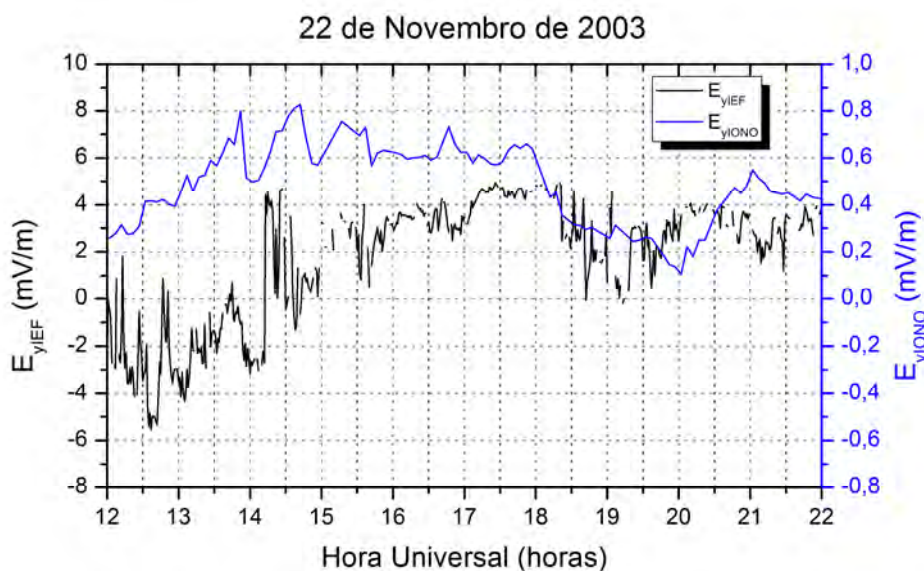


Figura 6.41. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir do ΔH_{JP} , no dia 22 de Novembro de 2003.

Na Figura 6.42 são apresentados os parâmetros ionosféricos $hmF2$ e $foF2$ medidos em São Luís, no período de 19 a 23 de Novembro de 2003.

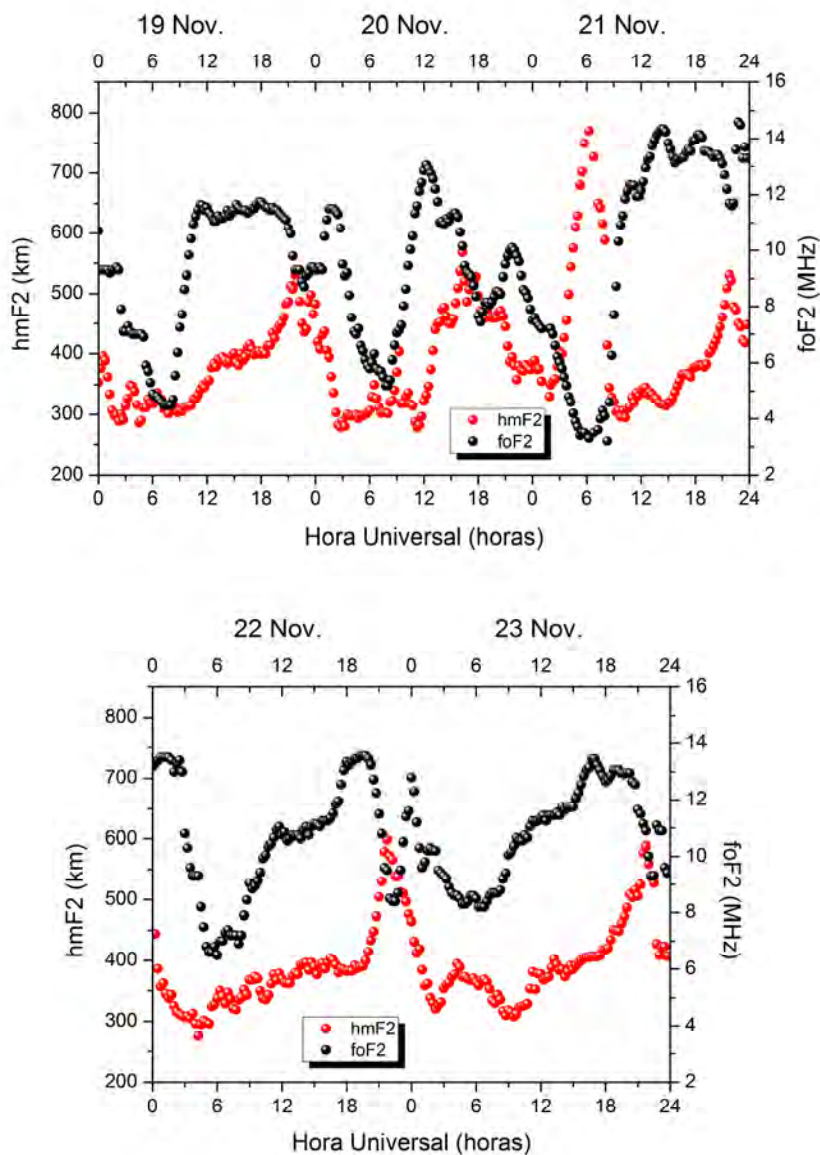


Figura 6.42. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 19 a 23 de Novembro de 2003 por uma digisonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético).

No dia 20 de Novembro são observadas variações extremas na $foF2$ em relação ao dia 19 de Novembro, considerado o padrão de referência calmo neste período. No dia 20 de

Novembro, não é observada na $hmF2$ uma subida significativa da camada F que seja consistente com o evento extremo de penetração ocorrido neste dia. Apesar disso, observa-se no dia 21 de Novembro, em torno das 06:00 UT, uma elevação da camada F para aproximadamente 800 km, revelada pela altura $hmF2$. Associada a essa subida, pode-se observar uma diminuição significativa na $foF2$, o que revela indícios de desenvolvimento da anomalia equatorial, com subida do plasma seguido de diminuição da ionização sobre o equador geomagnético. Após essa subida extrema do plasma a altura $hmF2$ permaneceu ao longo do dia abaixo do observado no dia 19 de Novembro, revelando ação de campos elétricos de dínamo perturbado. Nos dias 22 e 23 de Novembro, as grandezas $hmF2$ e $foF2$ revelam níveis próximos aos do dia 19 de Novembro.

Na Figura 6.43 serão mostrados os mapas de TEC observados no período de 19 a 24 de Novembro de 2003.

(a)

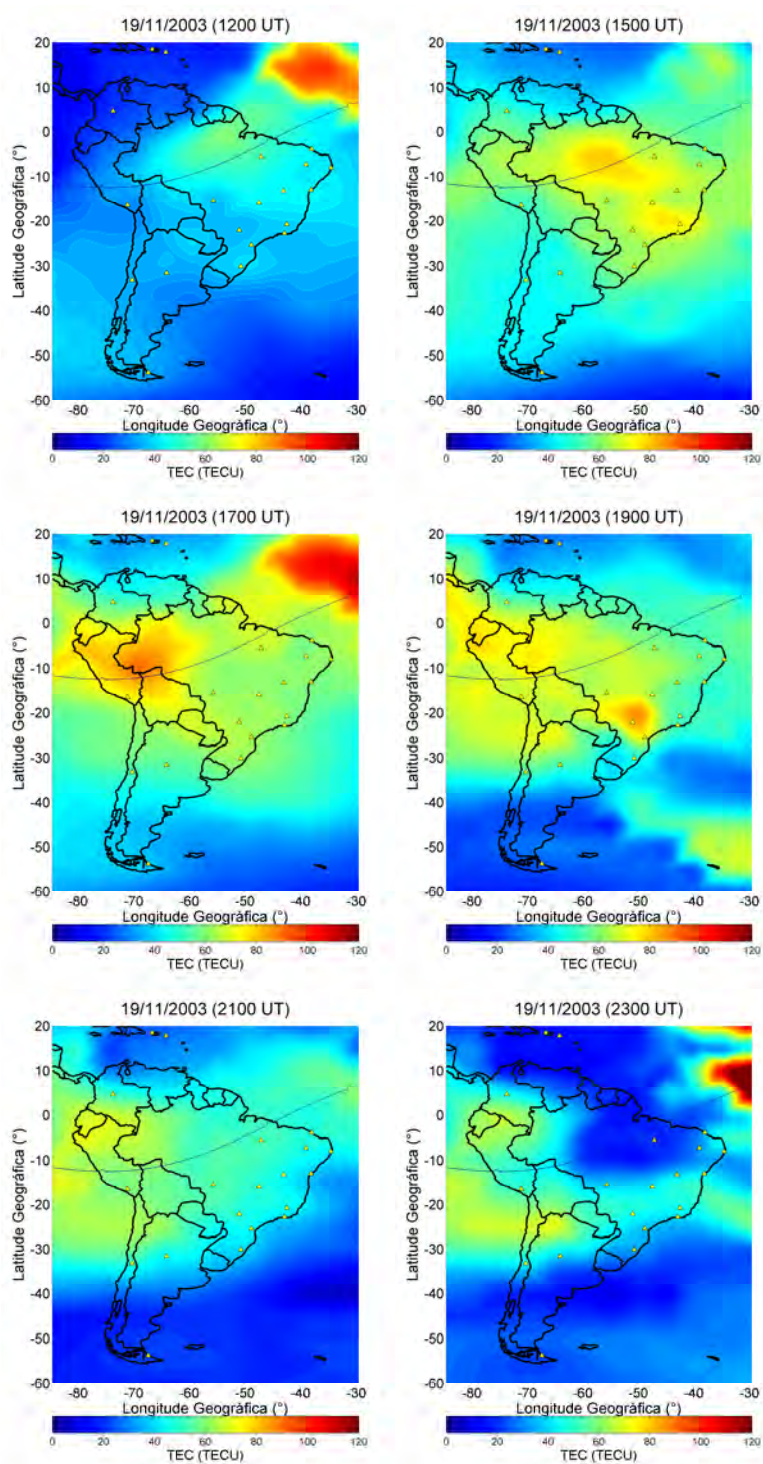


Figura 6.43. Mapas de TEC obtidos às 12:00, 15:00, 17:00, 19:00, 21:00 e 23:00UT para os dias (a) 19 de Novembro (padrão de referência calmo), (b) 20 de Novembro, (c) 21 de Novembro, (d) 22 de Novembro, (e) 23 de Novembro de 2002 e (f) 24 de Novembro. (continua)

(b)

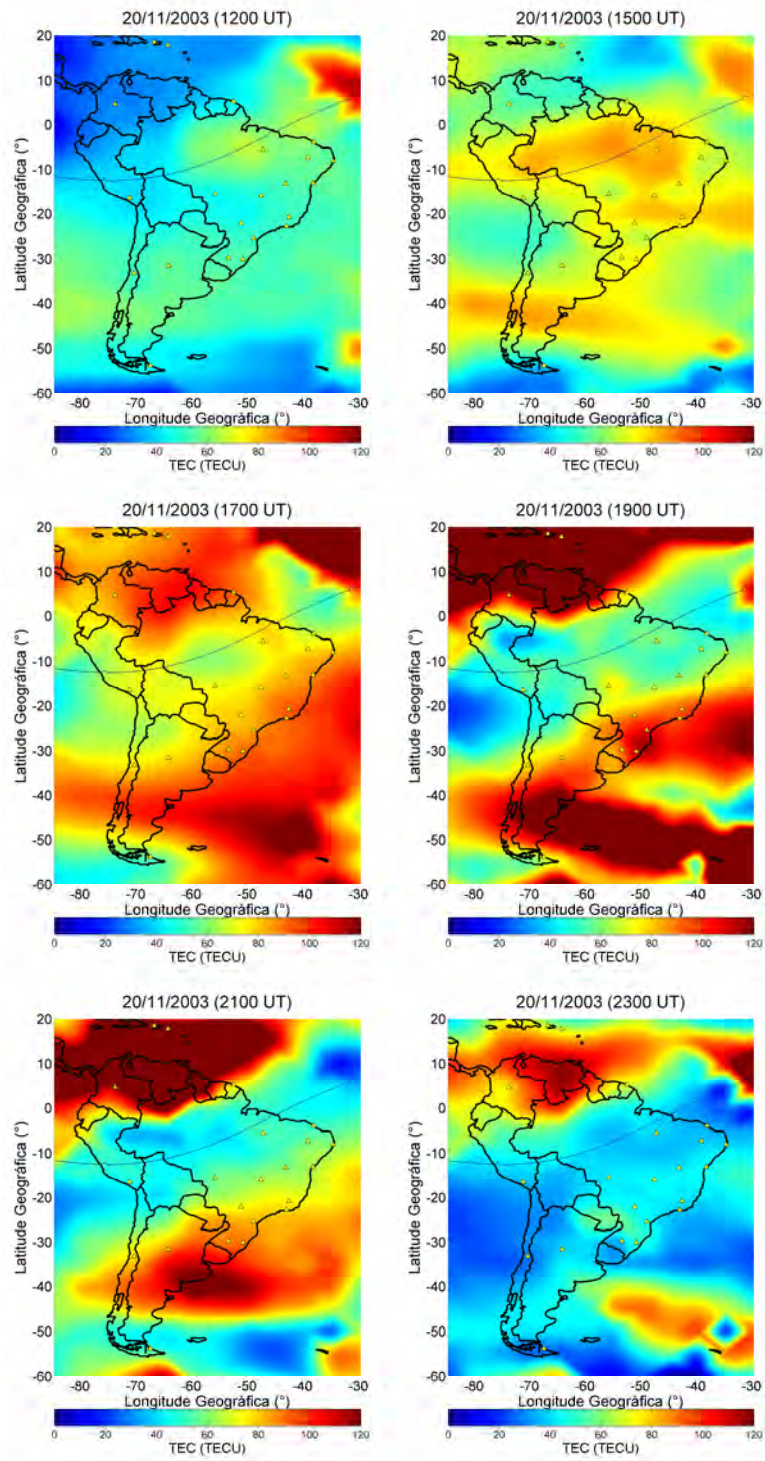


Figura 6.43. Continuação. (continua)

(c)

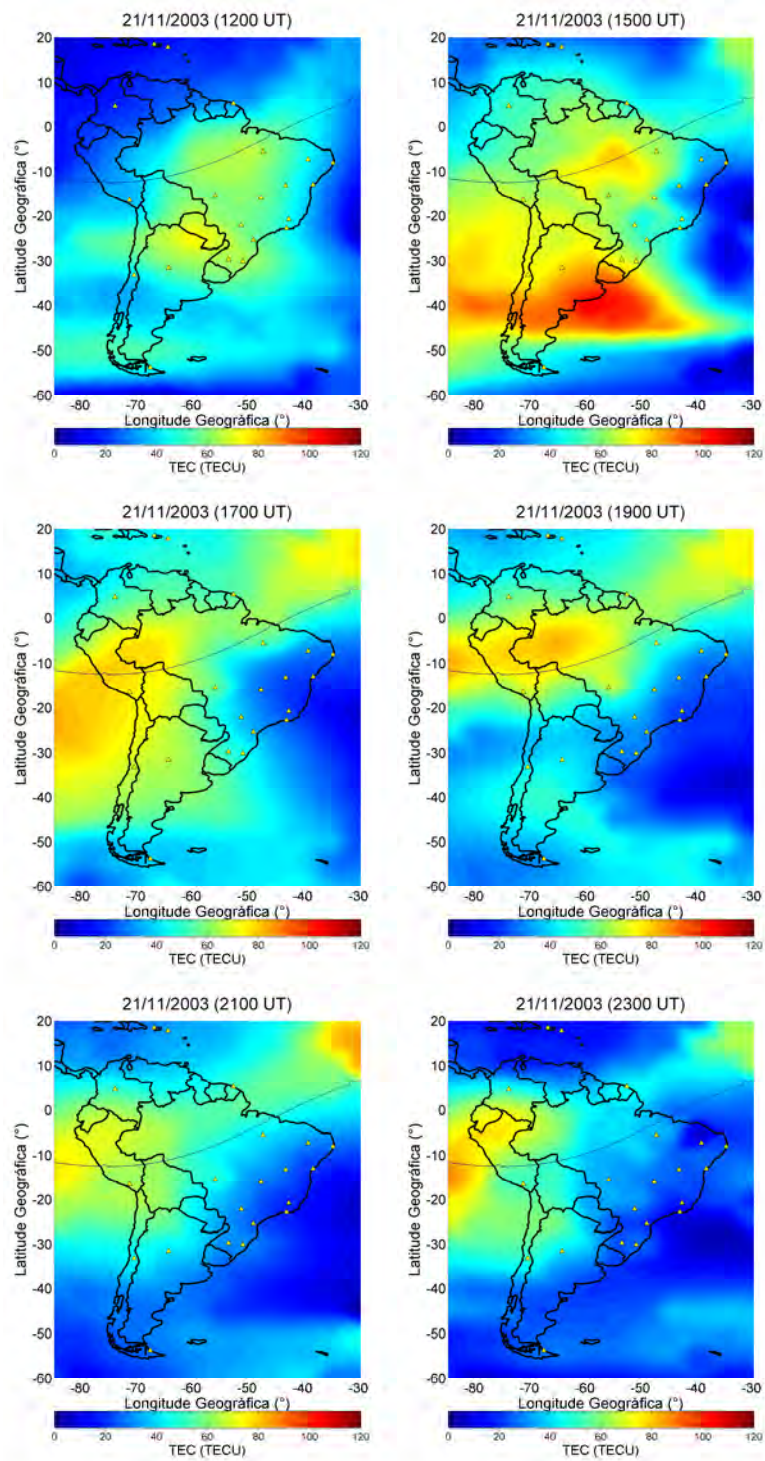


Figura 6.43. Continuação. (continua)

(d)

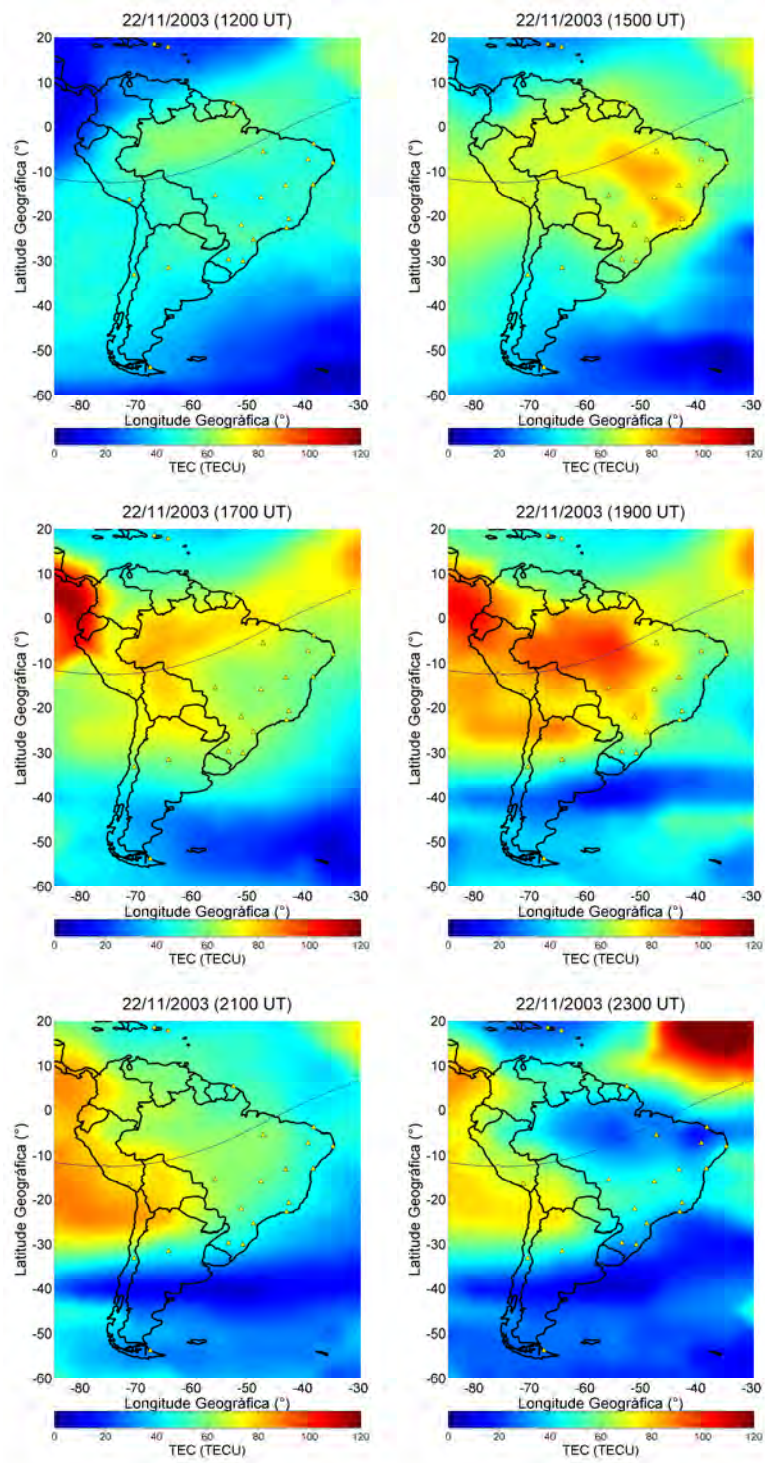


Figura 6.43. Continuação. (continua)

(e)

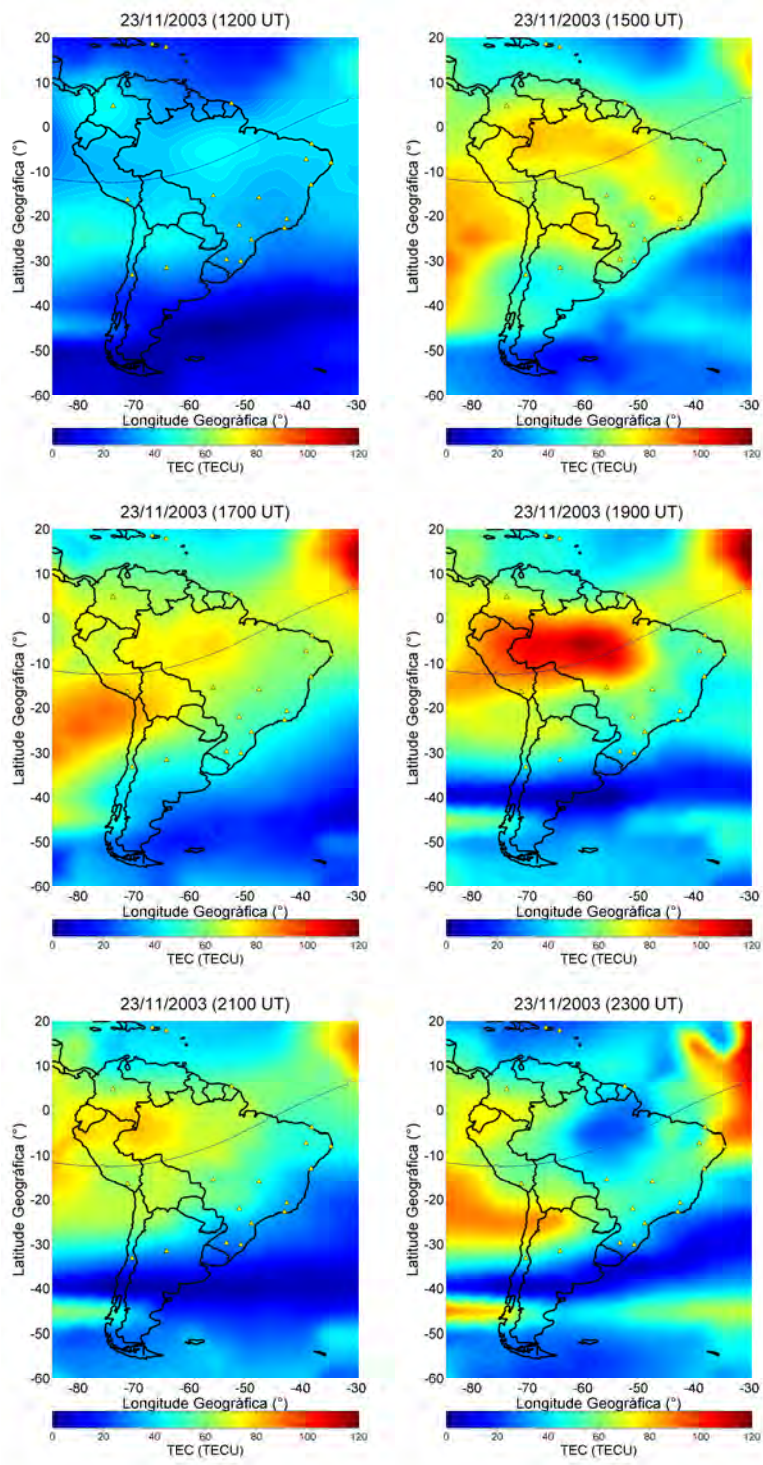


Figura 6.43. Continuação. (continua)

(f)

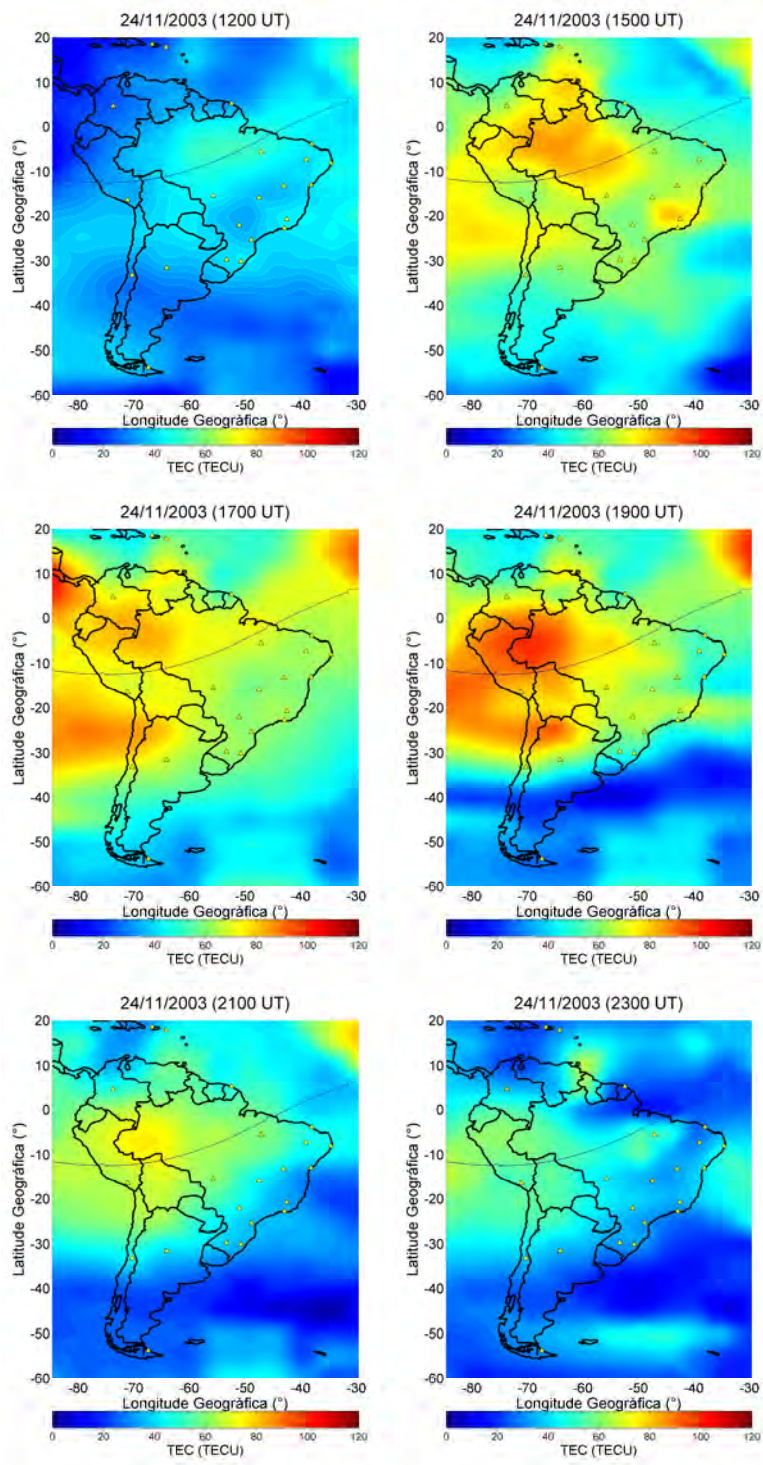


Figura 6.43. Conclusão.

Nos mapas de TEC mostrados na Figura 6.43 os resultados mostram um comportamento clássico desta tempestade magnética, em que é possível identificar a fase positiva, a negativa e a fase de recuperação da tempestade ionosférica. Os valores máximos do TEC observados no dia 19 de Novembro (calmo) foram de aproximadamente 100 TECU.

Na Figura 6.43 (b), durante o dia 20 de Novembro, observa-se uma resposta extremamente intensa da ionosfera à fase principal da tempestade magnética, em particular ao campo elétrico de penetração intenso ocorrido neste dia. A anomalia magnética desenvolveu-se a partir das 16:00 UT (mapa não mostrado aqui), e suas cristas projetaram-se $\pm 30^\circ$ de latitude magnética. A crista norte manifestou-se de forma mais intensa, e a anomalia permaneceu desenvolvida até as 21:00 UT. A partir daí, a crista sul diminuiu até praticamente desaparecer, às 23:00 UT. Isso pode ser resultado de ventos neutros meridionais que drenaram a ionização do hemisfério sul para o hemisfério norte. Os valores extremamente aumentados do TEC sobre as cristas da anomalia chegaram a atingir 250 TECU, porém não foi conveniente montar os mapas do dia 20 de Novembro com essa escala, pois a comparação com o dia calmo não seria possível, uma vez que essa escala praticamente elimina, na escala de cores utilizada, as informações do TEC no dia 19 de Novembro (calmo). Dessa forma, os aumentos verificados nos mapas de TEC, no dia 20 de Novembro, são da ordem de 300 %. Muella et al. (2010) apresentaram observações de TEC para essa tempestade magnética, e, considerando as diferentes metodologias para a obtenção do TEC, os resultados daqueles autores estão em concordância com os apresentados neste trabalho.

Na Figura 6.43 (c), o TEC apresenta-se ligeiramente aumentado no dia 21 de Novembro, às 12:00 e 15:00 UT, em relação ao dia calmo. No entanto, a partir das 17:00 UT o TEC passa a diminuir na região do equador magnético, no lado leste do mapa, denotando o início da fase negativa da tempestade ionosférica. Às 19:00, 21:00 e 22:00 UT os mapas apresentam valores de TEC sensivelmente diminuídos no dia 21 de Novembro, em relação ao dia calmo. Uma característica importante é a eliminação da

anomalia equatorial às 23:00 UT. Essas diminuições são características do mecanismo de dínamo perturbado.

Na Figura 6.43 (d), a partir das 17:00 UT, o TEC apresenta aumentos da ordem de 40 % no dia 22 de Novembro em relação ao dia calmo. Isso é consistente com as derivas aumentadas observadas nesse dia, tanto em Jicamarca quanto no Brasil.

Na Figura 6.43 (e), ainda são observados aumentos no TEC no dia 23 de Novembro, exceto as 12:00UT em que o mapa revela valores diminuídos em relação ao dia calmo. No entanto, os aumentos no TEC nesse dia são da ordem de 10TECU, portanto pode-se considerar a recuperação da ionosfera aos níveis do período calmo.

Na Figura 6.43 (f), no dia 24 de Novembro os mapas de TEC revelaram resultados semelhantes ao dia 19 de Novembro, com algumas características diferenciadas como aumentos no TEC às 17:00 e 19:00 UT, e a supressão da anomalia equatorial às 23:00UT. Os aumentos observados foram da ordem de 25%. Essas diferenças devem ser causadas possivelmente pelas diferenças na deriva vertical ionosférica observada sobre Jicamarca neste dia, mostrada na Figura 6.38. As derivas excedem o padrão calmo até as 18:00 UT aproximadamente, então tornam-se menores, o que explica os aumentos no TEC até as 19:00UT, especialmente no setor oeste dos mapas, e posterior supressão da anomalia equatorial.

A Figura 6.44 mostra as derivas simuladas sobre o setor brasileiro no dia 24 de Novembro e revelam um comportamento semelhante às derivas observadas em Jicamarca, na Figura 6.38.

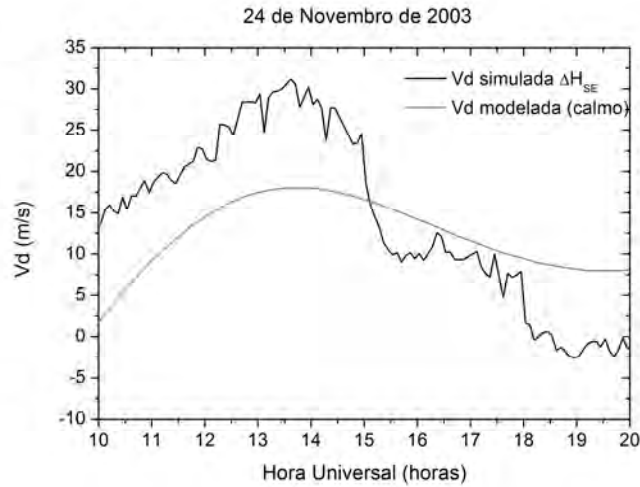


Figura 6.44. Deriva vertical simulada a partir do ΔH_{SE} , no setor do Brasil (linha preta), e deriva modelada a partir do modelo de Scherliess e Fejer (1999), para o dia 24 de Novembro de 2003.

Os mapas de TEC do dia 24 de Novembro, assim como em exemplos anteriores, mostram variações sensíveis no TEC em baixas latitudes fora do período de tempestades magnéticas, governadas pelos campos elétricos equatoriais, que por sua vez são sensíveis às modificações nas forçantes do vento solar. Assim, mesmo sem a ocorrência de perturbações magnéticas importantes, como tempestades magnéticas ou até mesmo HILDCAAs, o TEC sofre modulações que respondem diretamente às modificações no vento solar, porém em menor escala.

Na Figura 6.45 são mostrados os resultados de TEC obtidos no setor das Filipinas, sobre as estações receptoras de GPS Guam e Daej (a estação Kayt não estava disponível nesse período). A hora local neste setor é $LT = UT + 8$ horas. No dia 20 de Novembro é observado um aumento significativo no TEC em torno das 12:00UT, sobre Daej, ou seja, na região de $29^\circ N$ magnéticos. Simultaneamente, a estação Guam, mais próxima do equador magnético, apresentou diminuição significativa no TEC. Isso revela um desenvolvimento da anomalia equatorial nesse horário. No dia 21 de Novembro o TEC manteve-se aumentado sobre Daej e diminuído sobre Guam. Nos dias 22 e 23 de

Novembro, o TEC mostrou-se maior que o observado no dia 19 de Novembro, antes da tempestade magnética. Esses resultados são consistentes com os observados na América do Sul, cujas discussões foram apresentadas anteriormente.

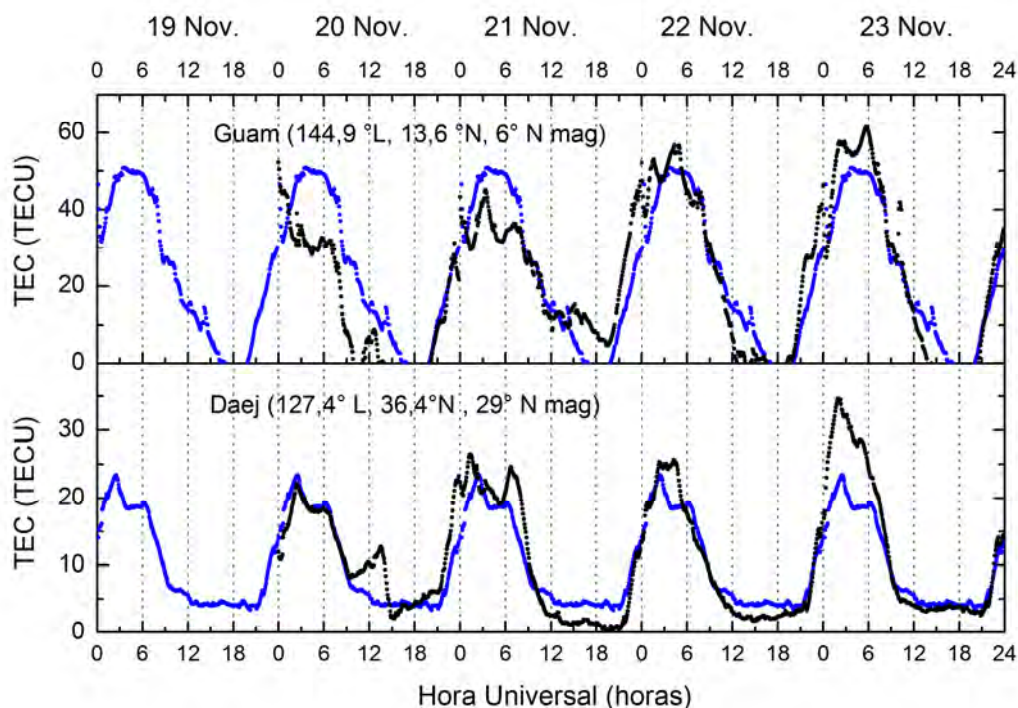


Figura 6.45. Conteúdo eletrônico total obtido na região das Filipinas, no período de 19 a 23 de Novembro de 2003. As estações receptoras de GPS utilizadas nos cálculos foram Guam (topo) e Daej (embaixo).

6.5. Análise do Evento 5 (06 a 10 de Novembro de 2004)

As respostas ionosféricas e os campos elétricos observados na tempestade magnética de Novembro de 2004 foram reportados por Fejer et al. (2007), Kelley et al. (2010) e Mannucci et al. (2008). Uma descrição detalhada das causas interplanetárias dessa tempestade magnética pode ser encontrada em Tsurutani et al. (2008b) e Echer et al. (2010). A Figura 6.46 mostra os índices geomagnéticos e os parâmetros do vento solar no período de 7 a 12 de Novembro de 2004. A pressão do vento solar mostra intensificações que caracterizam o choque de estruturas solares na magnetopausa.

Geralmente, essas intensificações são acompanhadas por aumentos na velocidade do vento solar. O índice AE apresenta aumentos que são causados pela intensificação dos eletrojetos aurorais. O índice Sym-H representa as fases da tempestade magnética, e o índice Kp mostra a atividade geomagnética muito perturbada ($Kp = 8^+$) que caracteriza essa tempestade magnética. Uma tempestade magnética ocorreu entre 07 e 08 de Novembro, e uma tempestade recorrente ocorreu entre 09 e 10 de Novembro, causando modificações significativas no TEC. As principais respostas da ionosfera a este evento complexo serão descritas a seguir. Neste período não houve disponibilidade de dados de magnetômetro para a região do Brasil (ΔH_{SE}). Os resultados deste evento foram publicados por De Siqueira et al. (2011).

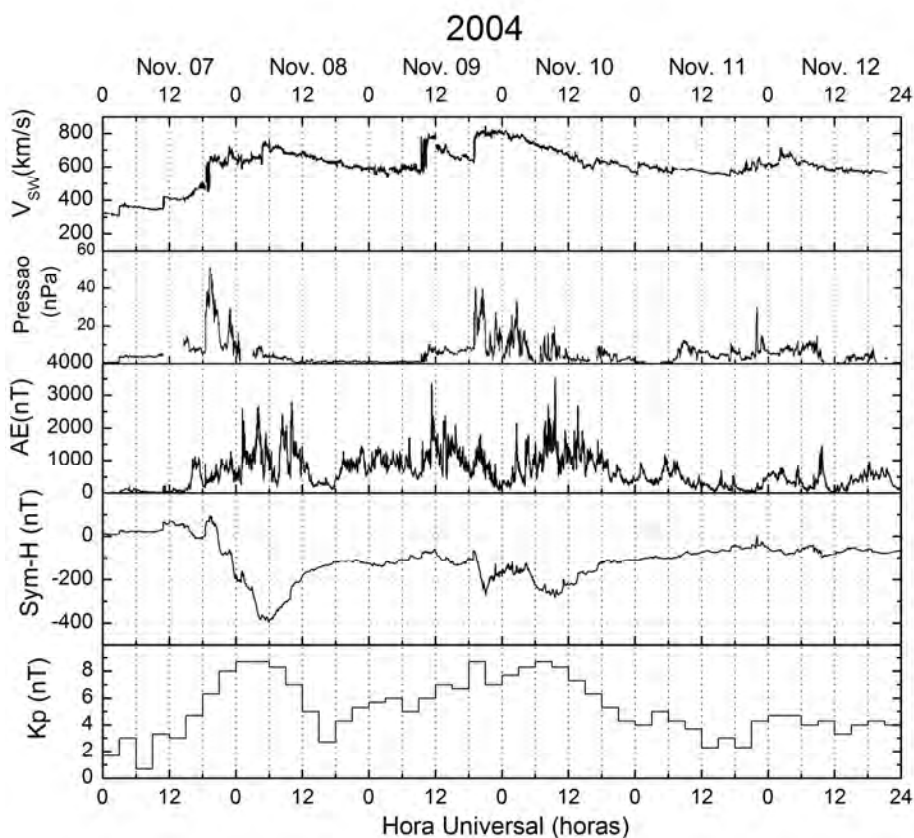


Figura 6.46. Velocidade do vento solar (V_{sw}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 07-11 de Novembro de 2004.

No dia 07 de Novembro, em torno de 11:30UT, a velocidade do vento solar aumenta de 300 para 400 km/s, como visto na Figura 6.46. Este aumento provavelmente esteve associado a um aumento na pressão do vento solar, porém há uma falha nos dados desta grandeza neste horário. Neste instante, o índice Sym-H apresenta um sutil aumento, provavelmente devido à compressão da magnetopausa. Este aumento nos parâmetros do vento solar observado na Figura 6.46, foi responsável por causar perturbações nas derivas verticais ionosféricas, após as 12:00 UT em 07 de Novembro, como está mostrado na Figura 6.47.

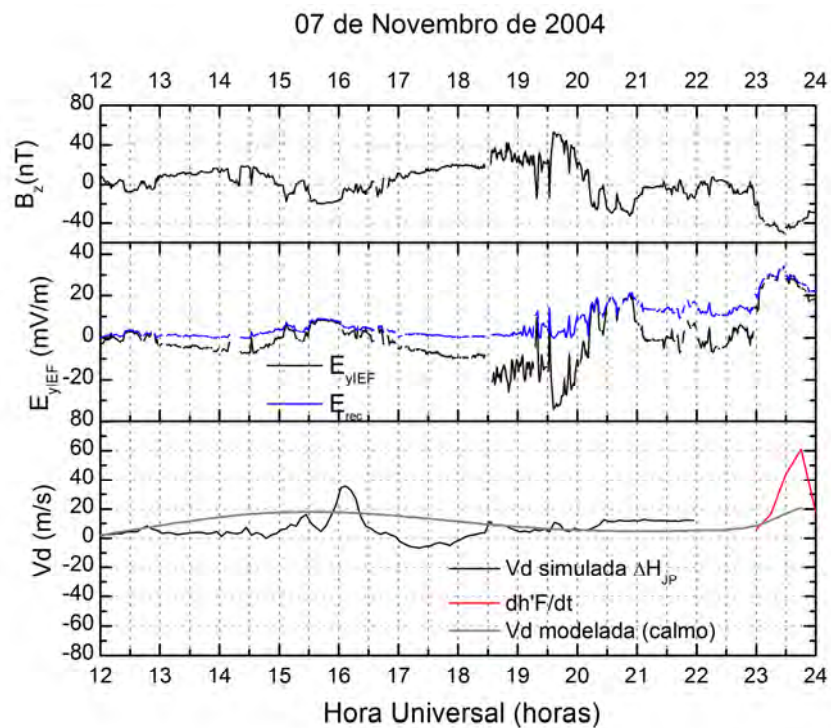


Figura 6.47. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados em 07 de Novembro de 2004.

Na Figura 6.47, pode-se observar que durante o dia as derivas verticais apresentaram valores menores em relação ao padrão calmo. A partir das 15:30 UT (10:30 LT em Jicamarca), até as 16:30 UT, as derivas verticais sobre Jicamarca apresentaram um pico da ordem de 35 m/s. Comparando-se o E_{yIEF} com as derivas verticais nesse período,

pode-se identificar uma correspondência entre ambos, no entanto com um atraso de aproximadamente 15 minutos na resposta da deriva ionosférica em relação ao E_{yIEF} . Fejer et al. (2007) utilizaram o método de cálculo da deriva vertical a partir do ΔH no mesmo intervalo, entre 15:30 e 16:30 UT no dia 07 de Novembro, e obtiveram resultados compatíveis com os apresentados neste trabalho. Atribui-se esse evento a uma penetração de campos elétricos. As derivas verticais diminuídas ocorridas entre 16:30 e 18:30 UT foram atribuídas por Fejer et al. (2007) a um campo de dínamo perturbado ocorrido após o evento de penetração que causou o pico de ~ 35 m/s na deriva vertical. Os resultados de TEC são mostrados na Figura 6.48. Neste evento, os mapas tiveram de ser restringidos para mostrar somente o setor Brasileiro, uma vez que houve escassez de estações receptoras de GPS em outros países da América do Sul. Para o evento de penetração ocorrido às 15:30 UT, o TEC não apresentou respostas significativas, exceto por um sutil aumento no TEC em relação ao dia 06 de Novembro, definido como padrão de referência calmo neste período. Ao longo do dia 06 de Novembro, os valores máximos no TEC observados foram de aproximadamente 90 TECU.

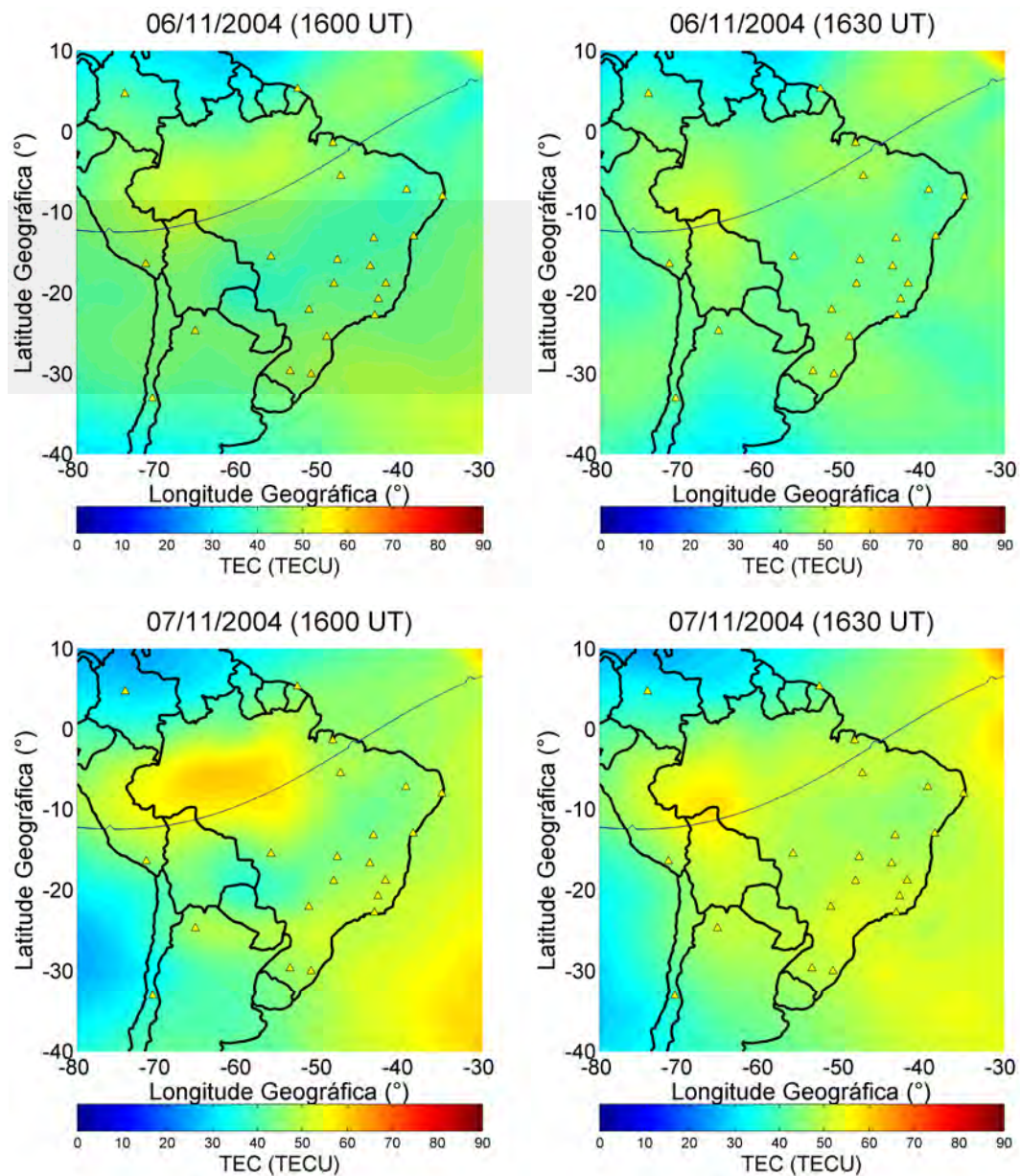


Figura 6.48. Mapas de TEC para o dia 06 de Novembro (padrão de referência calmo), às 16:00 e 16:30 UT (topo) e para o dia 07 de Novembro nos mesmos horários (embaixo).

Considerando agora a tempestade propriamente dita, ocorrida no dia 07 de Novembro, pode-se observar na Figura 6.46 que por volta das 18:30 UT (13:30 LT em Jicamarca), a velocidade do vento solar atingiu 650 km/s, associado a um aumento na pressão do vento solar de 10 para 50 nPa. Este choque comprimiu a magnetopausa e causou o SSC, denotado pelo aumento no Sym-H para aproximadamente 100 nT. O IMF B_z sofreu uma incursão para o sul às 20:14 UT no dia 07 de Novembro, e permaneceu nessa orientação

até o dia 08 de Novembro às 12:00 UT aproximadamente (exceto por alguns minutos em torno das 22:00 UT em 07 de Novembro). Às 20:45 UT em 07 de Novembro, a fase principal da tempestade magnética teve início, como verificado no Sym-H na Figura 6.46. O início da fase principal da tempestade coincidiu com as horas do pico pré-reversão no Brasil, ou seja, no horário do entardecer. Os campos elétricos de penetração ocorridos durante o pico pré-reversão podem levar a um efeito fonte intensificado. Os efeitos combinados do PPEF e do pico pré-reversão são significativos somente se o PPEF é muito intenso. Na maioria dos casos o pico pré-reversão é dominante (HUBA et al., 2005). Após as 23:00 UT é observado um aumento na deriva vertical denotado pela linha vermelha, na Figura 6.47, causado pela penetração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial. Nesse horário, o E_{rec} apresenta um pico, denotando a grande injeção de energia na magnetosfera. As respostas no TEC devido a esse evento de penetração serão mostradas na Figura 6.49.

Na Figura 6.49 estão apresentados os mapas de TEC na região brasileira em 07 de Novembro às 23:30 UT e 08 de Novembro às 00:30 UT. O dia 06 de Novembro é apresentado como padrão de referência calmo para fins de comparação. Em 07 de Novembro, o efeito fonte intensificado não é observado, e de fato a anomalia equatorial é reduzida em relação ao dia calmo. Como discutido anteriormente, as derivas verticais apresentaram valores diminuídos ao longo do dia 07 de Novembro. Dessa forma, essas derivas perturbadas podem ter causado a diminuição na AIE neste dia. Em contrapartida, a resposta do evento de penetração ocorrido em torno de 23:00 UT é observada no mapa das 00:30 UT do dia 08 de Novembro, em que um aumento nos valores do TEC e o desenvolvimento da anomalia equatorial são observados, em relação ao dia calmo. Dessa forma, o TEC apresentou um atraso na resposta ionosférica de aproximadamente 1 hora, consistente com estudos de variações no TEC durante tempestades magnéticas (MANNUCCI et al., 2008).

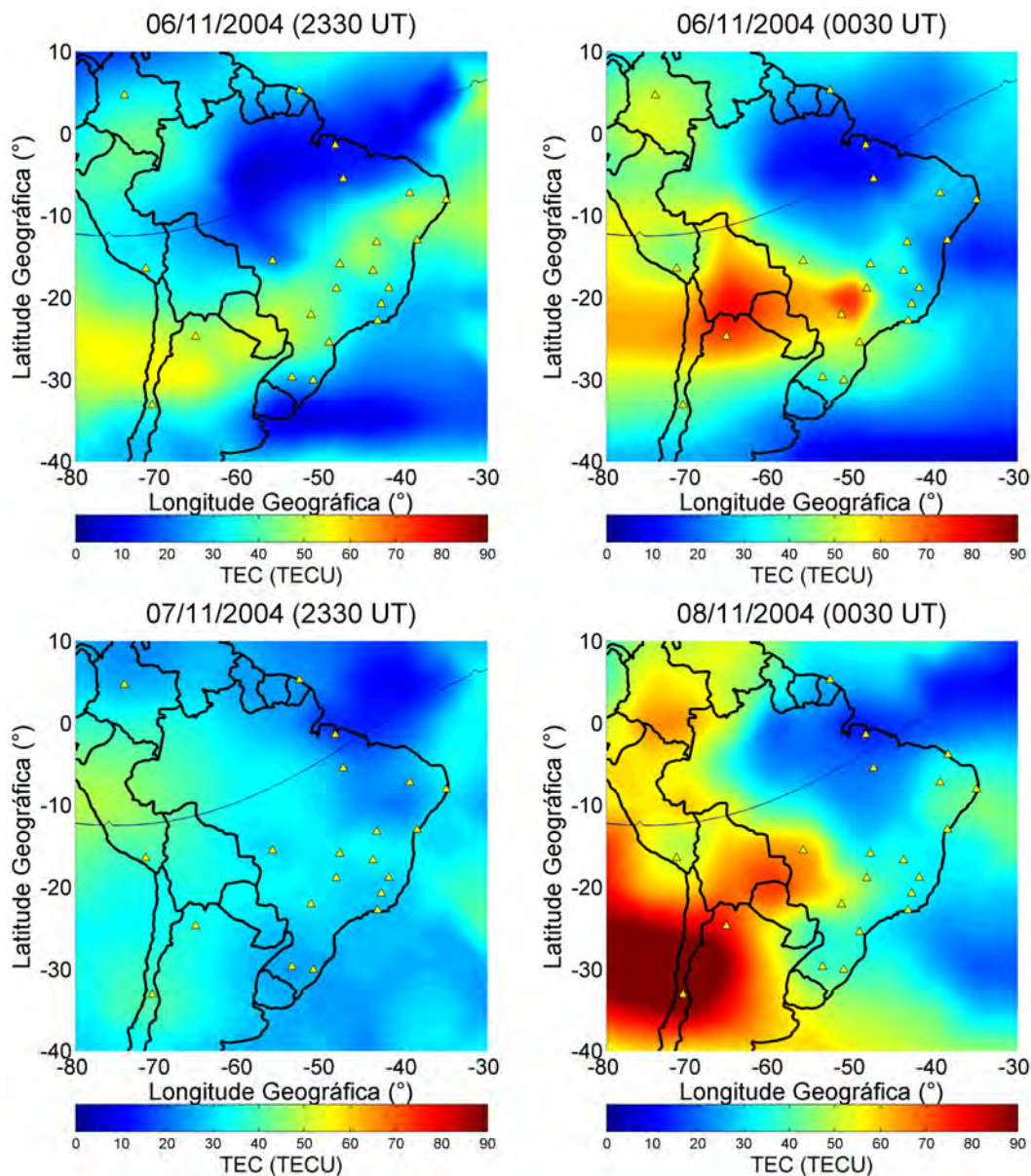


Figura 6.49. Mapas de TEC observados em 06 de Novembro às 23:30 e 00:30 UT (topo) e nos dias 07 e 08 de Novembro (embaixo), nos mesmos horários.

A Figura 6.50 mostra os parâmetros ionosféricos $hmF2$ e $foF2$ no período de 06 a 10 de Novembro de 2004. Pode-se observar a diminuição na altura do pico da camada no dia 07 de Novembro, iniciando às 15:00 UT. No entanto, pode-se observar o pico pré-reversão entre 21:00 e 24:00 UT no dia 07, intensificado em relação ao dia 06 de Novembro. O pico pré-reversão observado não causou o desenvolvimento da AIE, como observado na Figura 6.49. Isso provavelmente é devido às derivas diminuídas ao

longo de todo o dia 07, como já discutido. Grandes variações são observadas nos parâmetros ionosféricos entre 07 e 10 de Novembro, e as causas dessas variações, assim como os resultados no TEC serão discutidos oportunamente. O parâmetro $foF2$ aumentou nos dias 07, 08 e 09 de Novembro, em relação ao dia calmo.

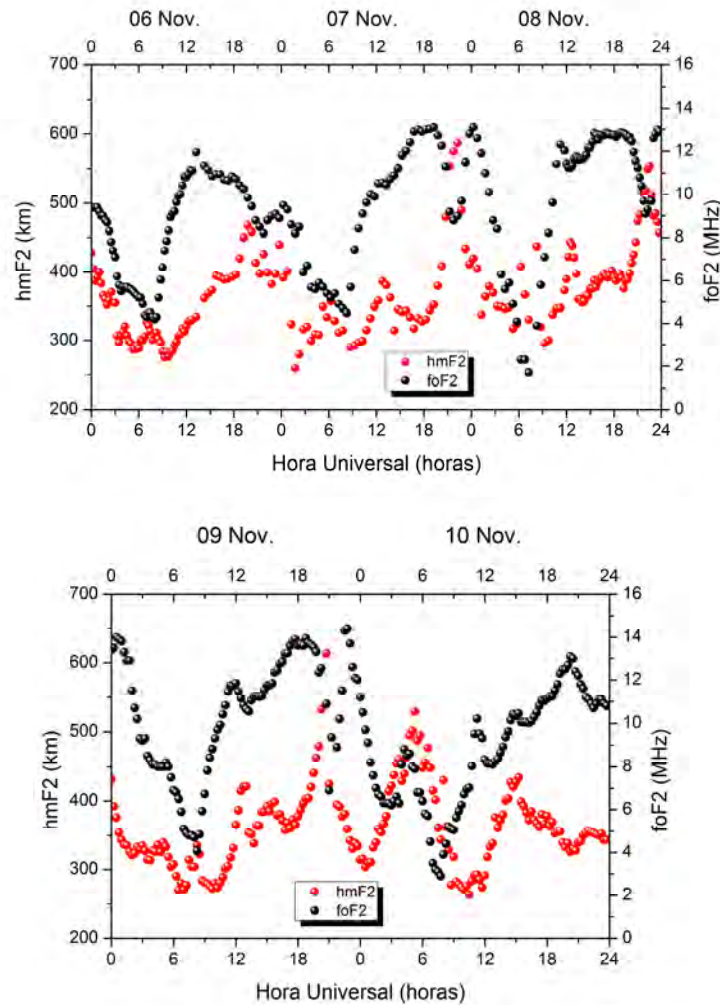


Figura 6.50. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 19 a 23 de Novembro de 2003 por uma digisonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético).

A Figura 6.51 mostra o IMF B_z , o E_{yIEF} juntamente ao E_{rec} e as derivas verticais simuladas sobre a região de Jicamarca e das Filipinas, observados no dia 08 de Novembro.

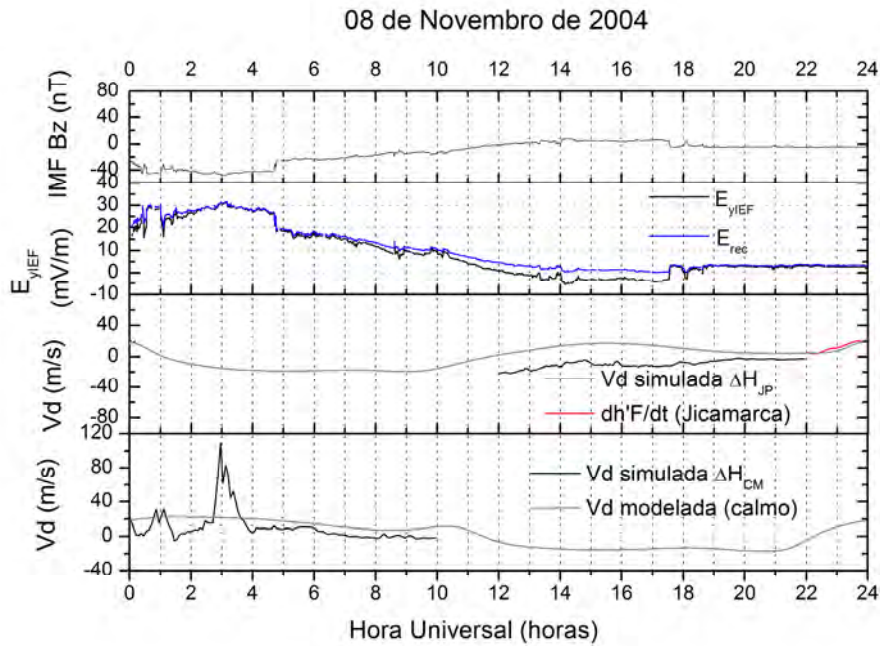


Figura 6.51. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca e sobre as Filipinas (simuladas), observados em 08 de Novembro de 2004.

As características principais das derivas observadas na Figura 6.51 são intensificações e diminuições no setor das Filipinas, causadas provavelmente pela competição entre os campos de blindagem da camada de Alfvén e os PPEFs. No setor de Jicamarca é observada uma diminuição predominante nas derivas, ao longo do dia 08 de Novembro. A causa provável desta diminuição são campos elétricos de dínamo perturbado, e as respostas ionosféricas a esses campos de dínamo perturbado são mostradas na Figura 6.52, a seguir.

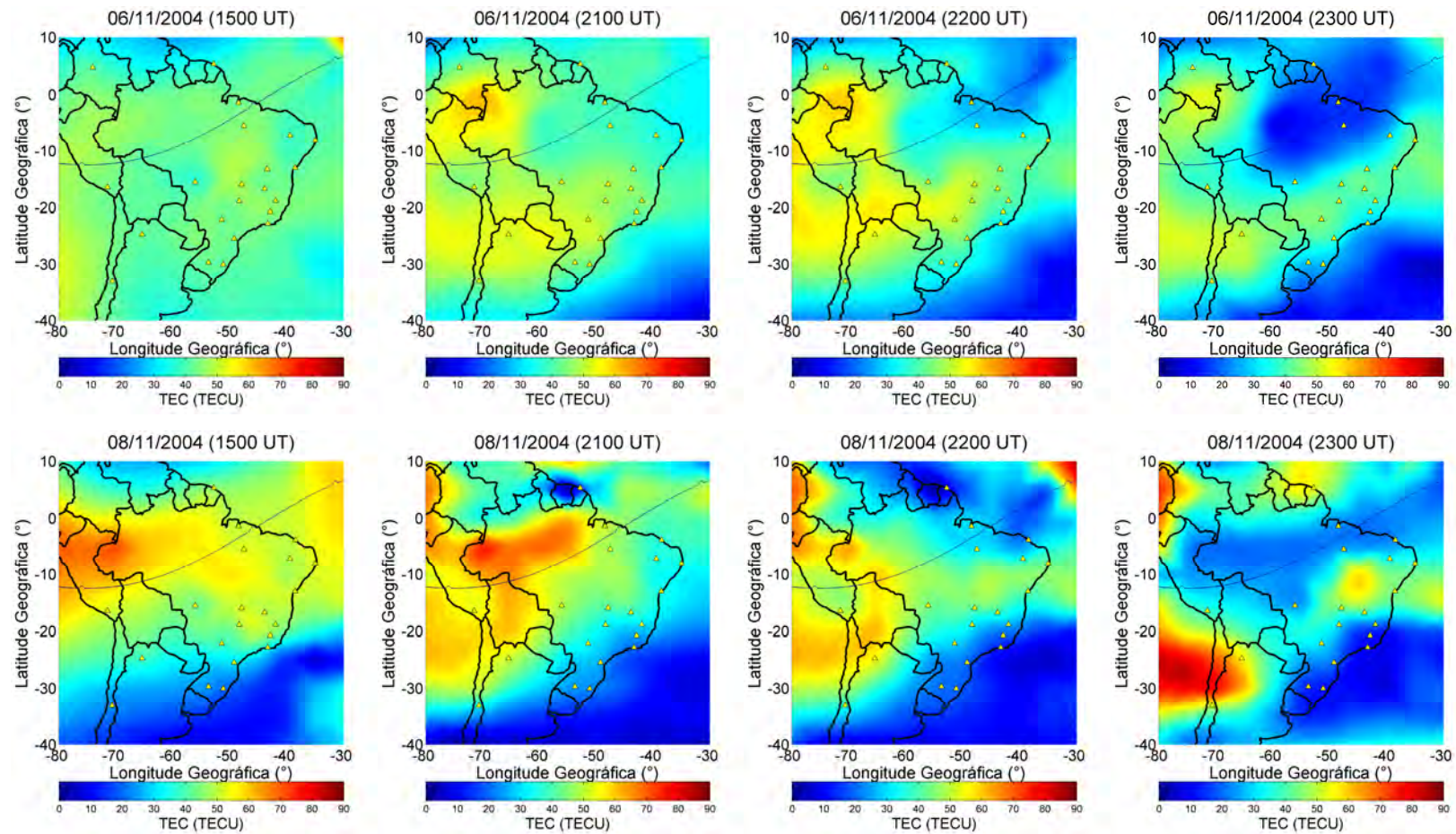


Figura 6.52. Topo: Mapas de TEC obtidos em 06 de Novembro (calmo) às 15:00, 21:00, 22:00 e 23:00 UT. Embaixo: Mapas de TEC obtidos em 08 de Novembro de 2004, nos mesmos horários.

A fase principal desta tempestade magnética ocorreu durante a noite na região da América do Sul, sendo que o mínimo no Sym-H ocorreu às 05:55 UT do dia 08 de Novembro, atingindo -394 nT. Dessa forma, maiores intensificações no TEC devido a essa tempestade magnética não foram observados no setor da América do Sul. O parâmetro ionosférico *hmF2* mostrado anteriormente na Figura 6.50 revela diminuições no dia 08 de Novembro, em relação ao dia calmo, com posterior estabelecimento do pico pré-reversão. Os mapas de TEC mostrados na parte de baixo da Figura 6.52 revelam a resposta ao mecanismo de dínamo perturbado ocorrido ao longo do dia 08 de Novembro, com a ionização mais confinada sobre o equador geomagnético. Além disso, são observados aumentos no TEC sobre o equador geomagnético, em relação ao dia calmo, causados provavelmente pelos ventos neutros perturbados direcionados ao equador, que ao atingirem a região de baixas latitudes são responsáveis por causar aumentos na concentração de O, aumentando assim a ionização sobre o equador e baixas latitudes magnéticas. Na Figura 6.52 (embaixo), às 22:00 e 23:00 UT é observado o desenvolvimento da anomalia equatorial, consistente com o pico pré-reversão observado nas medidas de *hmF2*.

As derivas verticais medidas pelo radar de Jicamarca entre 09 e 10 de Novembro revelam os campos elétricos mais perturbados ocorridos nesta tempestade magnética. A Figura 6.53 apresenta o campo elétrico interplanetário e as derivas verticais medidas em Jicamarca e simuladas sobre o setor das Filipinas. Uma tempestade magnética recorrente ocorre em 09 de Novembro, aproximadamente às 19:00 UT, como comentado anteriormente. A fase principal desta tempestade magnética dura até as 04:30 UT no dia 10 de Novembro, com uma segunda queda no índice Sym-H perdurando até as 10:00 UT, quando inicia-se a fase de recuperação desta tempestade magnética recorrente.

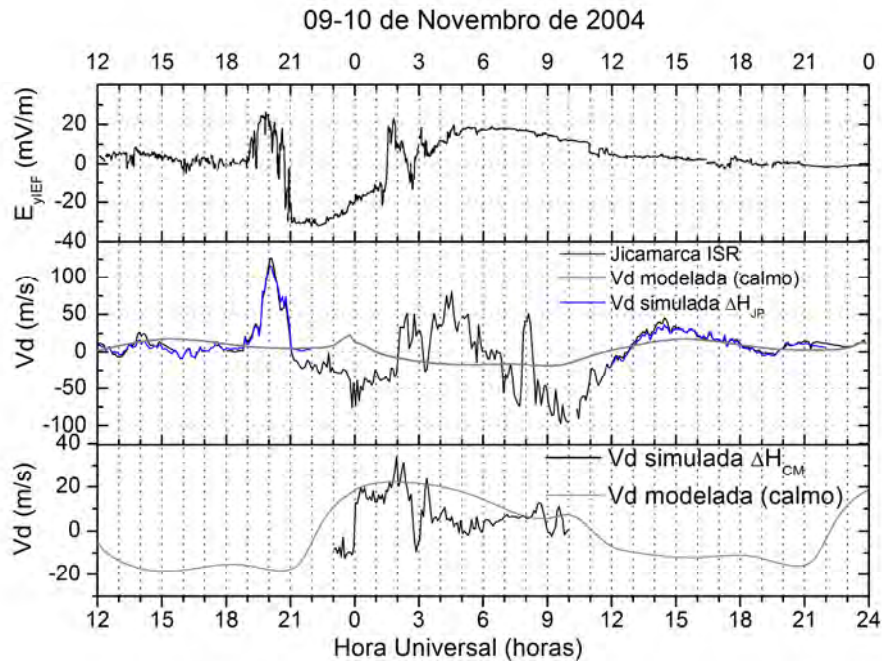


Figura 6.53. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica medida em Jicamarca e simulada sobre as Filipinas, observados em 09 e 10 de Novembro de 2004.

Até as 19:00 UT, no dia 09 de Novembro, as derivas verticais medidas em Jicamarca apresentam valores diminuídos em relação ao padrão calmo, o que provavelmente é reflexo da ação do dínamo perturbado iniciado em 08 de Novembro. Às 19:00 UT no dia 09 de Novembro inicia-se um evento extremo de penetração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial, como pode-se perceber na Figura 6.53, confirmado pela relação entre a subida do E_{yIEF} e a subida da deriva vertical nesse horário. Neste evento, a deriva vertical ionosférica apresentou o valor mais elevado já medido pelo radar de Jicamarca, de aproximadamente 120m/s. Após as 24:00 UT no dia 09 de Novembro, as derivas verticais mostradas na Figura 6.53 mostram variações rápidas, e são predominantemente positivas no setor da noite, em contraste ao padrão calmo observado. Esse resultado pode ser interpretado como efeitos combinados de PPEFs e dínamo perturbado, que causa um campo elétrico zonal para leste no setor noturno. Considerando ainda as derivas observadas na Figura 6.53, há uma correspondência com o E_{yIEF} entre 19:00 UT no dia 09 de Novembro e 05:00 UT em 10 de Novembro, considerando a inversão no

sinal do PPEF em torno da meia noite local em Jicamarca (05:00 UT), isto é, um E_{yIEF} positivo (para leste) penetra na ionosfera no lado noturno (após a meia noite local) como um E_{yIONO} negativo (para oeste) (FEJER et al., 2007; KELLEY et al., 2010). Uma informação adicional obtida na Figura 6.53 é que entre 01:00 e 04:00 UT, o E_{yIEF} penetrou na ionosfera equatorial, podendo ser observado tanto nos dados de Jicamarca quanto nos dados das Filipinas, mostrando que os PPEFs são observados em todos os setores de longitude, quando ocorrem.

Na Figura 6.54 são mostrados o E_{yIONO} , calculado a partir das derivas verticais ionosféricas medidas em Jicamarca, e o E_{yIEF} , entre 09 e 10 de Novembro. Pode-se confirmar que ocorre penetração de campos elétricos entre 19:00 e 21:00 UT no dia 09. Neste evento, a eficiência de penetração foi de 15%. Neste evento, não foi observada penetração de longa duração do E_{yIEF} para a ionosfera equatorial.

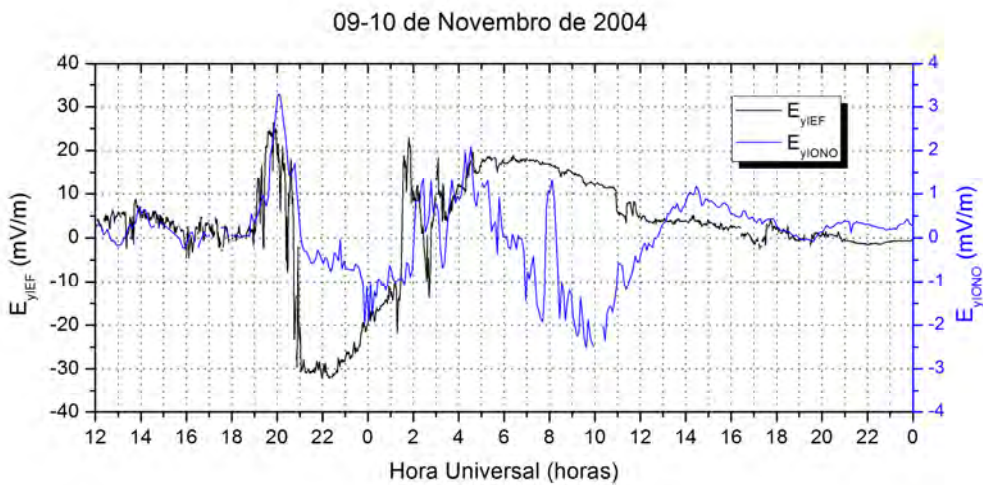


Figura 6.54. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir da deriva vertical medida em Jicamarca, em 09-10 de Novembro de 2004.

Na Figura 6.55 são apresentados os mapas de TEC que mostram a resposta ionosférica a esse evento extremo de penetração de campos elétricos.

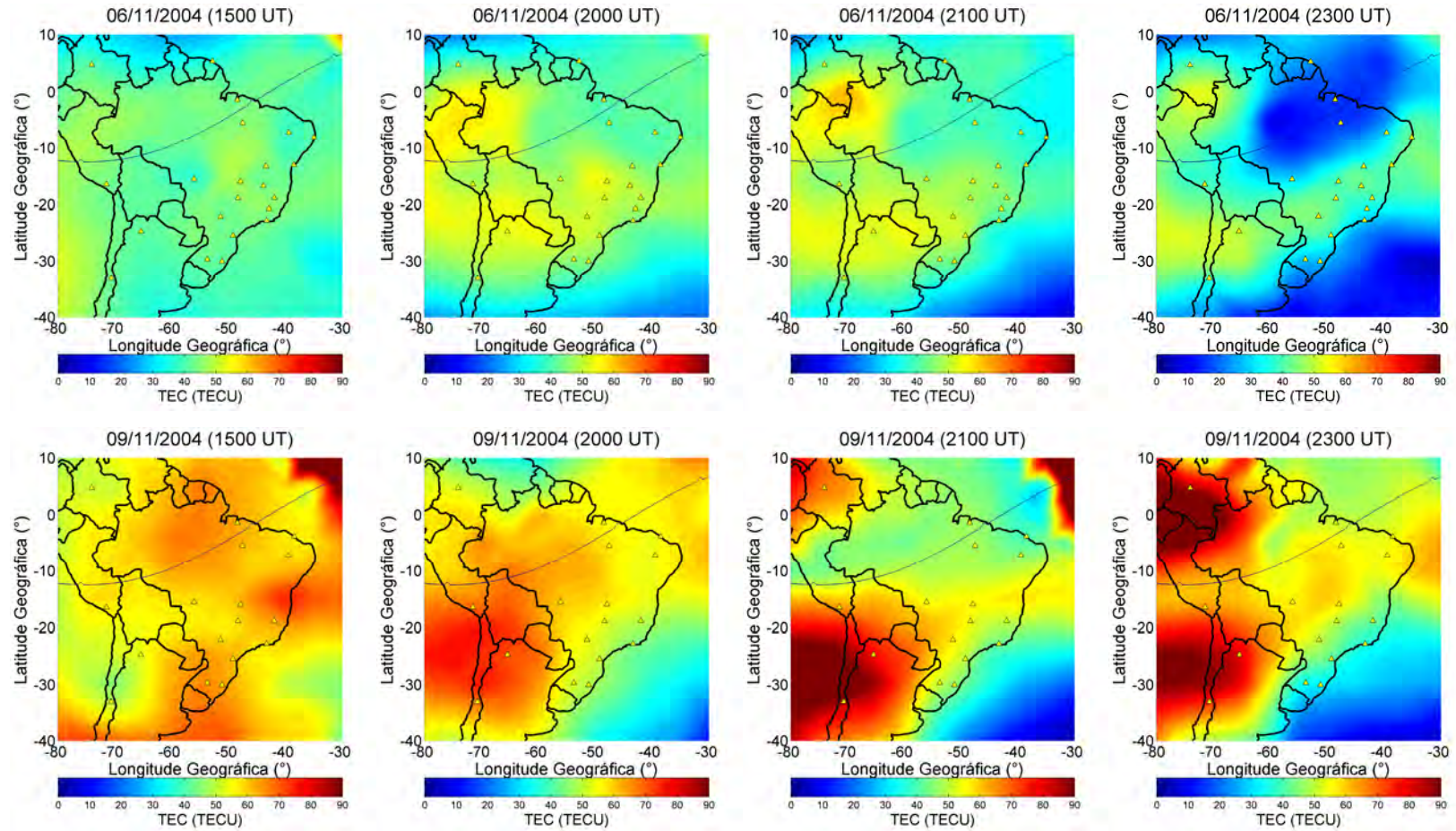


Figura 6.55. Topo: Mapas de TEC observados em 06 de Novembro (calmo) às 15:00, 20:00, 21:00UT e 23:00 UT. Embaixo: Mapas de TEC observados em 09 de Novembro de 2004, nos mesmos horários.

Os mapas de TEC mostrados na Figura anterior mostram aumentos significativos no TEC às 15:00 UT, da ordem de 100%, em relação ao dia calmo. Tais aumentos não poderiam ser resultado das derivas verticais, mostradas na Figura 6.53, que obedeceram a um padrão de dínamo perturbado até aproximadamente 19:00 UT. Neste caso, as forçantes não-eletrodinâmicas (modificações na composição neutra e ventos neutros perturbados) podem ter causado tais aumentos no TEC às 15:00 UT. Nos mapas de TEC mostrados para os horários após as 20:00 UT pode ser visto o efeito do PPEF ocorrido a partir das 19:00 UT. Às 21:00 UT a AIE mostra um desenvolvimento consistente com um efeito fonte intensificado, com cristas mais pronunciadas e deslocadas para maiores latitudes em relação ao dia calmo. Esse desenvolvimento intensificado da AIE prevalece até o final do dia 09 de Novembro. Os aumentos no TEC observados ao longo do dia 09 de Novembro são da ordem de 100%, em relação ao dia calmo.

Na Figura 6.56 são mostrados os mapas de TEC observados no dia 10 de Novembro, às 16:00 e 22:00 UT (13:00 e 19:00 LT no Brasil, respectivamente). As derivas verticais ionosféricas observadas no período apresentaram uma recuperação parcial aos valores do período calmo, porém não apresentaram desenvolvimento do pico pré-reversão. Os resultados no TEC são de ionização confinada na região equatorial ao longo do dia e supressão da AIE no anoitecer, em relação ao dia calmo. Valores aumentados de TEC sobre o equador magnético são observados, consistentes com modificações na composição neutra, já discutidos anteriormente.

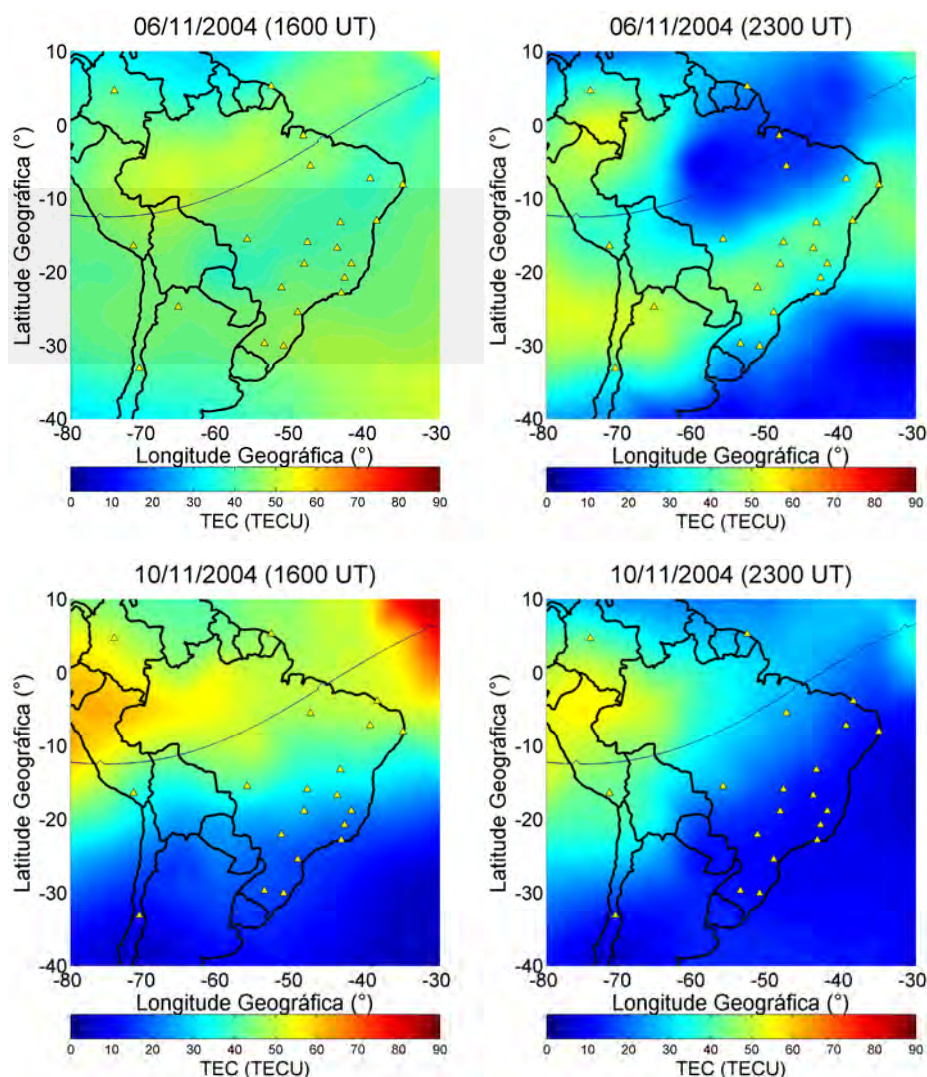


Figura 6.56. Topo: Mapas de TEC observados em 06 de Novembro (calmo) às 16:00 e 22:00UT. Embaixo: Mapas de TEC observados em 10 de Novembro de 2004, nos mesmos horários.

Na Figura 6.57 é mostrado um mapa global contendo as razões O/N_2 , obtido em <http://guvi.jhuapl.edu/site/data/guvi-dataproducts.shtml>, medidas pelo equipamento GUVI, a bordo do satélite TIMED, que orbita entre 60 e 180 km de altitude. Esses resultados foram reportados também por Sahai et al. (2009) e Mannucci et al. (2009) na análise dos resultados de TEC observados nesse período. De acordo com a Figura 6.57, no dia 10 de Novembro ocorreu uma diminuição na razão O/N_2 , sobre a região de médias latitudes, consistente com a fase negativa da tempestade magnética. Essa

diminuição na razão O/N_2 causa diminuição no TEC nessa região, o que confirma as modificações na composição neutra que causaram as diminuições no TEC observados anteriormente na Figura 6.56. Pode-se observar no dia 10 de Novembro uma diminuição na região ao sul do equador geomagnético, na América do Sul, que é responsável por causar as diminuições no TEC nessa região observadas nesse dia. O dia 12 de Novembro mostrado também na Figura pode ser considerado como padrão de referência calmo, pois nesse dia não havia mais ação dos campos perturbados e a atividade geomagnética já havia diminuído, como visto anteriormente na Figura 6.46.

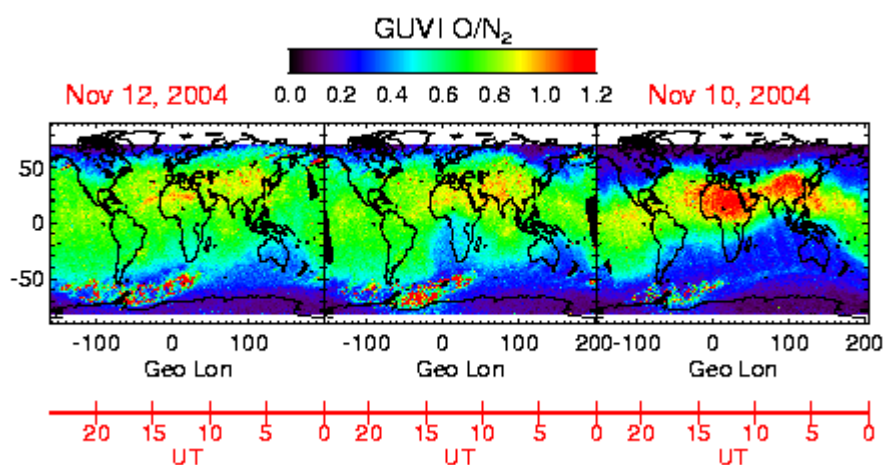


Figura 6.57. Razão O/N_2 observada em 10 a 12 de Novembro, pelo equipamento GUVI.

Nos dias 11 e 12 de Novembro, o TEC praticamente retornou aos valores do período calmo, como pode ser observado a seguir na Figura 6.58. No dia 11 de Novembro o TEC apresentou valores sutilmente maiores em relação ao dia calmo, e no dia 12 de Novembro apresentou recuperação. No entanto, variações ainda podem ser observadas nesses dias em relação ao dia 06 de Novembro, que recaem na variabilidade dia-a-dia desse parâmetro, além de que pequenas perturbações ocorridas nos parâmetros do vento solar podem causar essas variações, como já discutido anteriormente. De qualquer forma, os efeitos da tempestade magnética e do PPEF ocorrido em 09 de Novembro causaram modificações drásticas na ionosfera, muito mais significativas que a variabilidade dia-a-dia observada no TEC.

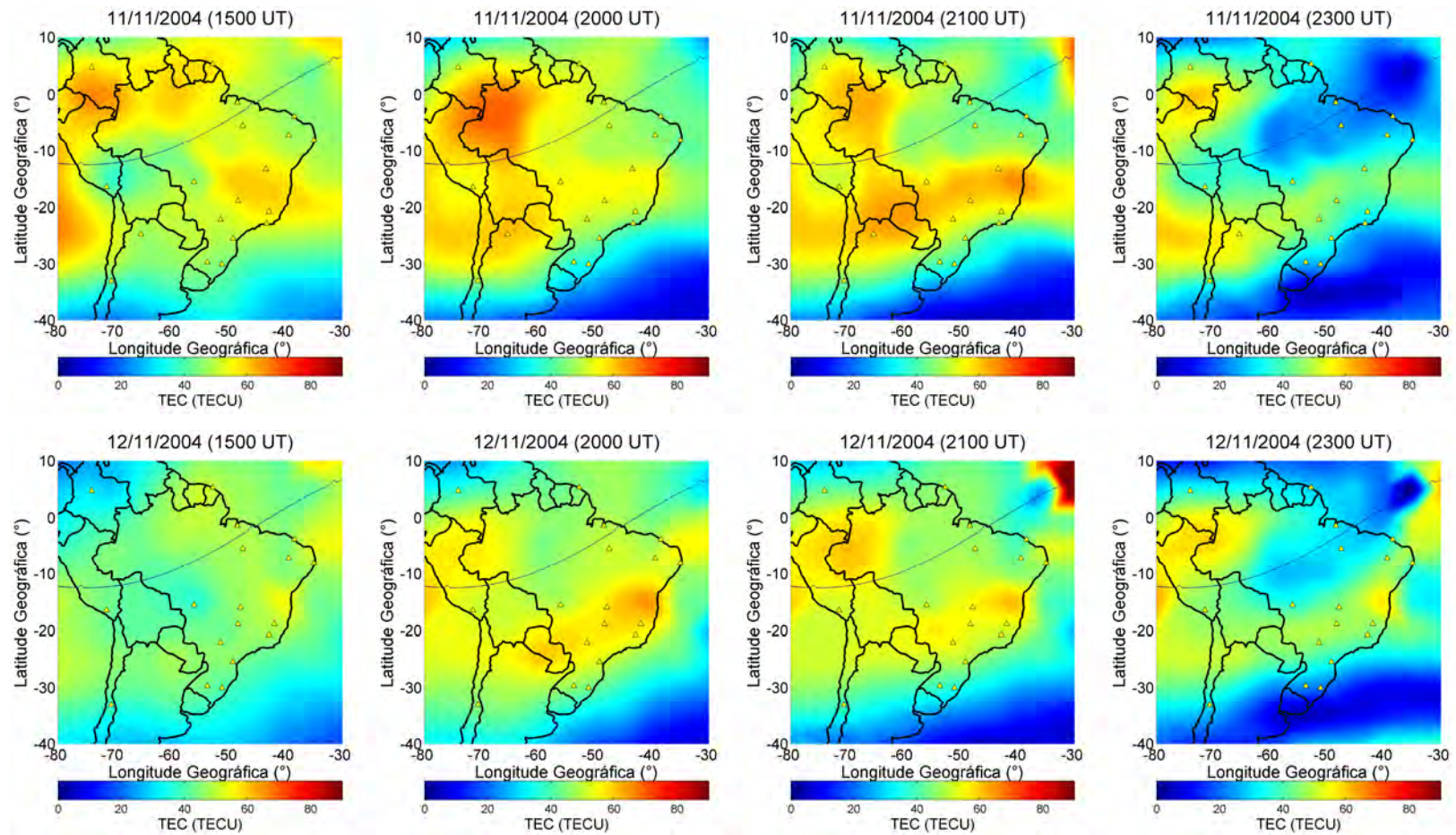


Figura 6.58. Topo: Mapas de TEC observados em 11 de Novembro (calmo) às 15:00, 20:00, 21:00UT e 23:00 UT. Embaixo: Mapas de TEC observados em 12 de Novembro de 2004, nos mesmos horários.

A seguir, na Figura 6.59, serão mostrados os resultados de TEC obtidos sobre o setor das Filipinas no período de 06 a 09 de Novembro. No dia 10 de Novembro não houve disponibilidade de dados para análise. Neste setor, a hora local corresponde a $LT = UT + 8$ horas.

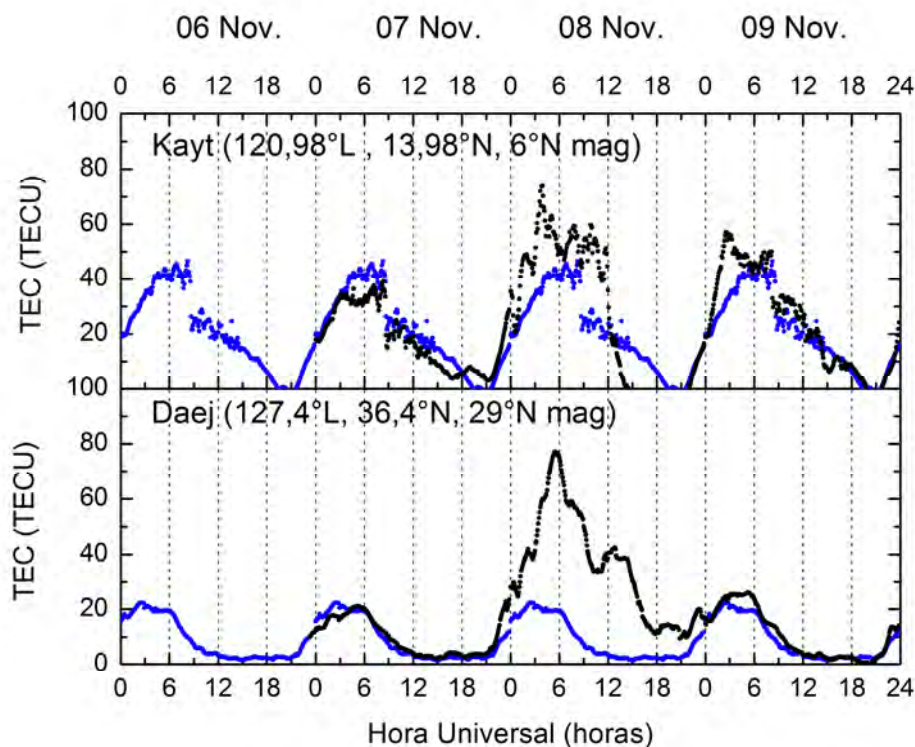


Figura 6.59. Conteúdo eletrônico total obtido na região das Filipinas, no período de 06 a 09 de Novembro de 2004. As estações receptoras de GPS utilizadas nos cálculos foram Kayt (topo) e Daej (embaixo).

No dia 07 de Novembro, na Figura 6.59, é evidente uma diminuição sutil no TEC sobre a estação Kayt, embora isso não seja observado em Daej, enquanto aumentos significativos são observados em 08 de Novembro. Na Figura 6.51 mostrada anteriormente, as derivas verticais simuladas sobre a região das Filipinas em 08 de Novembro mostraram um comportamento bastante perturbado, com intensificações significativas ao longo do dia naquele setor. Sendo este um período coincidente com a fase principal da tempestade magnética ocorrida em 07 de Novembro, os aumentos no TEC provavelmente foram causados pela ação de PPEFs que elevaram a ionosfera para altitudes em que a recombinação é diminuída. Os aumentos em 08 de Novembro são

observados sobre as duas estações, Kayt e Daej, sendo que sobre Kayt foram da ordem de 100 % e sobre Daej foram da ordem de 300 %, denotando um desenvolvimento intenso da anomalia equatorial naquele setor. Isso evidencia a resposta significativa do lado diurno à tempestade ocorrida em 07 de Novembro.

A seguir, serão apresentados os resultados do último evento analisado neste trabalho de tese.

6.6. Análise do Evento 6 (14 a 18 de Dezembro de 2006)

A tempestade magnética ocorrida em 14 de Dezembro de 2006 é caracterizada por grandes intensificações nas forçantes magnetosféricas seguidas de uma resposta geomagnética intensa. Na Figura 6.60 são apresentados os parâmetros magnetosféricos e os índices geomagnéticos a partir dos quais é possível verificar a ocorrência da tempestade magnética. Nessa tempestade, às 14:25 UT ocorreu o choque da estrutura solar na magnetopausa, configurada pelo aumento na velocidade do vento solar, da pressão do vento solar e do índice AE que respondeu prontamente ao choque. No entanto, esse choque não causou o SSC, como visto no índice Sym-H. Apesar deste índice ter apresentado um aumento nesse horário, a fase inicial da tempestade magnética tem início por volta das 21:00 UT. A fase principal iniciou-se às 22:35 UT e durou até as 00:55 UT do dia 15 de Dezembro, quando o índice Sym-H atingiu -211 nT. A partir daí iniciou-se a fase de recuperação da tempestade, que perdurou até o final do dia 16 de Dezembro.

Na Figura 6.61 são apresentados o IMF B_z , o E_{yIEF} e a deriva vertical simulada sobre Jicamarca a partir do ΔH_{JP} , juntamente à curva climatológica desta grandeza obtida do modelo de Scherliess e Fejer (1999). Neste período, não houve disponibilidade dos dados de magnetômetro para a região das Filipinas (ΔH_{CM}). Pode-se observar que antes do início da tempestade magnética, ou seja, entre 14:25 e 21:00 UT no dia 14 de Dezembro, o IMF B_z apresentou variações significativas, sofrendo incursões para sul e para norte consecutivas. O incremento no índice AE observado nesse intervalo é devido

principalmente a essas variações no IMF B_z , devido à intermitência na reconexão magnética, que causa eventos consecutivos de penetração de campos elétricos, além da injeção de energia na magnetosfera que ocorre durante essas variações no IMF B_z . Uma característica importante nessa tempestade magnética é que a fase principal da tempestade geomagnética somente se estabelece quando o IMF B_z orienta-se para sul e permanece nessa configuração por um intervalo maior de tempo (após as 22:35 UT em 14 de Dezembro). Antes disso, somente o índice AE respondeu às variações intensas no IMF B_z , sem que a tempestade magnética tenha se estabelecido.

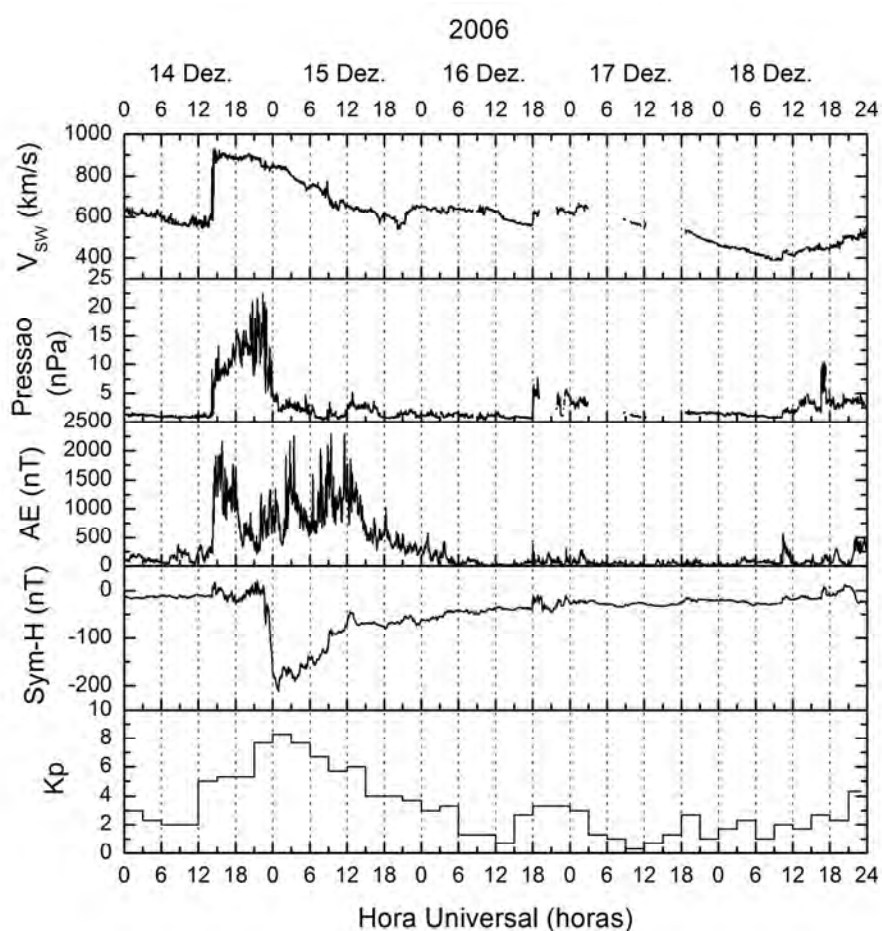


Figura 6.60. Velocidade do vento solar (V_{sw}), Pressão dinâmica do vento solar, índices geomagnéticos AE, Sym-H e Kp que descrevem a intensidade e as fases da tempestade magnética ocorrida em 14-16 de Dezembro de 2006.

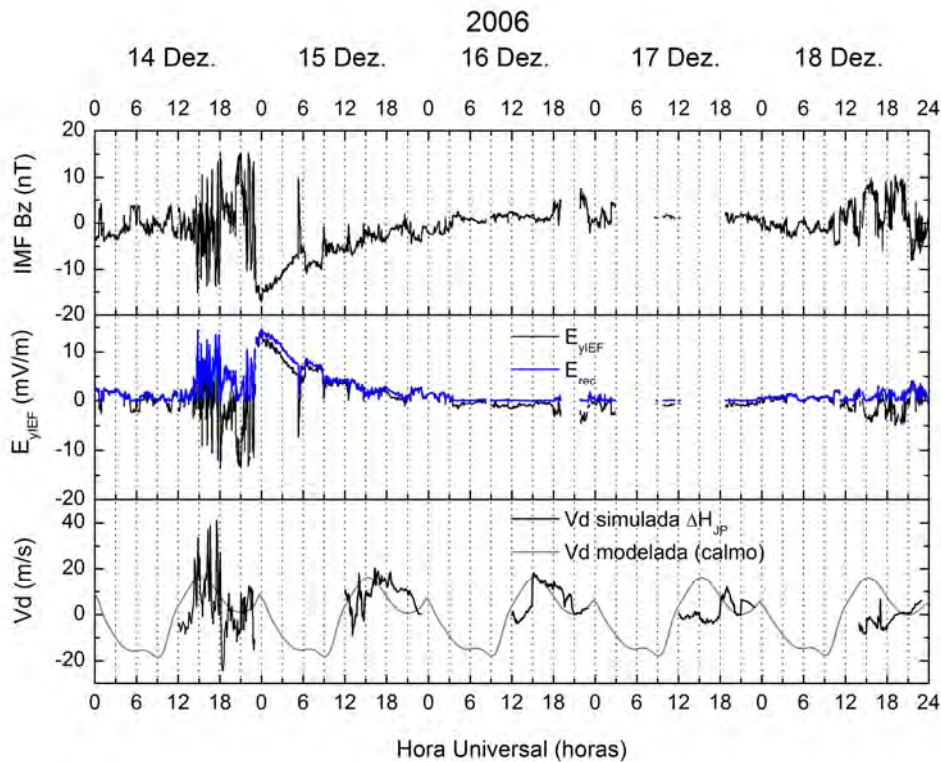


Figura 6.61. Componente B_z do campo magnético interplanetário (positivo para norte), componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica sobre Jicamarca (simulada), observados no período de 14 a 18 de Novembro de 2006.

As derivas verticais simuladas sobre Jicamarca mostradas na Figura 6.61 mostram um evento de penetração de campos elétricos ocorrido no dia 14 de Dezembro, que será detalhado adiante. Nos dias seguintes, as características apresentadas pela deriva sobre Jicamarca podem ser sintetizadas como segue: 1) No dia 15 de Dezembro ocorrem variações rápidas que podem ter sido efeitos de PPEFs; 2) No dia 16 de Dezembro as derivas exibem um comportamento perturbado, porém sem características de PPEF, sendo que a tempestade magnética já se encontrava na fase de recuperação; 3) Nos dias 17 e 18 de Dezembro as derivas exibem um padrão diminuído em relação à média climatológica, provavelmente ação de campos de dínamo perturbado. Uma análise mais criteriosa da deriva vertical observada no dia 14 de Dezembro será feita com base na Figura 6.62, mostrada a seguir.

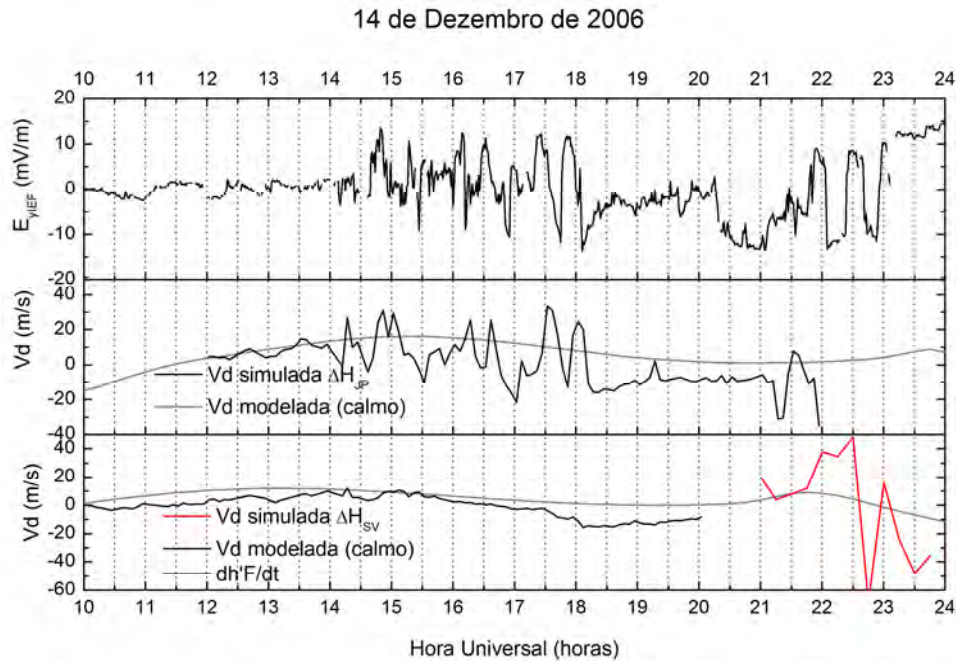


Figura 6.62. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica simulada em Jicamarca e em São Luís, observados em 14 de Dezembro de 2006.

Pode-se observar na Figura 6.62 o padrão perturbado da deriva vertical simulada sobre Jicamarca, condizente com a ocorrência de PPEFs no dia 14 de Dezembro. Vale ressaltar que a tempestade magnética teve início às 21:00 UT, e a fase principal da tempestade iniciou-se às 22:35 UT, portanto esses PPEFs observados no dia 14 de Dezembro ocorreram antes do início da fase principal da tempestade. No entanto, como já discutido anteriormente, o índice AE mostrou atividade auroral intensa ao longo do dia 14 de Dezembro, devido à ocorrência dos PPEFs. No entanto, esse padrão de PPEF não foi observado nas derivas simuladas sobre o Brasil. Na Figura 6.63 são mostrados o ΔH_{JP} e o ΔH_{SV} , que corroboram a resposta ionosférica diferenciada para as duas localidades. Sobre Jicamarca os resultados apresentam valores consistentes com a penetração de campos elétricos. Uma hipótese é que em 2006 o setor de São Luís já estava se distanciando da faixa estreita abrangida pelo eletrojato equatorial, uma vez que o equador geomagnético desloca-se com o tempo, dessa forma as medidas de magnetômetro sobre São Luís não refletem a dinâmica do eletrojato nem os efeitos de penetração de campos elétricos. Vale lembrar aqui que os dados de magnetômetro são

utilizados para São Luís no período entre 10:00 UT e 20:00 UT, enquanto para Jicamarca o período é de 12:00 UT até as 22:00 UT.

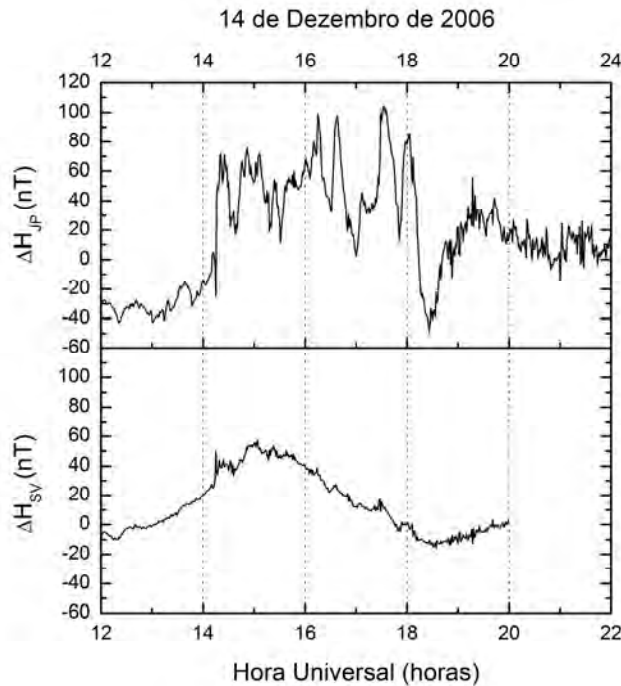


Figura 6.63. Diferenças ΔH_{JP} observada no setor Peruano (quadro superior) e ΔH_{SV} observada no setor Brasileiro (quadro inferior) no dia 14 de Dezembro de 2006, mostrando a resposta ionosférica diferenciada para as duas localidades.

Na Figura 6.64 é apresentado o campo elétrico interplanetário juntamente ao campo elétrico zonal calculado a partir do ΔH_{JP} , durante o dia 14 de Dezembro de 2006. Pode-se observar que entre 14:30 e 18:30 UT o campo elétrico zonal (E_{yIONO}) apresenta características semelhantes ao E_{yIEF} , o que confirma a ocorrência dos PPEFs. Neste caso, foi um PPEF de longa duração. Verifica-se um atraso de aproximadamente 10 minutos entre as variações no E_{yIEF} e as variações no E_{yIONO} . Variações muito rápidas observadas no E_{yIEF} , ocorridas em intervalos menores que 15 minutos, não foram transmitidas ao plano equatorial, como já observado no Evento 1. A eficiência de penetração deste PPEF de longa duração foi de aproximadamente 5 %. Além disso, as incursões negativas do E_{yIEF} não foram transmitidas ao plano equatorial com eficiência, o que demonstra que não houve penetração do E_{yIEF} orientado para oeste ao plano

equatorial. Assim, durante os picos negativos do $E_{y\text{IEF}}$, que são coincidentes com incursões para norte do IMF B_z , provavelmente ocorreram campos elétricos de *overshielding*.

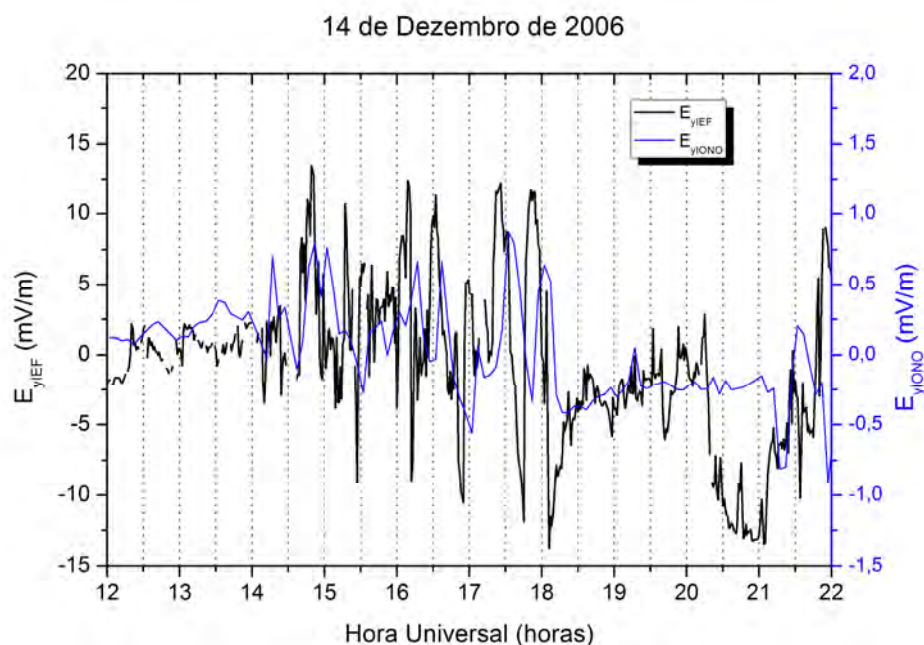


Figura 6.64. Componente E_y do campo elétrico interplanetário e campo elétrico zonal obtido a partir da deriva vertical medida em Jicamarca, em 14 de Dezembro de 2006.

No dia 15 de Dezembro ocorreram variações na deriva vertical ionosférica, porém não foram identificados PPEFs ao longo do dia, como mostrado na Figura 6.65. As derivas simuladas sobre Jicamarca e sobre o Brasil apresentam perturbações, porém não mostram efeitos de PPEFs. Por tratar-se da fase de recuperação da tempestade magnética, campos de dínamo perturbado já são esperados em 15 de Dezembro, o que adiciona-se às perturbações geradas pelos PPEFs.

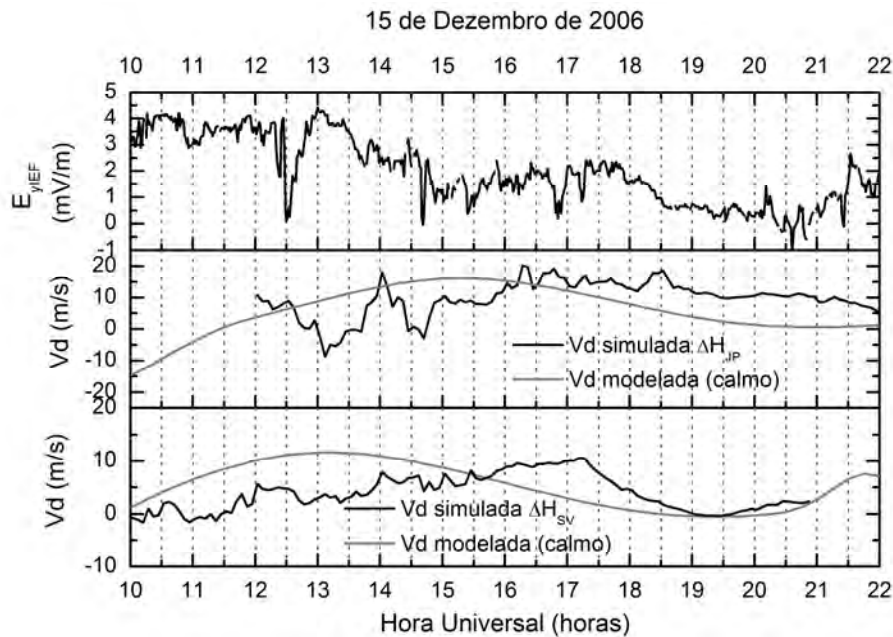


Figura 6.65. Componente E_y do campo elétrico interplanetário (positivo para leste) e deriva vertical ionosférica simulada em Jicamarca e em São Luís, observados em 15 de Dezembro de 2006.

Na Figura 6.66, são apresentados os parâmetros ionosféricos $hmF2$ e $foF2$ medidos em São Luís, mostrando as variações ocorridas nessa tempestade magnética. Pode-se observar que em 14 de Dezembro, quando ocorreu a fase principal da tempestade magnética, é observada uma subida da camada F entre 21:00 e 24:00 UT. A partir do dia 16 de Dezembro, pode-se observar que $hmF2$ atinge valores comparáveis aos observados no dia 14 de Dezembro, considerado geomagneticamente calmo até as 15:00UT, denotando a recuperação da tempestade magnética. Nessa tempestade, por tratar-se de período de baixa atividade solar, as variações observadas na ionosfera não são significativas como as mostradas nos eventos anteriores. Não foram observadas variações substanciais em $foF2$ durante este evento.

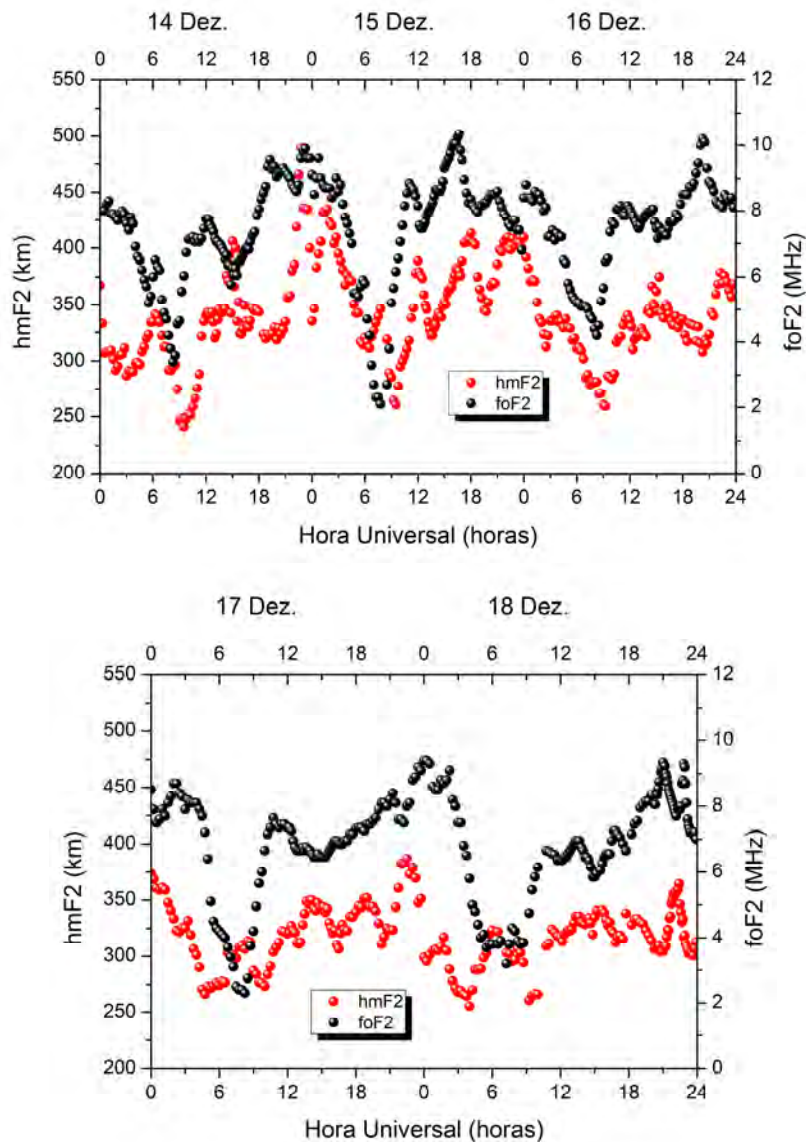


Figura 6.66. Altura do pico da camada F2 ($hmF2$) e frequência crítica da camada F2 ($foF2$) observadas no período de 14 a 18 de Dezembro de 2006 por uma digissonda localizada em São Luís (2,33°S, 44,60°O, 1,1°S magnético).

Os mapas de TEC que mostram a resposta a essa tempestade magnética são mostrados na Figura 6.67. O dia 13 de Dezembro é considerado o padrão de referência calmo para fins de comparação. O TEC máximo observado no dia calmo foi de 50 TECU.

(a)

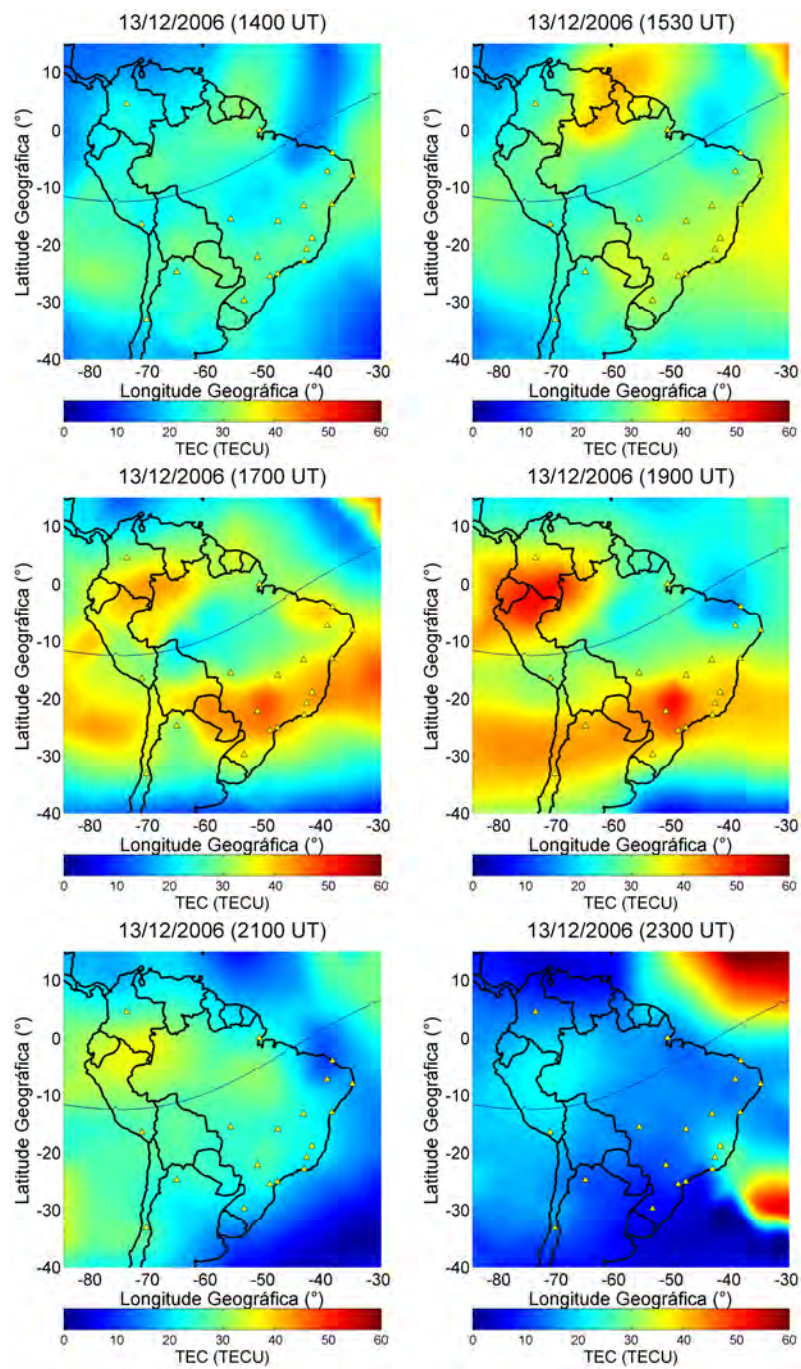


Figura 6.67. Mapas de TEC obtidos às 14:00, 15:30, 17:00, 19:00, 21:00, e 23:00UT para os dias (a) 13 de Dezembro (padrão de referência calmo), (b) 14 de Dezembro, (c) 15 de Dezembro, (d) 16 de Dezembro, (e) 17 de Dezembro e (f) 18 de Dezembro de 2002. (continua)

(b)

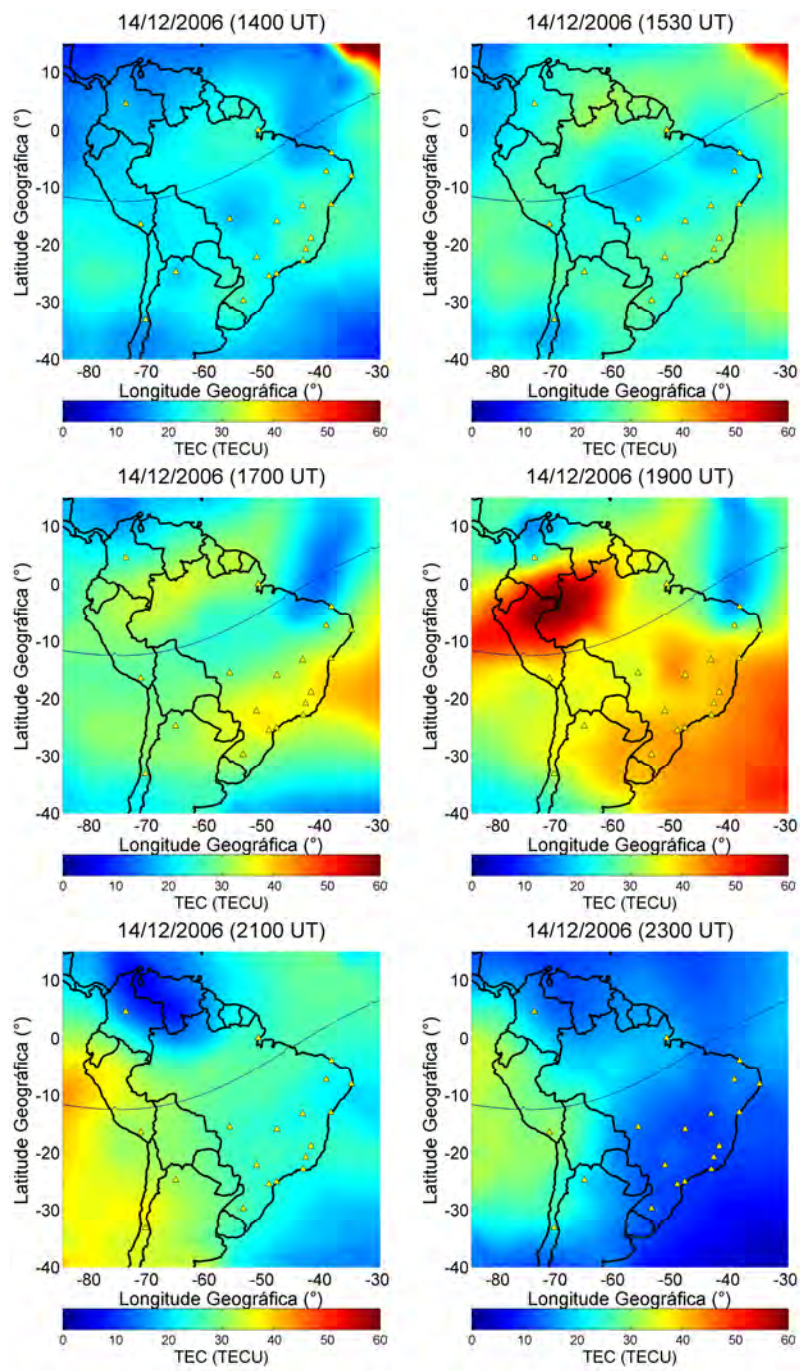


Figura 6.67. Continuação. (continua)

(c)

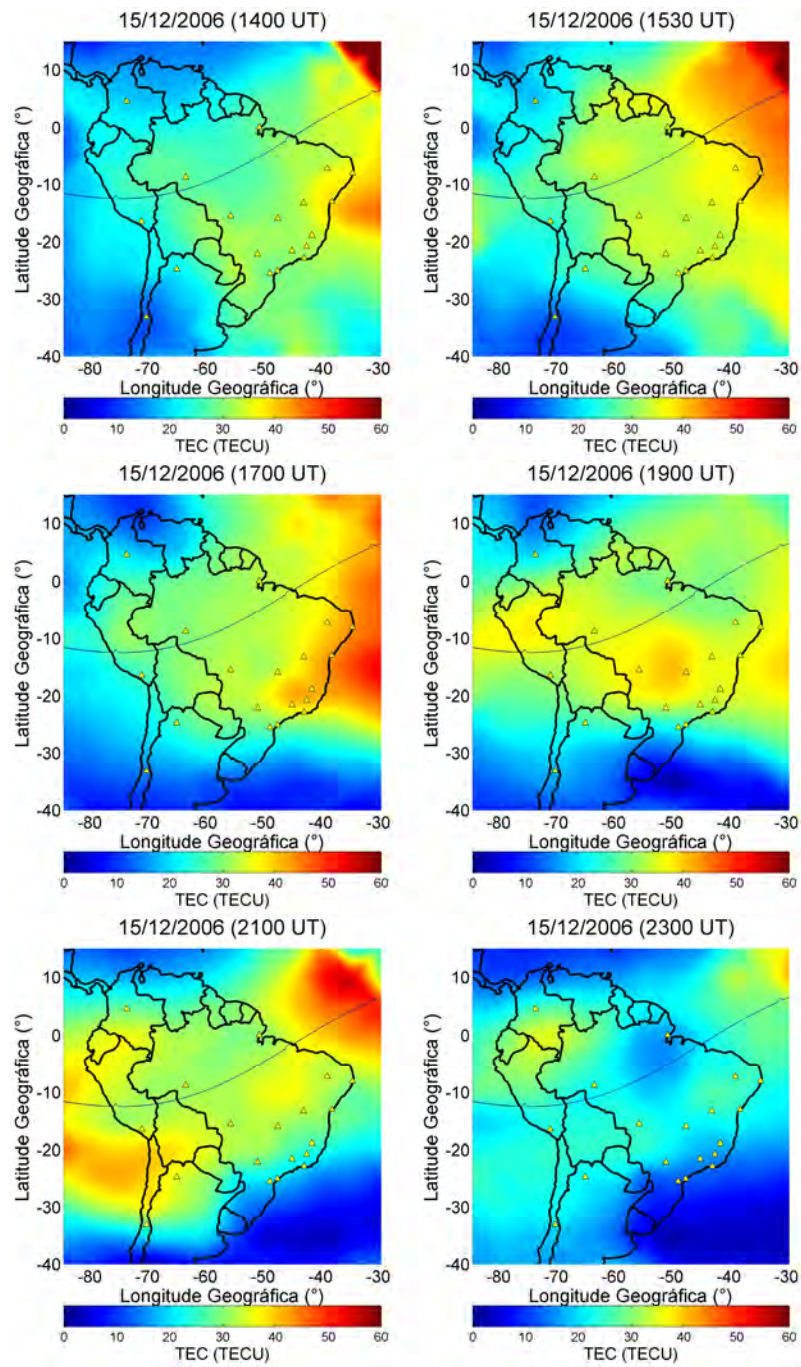


Figura 6.67. Continuação. (continua)

(d)

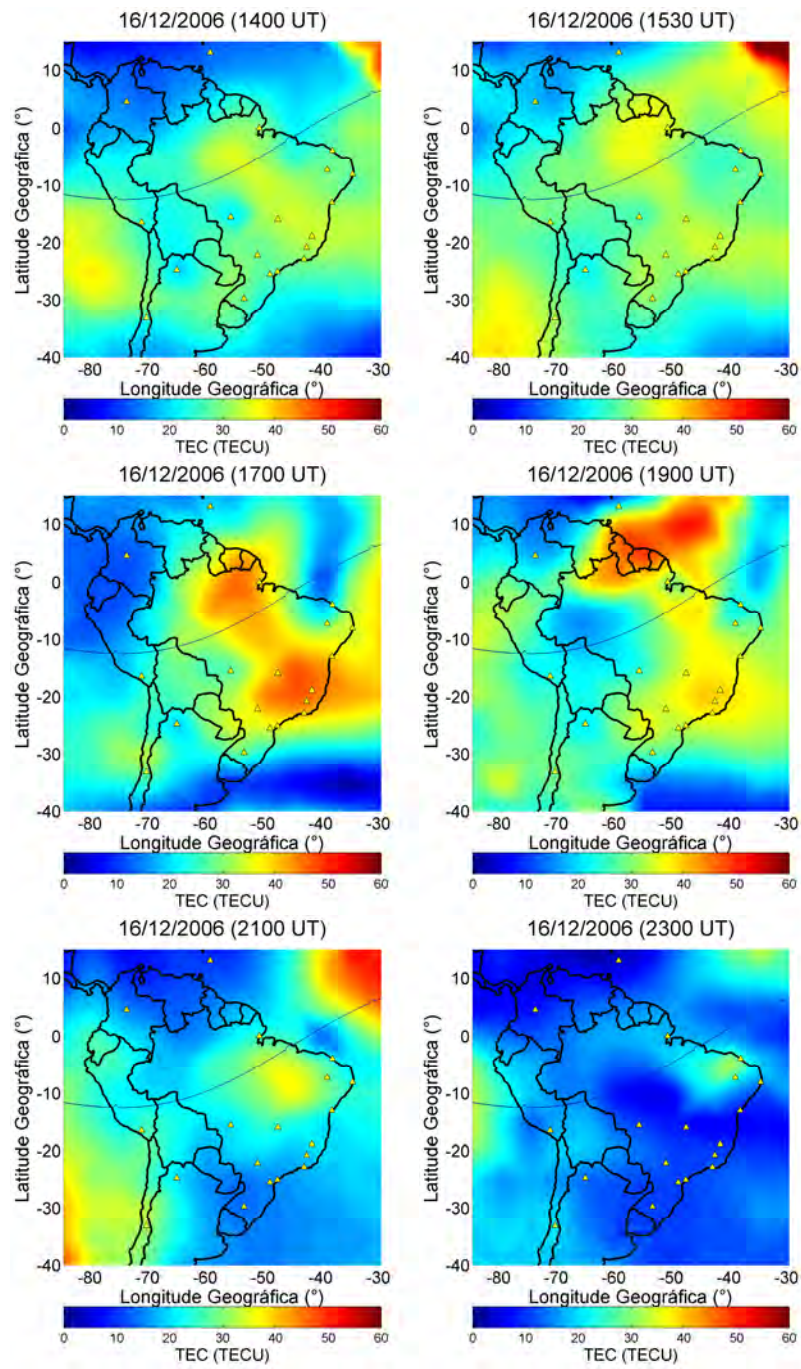


Figura 6.67. Continuação. (continua)

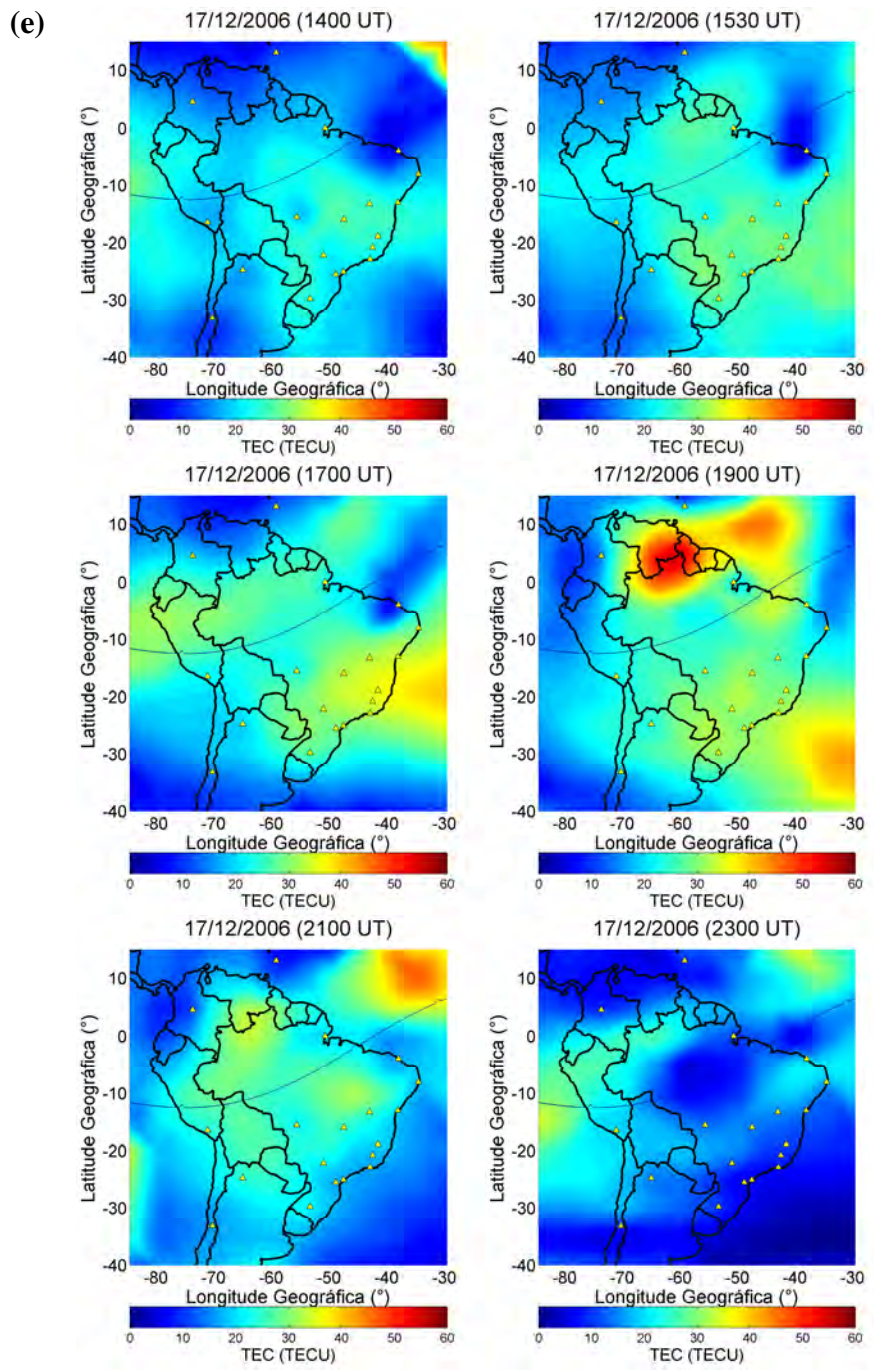


Figura 6.67. Continuação. (continua)

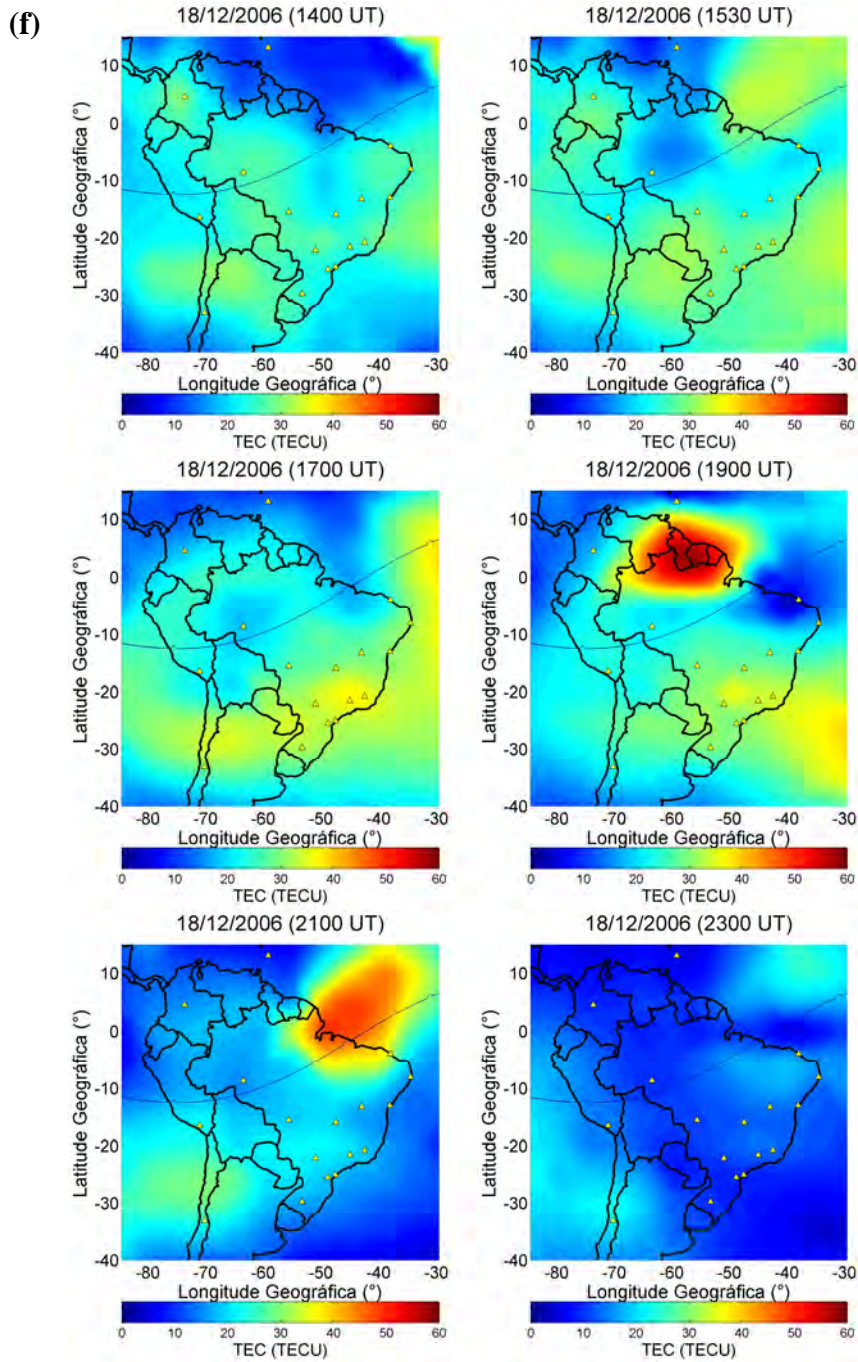


Figura 6.67. Conclusão.

Na Figura 6.67 (b), podem ser observados aumentos no TEC no dia 14 de Dezembro às 19:00 e 21:00 UT, durante o PPEF de longa duração ocorrido ao longo do dia, em relação ao dia 13 de Dezembro (calmo). São observadas diminuições no TEC no dia 14

de Dezembro às 15:30 e 17:00 UT. Isso provavelmente é efeito das derivas verticais perturbadas observadas no período. No entanto, não são esperadas grandes modificações no TEC uma vez que a fase principal ainda não havia iniciado. No dia 14 de Dezembro pode-se observar um sutil desenvolvimento da anomalia equatorial às 17:00 e 19:00 UT, porém isso não é mais observado a partir das 21:00 UT. No dia calmo, a anomalia equatorial apresenta-se mais definida em relação ao dia 14 de Dezembro, apresentando desenvolvimento das 16:00 às 19:00 UT, o que é contrastante com os eventos observados anteriormente, em que a anomalia desenvolve-se principalmente no horário do anoitecer. Os aumentos no TEC observados em 14 de Dezembro, em relação ao dia calmo, são da ordem de 50%. Nas Figuras 6.67 (c) e (d) são observados ainda aumentos no TEC, em 15 e 16 de Dezembro, respectivamente. A AIE praticamente não apresentou desenvolvimento no dia 15 de Dezembro, o que também é observado no dia 16 de Dezembro, refletindo assim a ação dos campos elétricos de dínamo perturbado ocorridos neste dia. Os pequenos aumentos no TEC observados em 15 e 16 de Dezembro sobre a região equatorial são provavelmente efeito de ventos neutros perturbados, como já discutido nos eventos anteriores. Nos mapas de TEC mostrados nas Figuras 6.67 (e) e 6.67 (f), em 17 e 18 de Dezembro, o TEC passou à fase de recuperação, apesar de ainda apresentar valores de TEC diminuídos em relação ao dia calmo. Uma característica importante a salientar nesse evento é que mesmo tratando-se de uma tempestade magnética intensa, cujo Sym-H atingiu -211 nT, os efeitos no TEC não são significativos em comparação aos eventos anteriores. Isso é devido ao Sol encontrar-se em seu período de baixa atividade, refletindo diretamente nas respostas ionosféricas.

Assim, encerram-se os eventos analisados neste trabalho de tese. Outros eventos de tempestades magnéticas foram analisados, como as ocorridas em 01/10/2002, 31/03/2003, 29/10/2003 e 24/11/2003, porém a maioria apresentou respostas semelhantes às analisadas neste trabalho. Além disso, trabalhos futuros serão desenvolvidos com base nesses eventos não abordados aqui.

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Recentemente muita atenção tem sido dada pela comunidade científica ao que denominamos Clima Espacial. O Clima Espacial define-se como a variabilidade das condições do meio interplanetário, da magnetosfera, ionosfera e termosfera, em relação à atividade solar. É de interesse tecnológico crescente que as condições interplanetárias e sua influência na magnetosfera e ionosfera sejam monitoradas constantemente, uma vez que perturbações provenientes do vento solar influenciam os sistemas tecnológicos terrestres, podendo alterar seu desempenho e confiabilidade, como por exemplo o sistema GNSS. A tendência é que cada vez mais os sistemas terrestres passem a incorporar tecnologias baseadas em transmissão via satélite, como o GPS, a fim de facilitar o monitoramento e operação desses sistemas, como ocorre com a agricultura de precisão. Dessa forma, é necessário que as perturbações provenientes do vento solar, que afetam o desempenho dos sistemas baseados em transmissão de sinais trans-ionosféricos, possam ser entendidas e modeladas, a fim de serem incorporadas nos sistemas terrestres. As modelagens são essenciais para que correções possam ser feitas devido a essas perturbações.

Apesar do Ciclo Solar 24 iniciado em 2008 apresentar características diferenciadas em relação aos ciclos anteriores, uma vez que o mínimo estendeu-se por maior período e a atividade solar permanece abaixo do esperado (TSURUTANI et al., 2011), não significa que o interesse em Clima Espacial diminuirá. De fato, durante o recente mínimo solar, o fluxo de raios cósmicos galáctico atingiu níveis recordes e a tendência é que no próximo mínimo solar, esses níveis sejam ainda maiores (TURNER, 2011), excedendo os níveis atualmente utilizados em projetos de sistemas espaciais. Além disso, os eventos que ocorrem devido à interação entre regiões rápidas e mais lentas do vento solar (*corotating interaction regions* – regiões de interação co-rotantes) ainda acontecerão. Grandes eventos podem ocorrer durante períodos em que existe um número diminuído de manchas solares, como a tempestade magnética extrema ocorrida em 1859, conhecida como Evento de Carrington (TURNER, 2011).

O TEC é um parâmetro muito importante em Clima Espacial, uma vez que oferece a possibilidade de correção dos efeitos da ionosfera nos sinais transmitidos via satélite. O entendimento das tempestades magnéticas e dos efeitos causados no TEC, inclusive considerando a evolução ao longo do ciclo solar, oferece meios para que tais perturbações possam ser modeladas com melhor desempenho. Quando se trata de modelagem, o objetivo final e que ainda não pôde ser alcançado com total eficiência, é o de predição das perturbações e dos efeitos na ionosfera, para que tais efeitos possam ser minimizados nos sistemas tecnológicos terrestres.

Na Tabela 7.1 estão apresentadas as principais características dos eventos analisados neste trabalho, a fim de se obter uma visão global e sintetizada das informações discutidas no capítulo anterior.

Tabela 7.1. Sumário das características principais das tempestades magnéticas estudadas neste trabalho.

Evento	Data	Hora UT de ocorrência	Mín. Sym-H (nT)	Estação do ano (hemisfério Sul)	TEC Máximo calmo (TECU)	Varição máxima no TEC durante a tempestade	Pressão do vento solar (nPa)/ Mínimo IMF B_z (nT)	Duração do PPEF ***	Tempo aproximado para resposta no TEC
1	11/04/2001	15:20	-280	Equinócio	180	90%	32,1/-35,0	7,0 h	1 h
2	06/11/2001	03:00	-320	Verão	140	100%	n.d.**/-20	0,25 h	1 h
3a	03/09/2002	18:30	-109	Equinócio	100	25%	7,6/-19,8	7,0 h	1 h
3b	07/09/2002	17:00	-168	Equinócio	100	100%	10,3/-25,6	3,5 h	Imediata
4	20/11/2003	08:05	-490	Verão	100	300%	23,5/-52,2	8,0 h	4 h
5	07/11/2004	18:30	-394	Verão	90	100%	51,4/-50,2	2,0 h	1,5 h
6	14/12/2006	20:30	-211	Verão	50	50%	22,4/-17	7,5 h	1 h

** não disponível

*** Período em que o campo elétrico zonal apresentou assinatura semelhante ao E_{yIEF} .

Na Tabela 7.1 pode-se observar que os eventos analisados neste trabalho foram os de tempestades intensas e muito intensas (super tempestades). Além disso, com exceção do Evento 6 ocorrido em 2006, tais eventos ocorreram durante a alta atividade solar do Ciclo Solar 23, portanto representam as respostas mais significativas esperadas das tempestades magnéticas, sendo que estas respostas são baseadas em dados obtidos com alta precisão permitida pelas tecnologias modernas. Uma ressalva a ser feita é que a atividade geomagnética como um todo tende a intensificar-se durante a fase descendente do ciclo solar, próximo ao mínimo solar (Gonzalez et al., 1994). Dessa forma, este trabalho de tese é um representativo das respostas ionosféricas mais significativas e recentes estudadas até então. Neste trabalho procurou-se abordar da forma mais abrangente possível os mecanismos responsáveis pelas modificações no TEC durante as tempestades magnéticas, desde os campos elétricos perturbados até as possíveis modificações na composição neutra termosférica.

As respostas no TEC são primeiramente dependentes da hora local de ocorrência da tempestade magnética. Tempestades cuja fase principal ocorre ao longo da noite em hora local não causam aumentos substanciais no TEC. Um exemplo é o Evento 2, cuja fase principal da tempestade magnética de fato ocorreu a partir das 03:00 UT no dia 06 de Novembro de 2001 (00:00 LT no Brasil). Outro exemplo é o Evento 3a, cuja fase principal também ocorreu durante a noite da América do Sul. As respostas mais significativas observadas durante a fase principal destes dois eventos foram observadas no setor das Filipinas, que se encontrava no lado diurno. Considerando os horários da fase principal das tempestades magnéticas ocorridas nos Eventos 2 (considerando início às 03:00 UT) e 3a, as respostas no TEC durante esse eventos apresentaram aumentos após 1 hora, o que é consistente com resultados já apresentados na literatura. Um resultado interessante observado no Evento 2 foi a ocorrência de uma fase negativa da tempestade ionosférica muito sutil. Como já discutido anteriormente, a fase positiva da tempestade ionosférica tem menor duração e é seguida da fase negativa, que pode durar vários dias. Após a fase negativa, o TEC deve apresentar valores recuperados, comparáveis ao padrão calmo. Apesar disso, mesmo observando a fase positiva da tempestade, a fase negativa, que se se supôs ter ocorrido nos dias 07 e 08 de Novembro

de 2001, foi muito sutil, contrastante com os resultados observados no Evento 1. Em 07 e 08 de Novembro, o TEC na América do Sul praticamente apresentou comportamento idêntico ao dia calmo (04 de Novembro), denotando a recuperação da tempestade ionosférica. Espera-se observar a fase negativa na região de médias latitudes, de acordo com as teorias já discutidas neste trabalho. Além disso, a fase negativa é mais pronunciada no verão, o que é consistente com o período analisado, porém isso não foi observado. Dessa forma, no Evento 2 a fase negativa da tempestade ionosférica que apresentou respostas muito sutis em relação ao esperado, mostra um comportamento peculiar da ionosfera durante esse evento, sem que embasamentos possam ter sido encontrados a partir dos dados analisados neste trabalho. Neste contexto é preciso lembrar que a fase negativa devido à mudança de composição nas médias latitudes não se aplica às baixas latitudes aqui estudadas. Em baixas latitudes as fases chamadas “positiva/negativa” dependem dos fatores de campos elétricos e ventos perturbados, e nem sempre das modificações de composição, a não ser nos casos de super tempestades.

Um segundo fator a ser considerado nos aumentos no TEC observados é a intensidade da tempestade magnética. Durante alta atividade solar, são esperadas tempestades magnéticas mais intensas, e, portanto, maiores variações no TEC, mesmo porque o fluxo solar, caracterizado pelo índice F10.7 (vide Figura 3.4), aumenta durante o máximo solar. A partir da Tabela 7.1 pode-se observar que as maiores variações no TEC ocorreram durante a tempestade mais intensa analisada, no Evento 4, cujo Sym-H atingiu -490 nT. Em contrapartida, variações menos significativas ocorreram conforme esperado no evento menos intenso, o Evento 3a.

Uma relação direta é encontrada entre a intensidade da tempestade magnética e a magnitude do IMF B_z . A incursão para sul mais significativa do IMF B_z ocorreu no Evento 4, na tempestade mais intensa analisada neste trabalho. Neste evento foi observado também o PPEF de maior duração. De forma geral, a penetração do E_{yIEF} durante a fase principal da tempestade magnética ocorre imediatamente, apresentando apenas alguns minutos de atraso na resposta ionosférica devido ao tempo de transmissão do campo interplanetário até a ionosfera de altas latitudes e posteriormente até a

ionosfera equatorial. Apesar disso, como já discutido, a eficiência de penetração do PPEF neste evento mostra um atraso na resposta ionosférica em relação ao PPEF, o que leva a supor uma ação diferenciada da camada de blindagem neste evento peculiar. Dessa forma, no Evento 4, por cerca de 4 horas o PPEF não pôde penetrar na ionosfera equatorial de forma eficiente, como observado nos outros eventos e em trabalhos da literatura, e uma possível explicação para essa observação é uma blindagem mais eficiente da camada de Alfvén durante o início da perturbação. Devido a isso, nesse evento a resposta no TEC foi a mais atrasada, apresentando aumentos após 4 horas do início da tempestade magnética. Cabe ressaltar aqui que durante a fase inicial da tempestade, que dura em média 1 hora, variações sutis são observadas no TEC, principalmente devido à penetração de campos elétricos que ocorrem devido a incursões para sul no IMF B_z , no entanto, as variações significativas no TEC ocorrem durante a fase principal da tempestade magnética, quando os PPEFs são mais efetivos.

No Evento 1, a resposta da tempestade magnética segue um padrão clássico, em que as variações no TEC são significativas, da ordem de 90%, e as fases positiva, negativa e de recuperação da tempestade ionosférica são bem definidas. Esse evento apresentou um PPEF com duração de 7 horas, sendo que o campo elétrico zonal apresentou grande correspondência com o E_{yIEF} ao longo desse período. Além disso, nesse Evento foi observado que variações rápidas do E_{yIEF} (menores que 15 minutos) não são transmitidas ao plano equatorial. Esse resultado foi observado em todos os eventos de penetração analisados neste trabalho. Apesar da correspondência entre o E_{yIEF} e o campo elétrico zonal durante o PPEF, foi observado que quando o E_{yIEF} assume valores negativos, ou seja, quando o E_{yIEF} aponta para o amanhecer (para o oeste), um comportamento ligeiramente diferente é observado no campo ionosférico, que apresenta variações mais lentas e picos negativos menos intensos. Essa característica foi observada nos Eventos 1, 3a e 6, ou seja, todos eventos definidos como PPEF de longa duração neste trabalho. No Evento 4, cujo PPEF apresentou 8 horas de duração, houve variação na eficiência de penetração e atraso na resposta ionosférica, como discutido anteriormente, portanto tal análise não se aplica. Assim, os picos negativos do E_{yIEF} de fato não parecem ser transmitidos ao plano equatorial, portanto os campos ionosféricos

zonais para oeste ocorridos durante incursões para norte do IMF B_z , que resultam em picos negativos no E_{yIEF} , serão considerados como campos elétricos de *overshielding*, conforme a teoria proposta por Kelley et al. (1979). Ao menos neste trabalho de tese não é possível afirmar que o E_{yIEF} penetrou na ionosfera equatorial por várias horas seguidas, baseado nessas peculiaridades observadas nos campos zonais para oeste, que assumem um comportamento diferente do E_{yIEF} quando este apresenta picos negativos. Assim, conclui-se que, com base nos dados observados neste trabalho, uma sequência de eventos de penetração, consistentes com mecanismos subsequentes de *undershielding* e *overshielding*, retrata de forma mais realística os resultados observados. Os eventos de penetração de longa duração propostos recentemente na literatura, que consideram inclusive a penetração do E_{yIEF} negativo para a ionosfera equatorial, devem ser analisados com base numa maior amostragem, e não puderam ser confirmados neste trabalho.

O Evento 3b apresentou uma resposta inesperada após a fase positiva da tempestade ionosférica. A tempestade ocorrida em 07 de Setembro de 2002 apresentou respostas significativas no TEC durante a fase principal da tempestade magnética, seguindo um padrão clássico de resposta no TEC. No entanto, nos dias 09 e 10 de Setembro de 2002 era esperada a fase negativa da tempestade ionosférica, que não foi observada. Nesse caso, o TEC apresentou aumentos da ordem de 100 % observados em 09-10 de Setembro de 2002, e uma análise mais atenta dos parâmetros do vento solar revelaram que durante esses dois dias houve a ocorrência do fenômeno denominado HILDCAAs. Aumentos significativos no TEC, comparáveis aos causados por tempestades magnéticas, devido à ação de HILDCAAs, são reportados neste trabalho de tese. Isso demonstra que as respostas ionosféricas são majoritariamente governadas pelas forçantes do vento solar (como representado pelo aumento do índice F10.7 visualizado na Figura 6.35), e que mesmo na ausência de eventos extremos de tempestades magnéticas, modificações significativas ionosféricas podem ocorrer.

O Evento 4 apresentou a resposta ionosférica mais dramática dentre os eventos analisados neste trabalho de tese. No Evento 4 os valores absolutos no TEC chegaram a

280 TECU, nas regiões da crista da anomalia equatorial. Essa resposta extrema é consistente com a intensidade da tempestade magnética e com a magnitude do IMF B_z , como já discutido nos parágrafos anteriores. As respostas ionosféricas apresentadas no Evento 4 seguiram um padrão clássico, em que as fases positiva, negativa e de recuperação da tempestade ionosférica são bem definidas. Além disso, há ação clara dos campos de dínamo perturbado, que se adicionam às forçantes não eletrodinâmicas ocorridas na fase tardia da tempestade magnética, responsáveis por suprimir a anomalia equatorial e causar aumentos no TEC sobre o equador geomagnético.

O Evento 5 apresenta também respostas bem esclarecidas do comportamento do TEC ao longo da tempestade magnética. O TEC respondeu de forma esperada aos campos perturbados observados no período. Durante este evento o radar de Jicamarca estava em operação, e foi possível observar a deriva vertical ionosférica mais intensa já medida pelo radar. Neste evento foi possível analisar a fase negativa da tempestade magnética a partir da zona de composição perturbada que atingiu médias latitudes na América do Sul, em que houve diminuição da razão O/N_2 . Como já mencionado, os resultados deste evento foram publicados por de Siqueira et al. (2011).

O Evento 6 é um exemplo da resposta mais amena da ionosfera a uma tempestade magnética intensa, em que o índice Sym-H atingiu -211 nT. Essa resposta amena deve-se principalmente a essa tempestade magnética ter ocorrido durante o mínimo solar. No Evento 6 foi possível observar que durante o mínimo solar, as respostas no TEC à tempestade magnética são muito mais amenas em comparação aos eventos ocorridos no máximo solar, principalmente porque os valores de período calmo no TEC são significativamente inferiores no mínimo solar, como pode ser visto na Tabela 7.1.

Neste trabalho foi possível observar que a ionosfera responde prontamente às forçantes do vento solar, sendo majoritariamente governada pelas modificações apresentadas nos parâmetros do vento solar. Dessa forma, ressalta-se a importância dos estudos de acoplamento do vento solar-magnetosfera-termosfera-ionosfera para o Clima Espacial.

Neste trabalho, os campos elétricos existentes no plasma ionosférico e interplanetário foram analisados, sendo que se adotou a teoria já amplamente aceita e utilizada na literatura de que o plasma move-se com a velocidade de deriva dada por $\vec{V} = \vec{E} \times \vec{B} / B^2$, ou deriva $\vec{E} \times \vec{B}$. Essa análise é apropriada e suficiente para o objetivo principal deste trabalho, que foi observar as respostas ionosféricas às forçantes do vento solar. No entanto, conforme trabalhos publicados recentemente (VASYLIÛNAS, 2001, 2005a, b, 2011), o único parâmetro de fato observado nos plasmas é o fluxo do plasma, ou a deriva do plasma. Por meio da relação $\vec{E} = -\vec{V} \times \vec{B}$ é possível e conveniente a determinação do campo elétrico \vec{E} para efetuar as análises, no entanto nos trabalhos supracitados este parâmetro é apenas uma consequência do fluxo do plasma \vec{V} , não sendo, portanto, uma quantidade primária observada, mas secundária. Dessa forma, defende-se nesses trabalhos que o campo elétrico presente nestes plasmas e observado no referencial da Terra não é responsável por gerar os movimentos do plasma, sendo apenas uma consequência dos fluxos de plasma. A análise baseada nos campos elétricos do plasma ionosférico e interplanetário oferece vantagens conceituais e matemáticas, porém é necessário enfatizar que esse tópico é alvo de discussões e recentemente tem sido revisado, a fim de se efetuar as análises com base no fluxo do plasma, considerado o parâmetro primário nas análises. Esse assunto também é revisado em Parker (1996), em que o autor apresenta e discute os paradigmas (E, J), que considera o campo elétrico e a corrente como parâmetros primários, e (B, V), que considera o campo magnético e a deriva do plasma como primários, concluindo que o estudo do plasma magnetosférico é mais apropriadamente analisado em termos das variáveis primárias (B, V). Além disso, Parker (1996) mostra que o paradigma (E, J) falha em certos problemas assimétricos, sendo eficiente em problemas que envolvem configuração simétrica nos campos e correntes envolvidos. A análise dos campos elétricos ionosférico e interplanetário realizada neste trabalho é apropriada, uma vez que tais campos são resultado de um cálculo que considera a deriva do plasma como variável primária, ou seja, os campos elétricos do plasma analisados aqui são provenientes da relação $\vec{E} = -\vec{V} \times \vec{B}$, além de que foi possível a observação da correspondência entre o parâmetro solar (o campo

elétrico interplanetário) e o parâmetro ionosférico (o campo elétrico zonal), sendo assim suficiente a comparação para analisar a resposta ionosférica.

É importante uma sinergia por parte das instituições responsáveis pela pesquisa em Geofísica Espacial na América do Sul, a fim de unir esforços e mapear com maiores detalhes as alterações ionosféricas e termosféricas ocorridas nessa região. Ações em conjunto que considerem a utilização de diferentes métodos de medidas ionosféricas, como digissondas da rede LISN (*Low Latitude Ionospheric Sensor Network*) localizadas em diferentes latitudes, e a utilização dos receptores GPS da RBMC, fornecem meios de se estudar a ionosfera nessa região mais detalhadamente.

Como recomendações de trabalhos futuros, um estudo importante a ser feito é a utilização da rede expandida da RBMC no estudo da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS). Como há uma diminuição do campo geomagnético na região da AMAS, é provável a ocorrência de precipitação de partículas nessa região, portanto alterações nas condutividades e na ionização ionosférica podem ocorrer, devido às variações nas densidades de íons e elétrons. Dessa forma, um estudo considerando as variações no TEC devido a AMAS é importante e hoje é exequível graças à rede expandida da RBMC e à rede LISN.

Outro trabalho a ser realizado é o estudo da dinâmica e evolução das irregularidades ionosféricas utilizando uma cobertura densa de receptores GPS, como já tem sido realizado na América do Norte (TSUGAWA et al., 2007). Para isso ser alcançado, a rede de receptores utilizada deve ter uma distribuição cuja distância entre as estações seja menor que a escala das irregularidades. Como a América do Sul é caracterizada por grande declinação magnética, a análise de mapas de TEC para observar a evolução das irregularidades forneceria uma nova ferramenta para o estudo deste fenômeno.

O software UNB-IMT pode também ser aperfeiçoado a fim de gerar mapas com maior resolução temporal, como 5 ou 10 minutos, em vez da resolução de 15 minutos utilizada neste trabalho. Outro aperfeiçoamento que pode ser feito é a implementação de um

modelo climatológico que possa suprir as regiões com baixa distribuição de receptores de GPS, como os oceanos.

Com relação ao TEC, os dados do satélite CHAMP, que orbitou em torno de 400 km de altitude, podem ser utilizados para cálculo do TEC plasmasférico e suas modificações durante as perturbações magnéticas. O período de dados do CHAMP é de 2001 a 2005, portanto os mesmos resultados apresentados neste trabalho podem ser utilizados para realizar uma análise do TEC plasmasférico. Os resultados de tais análises são importantes para implementação em modelos já existentes.

Outro ponto a ser estudado é a integração do TEC calculado a partir do GPS e o TEC sobre a superfície do mar, como o obtido pelo satélite TOPEX. Tal integração pode ser implementada em modelos a fim de se analisar a dinâmica global do TEC de forma mais precisa.

Como já dito anteriormente, outros eventos de tempestades magnéticas foram analisados, como as ocorridas em 01/10/2002, 31/03/2003, 29/10/2003 e 24/11/2003, e os resultados serão utilizados para publicações em trabalhos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

ABDU, M. A. Equatorial ionosphere-thermosphere system: Electrodynamics and irregularities. **Advances in Space Research**, v. 35, n. 5, p. 771-787, doi:10.1016/j.asr.2005.03.150, 2005.

ABDU, M. A.; BITTENCOURT, J. A.; BATISTA, I. S. Magnetic declination control of the equatorial F region dynamo electric field development and spread F. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, n. A13, p. 11,443-11,446, doi:10.1029/JA086iA13p11443, 1981.

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.; BATISTA, I. S.; SOBRAL, J. H. A. A new aspect of magnetic declination control of equatorial spread F and F region dynamo. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. A10, p. 14,897-14,904, doi:10.1029/92JA00826, 1992.

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, n. 7, p. 585-594, 1993.

ABDU, M. A.; MACDOUGALL, J. W.; BATISTA, I. S.; SOBRAL, J.H.A.; JAYACHANDRAN, P.T. Equatorial evening pre reversal electric Field enhancement and sporadic E layer disruption: A manifestation of E and F region coupling. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. A6, 1254, p. 1-13, doi:10.1029/2002JA009285, 2003.

ABDU, M. A.; SOUZA, J. R.; SOBRAL, J. H. A.; BATISTA, I. S. Magnetic storm associated disturbance dynamo effects in the low equatorial latitude ionosphere. In: TSURUTANI, B.; MCPHERRON, R.; GONZALEZ, W. D.; LU, G.; SOBRAL, J. H. A.; GOPALSWAMY, N. (Eds.). **Recurrent Magnetic Storms: Corotating Solar Wind Streams**. Washington, DC: Geophysical Monograph Series, 2006. 340 p. v. 167. ISSN (0065-8448). ISBN (978-0-87590-432-0).

ABDU, M. A.; DE PAULA, E. R.; BATISTA, I. S.; REINISCH, B. W.; MATSUOKA, M. T.; CAMARGO, P. O.; VELIZ, O.; DENARDINI, C. M.; SOBRAL, J. H. A.; KHERANI, E. A.; DE SIQUEIRA, P. M. Abnormal evening vertical plasma drift and effects on ESF and EIA over Brazil-South Atlantic sector during the 30 October 2003 superstorm. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. A07313, p. 1-12, doi:10.1029/2007JA012844, 2008.

ANDERSON, D. N.; KLOBUCHAR, J. A. Modeling the total electron content observations above Ascension Island. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. A10, p. 8020–8024, doi:10.1029/JA088iA10p08020, 1983.

ANDERSON, D. N.; KLOBUCHAR, J. A.; DOHERTY, P. H.; RASTOGI, R. G. A comparison of theoretical modeling of the low latitude ionosphere against TEC data from the Indian longitudes during solar minimum. In: INTERNATIONAL BEACON SYMPOSIUM, 1992, Cambridge. **Proceedings...** Cambridge, MA: MIT Press, 1992.

ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; YUMOTO, K.; ISHITSUKA, M.; KUDEKI, E. Estimating daytime vertical $E \times B$ drift velocities in the equatorial F-region using ground-based magnetometer observations. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 12, 1596, p. 1-4, doi:10.1029/2001GL014562, 2002.

ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; CHAU, J.; VELIZ, O. Daytime vertical $E \times B$ drift velocities inferred from ground based magnetometer observations at low latitudes. **Space Weather**, v. 2, n. S11001, p. 1-9, doi:10.1029/2004SW000095, 2004.

ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; CHAU, J. L.; YUMOTO, K. Global, low-latitude, vertical $E \times B$ drift velocities inferred from daytime magnetometer observations. **Space Weather**, v. 4, n. S08003, p. 1-9, doi:10.1029/2005SW000193, 2006.

ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; CHAU, J. L.; YUMOTO, K.; BHATTACHARYYA, A.; ALEX, S. Daytime, low latitude, vertical $E \times B$ drift velocities, inferred from ground-based magnetometer observations in the Peruvian, Philippine and Indian longitude sectors under quiet and disturbed conditions. In: INTERNATIONAL LIVING WITH A STAR WORKSHOP, 2006, Goa, India. **Proceedings...** Goa: ILWS, 2006. p. 389-394. ISBN: 81-87099-40-2. Disponível em: <http://cdaw.gsfc.nasa.gov/publications/ilws_goa2006/>. Acesso em: 23 jun. 2010.

ANGHEL, A.; ANDERSON, D.; MARUYAMA, N.; CHAU, J. L.; YUMOTO, K.; BHATTACHARYYA, A.; ALEX, S. Interplanetary electric fields and their relationship to low-latitude electric fields under disturbed conditions. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, n. 10-11, p. 1147–1159, 2007.

APPLETON, E. V.; BARNETT, M. A. F. On some direct evidence for downward atmospheric reflection of electric rays. **Proceedings of the Royal Society of London**, v. 109, n. 752, p. 621-641, 1925. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character.

APPLETON, E. V.; PIGGOTT, W. R. The morphology of storms in the F2-layer of the ionosphere. I. Some statistical relationships. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 2, n. 4, p. 236-252, doi:10.1016/0021-9169(52)90034-2, 1952.

AXFORD, W.I.; HINES, C.O. A unifying theory of highlatitude geophysical phenomena and geomagnetic storms. **Canadian Journal of Physics**, v. 39, n. 10, p. 1433-1464, 1961.

BABCOCK JR., R. R.; EVANS, J. V. Effects of geomagnetic disturbances on neutral winds and temperatures in the thermosphere observed over Millstone Hill. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, n. A9, p. 5349-5354, doi:10.1029/JA084iA09p05349, 1979.

BALAN, N.; BAILEY, G. J.; ABDU, M. A.; OYAMA, K. I.; RICHARDS, P. G.; MACDOUGALL, J.; BATISTA, I. S. Equatorial plasma fountain and its effects over three locations: Evidence for an additional layer, the F₃ layer. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. A2, p. 2047-2056, doi:10.1029/95JA02639, 1997.

BARTELS, J.; HECK, N. H.; JOHNSTON, H. F. The three-hour range index measuring geomagnetic activity. **Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity**, v. 44, n. 4, p. 411-454, doi:10.1029/TE044i004p00411, 1939.

BASSIRI, S.; HAJJ, G. A. Higher-order ionospheric effects on the global positioning system observables and means of modelling them. In: AAS/AIAA SPACE FLIGHT MECHANICS MEETING, 3., 1993, Pasadena, CA. **Proceedings...** Pasadena, CA: AAS Publications, 1993. p. 1071-1086. ISSN (0065-3438). A95-81344.

BASU, S.; DAS GUPTA, A. Latitude variation of electron content in equatorial region under magnetically quiet and active conditions. **Journal of Geophysical Research**, v. 73, n. 17, p. 5599-5602, doi:10.1029/JA073i017p05599, 1968.

BASU, S.; 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, doi:10.1029/2001GL013259, 2001a.

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.; BULLET, 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, doi:10.1029/2001JA001116, 2001b.

BATISTA, I. S. **Dínamo da região F equatorial: assimetrias sazonais e longitudinais no setor americano.** 1986. 169 p. (INPE-3760-TDI/206). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1986.

BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; BITENCOURT, J. A. Equatorial F-region vertical plasma drifts: Seasonal and longitudinal asymmetries in the American sector. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. A11, p. 12,055-12,064, 1986.

BATISTA, I. S.; DE PAULA, E. R.; ABDU, M. A.; TRIVEDI, N. B.; GREENSPAN, M. E. Ionospheric effects of the March 13, 1989, magnetic storm at low and equatorial latitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A8, p. 13,943-13,952, 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).

BECKER-GUEDES, F.; SAHAI, Y.; FAGUNDES, P. R.; ESPINOZA, E. S.; PILLAT, V. G.; LIMA, W. L. C.; BASU, Su.; BASU, Sa.; OTSUKA, Y.; SHIOKAWA, K.; MACKENZIE, E. M.; PI, X.; BITTENCOURT, J. A. The ionospheric response in the Brazilian sector during the super geomagnetic storm on 20 November 2003, **Annales Geophysicae**, v. 25, n. 4, p. 863-873, doi:10.5194/angeo-25-863-2007, 2007.

BELL, J. T.; GUSSENHOVEN, M. S.; MULLEN, E. G. Super storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. A7, p. 14,189-14,198, 1997.

BERKNER, L. V.; WELLS, J. W.; SEATON, S. L. Characteristics of the upper regions of the ionosphere. **Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity**, v. 41, n. 2, p. 173-184, 1936.

BHONSLE, R. V.; DA ROSA, A. V.; GARRIOT, O. K. Measurements of the total electron content and the equivalent slab thickness of the mid-latitude ionosphere. **Radio Science**, v. 69D, n. 7, p. 929-937, 1965.

BISNATH, S. B.; LANGLEY, R. B. Automated Cycle-slip Correction of Dual-frequency Kinematic GPS Data. In: ANNUAL CONFERENCE OF THE CANADIAN AERONAUTICS AND SPACE INSTITUTE, 47., 2000, Ottawa. **Proceedings...** Ottawa: CASI, 2000. p. 121-125.

BITTENCOURT, J. A.; ABDU, M. A. A theoretical comparison between apparent and real vertical ionization drift velocities in the equatorial F region. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, n. A4, p. 2451-2454, doi:10.1029/JA086iA04p02451, 1981.

- BLANC, M.; RICHMOND, A. D. The ionospheric disturbance dynamo. **Journal of Geophysical Research**, v. 85, n. A4, p. 1669-1686, doi:10.1029/JA085iA04p01669 , 1980.
- BLELLY, P.-L.; ALCAYDÉ, D. Ionosphere. In: KAMIDE, Y., CHIAN, A. (Eds.). **Handbook of the Solar-Terrestrial Environment**. Berlin: Springer, 2007. p. 189-220. doi:10.1007/11367758_8.
- BLEWITT, G. An automatic editing algorithm for GPS data. **Geophysical Research Letters**, v. 17, n. 3, p. 199-202, 1990.
- BREIT, G.; TUVE, M. A. A Test of the existence of the conducting layer. **Physical Review**, v. 28, n. 3, p. 554-575, 1926.
- BRUNNER, F. K.; GU, M. An Improved model for the dual frequency ionospheric correction of GPS observations. **Manuscripta Geodaetica**, v. 16, n. 3, p. 205-214, 1991.
- BUONSANTO, M. J. Ionospheric storms – A review. **Space Science Reviews**, v. 88, n. 3-4, p. 563-601, doi: 10.1023/A:1005107532631, 1999.
- BURNS, A. G.; KILLEEN, T. L.; ROBLE, R. G. A Theoretical study of thermospheric composition perturbations during an impulsive geomagnetic storm. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A8, p. 14,153-14,167, 1991.
- BURNS, A. G.; KILLEEN, T. L. The equatorial neutral thermospheric response to geomagnetic forcing. **Geophysical Research Letters**, v. 19, n. 10, p. 977-980, doi:10.1029/92GL00522, 1992.
- CAUDILL, M.; BUTLER, C. **Understanding neural networks: computer explorations**. Cambridge, MA: The MIT Press, 1992. 310 p. v. 1 and v. 2. ISBN (0262530996).
- CHAPMAN, S. The Equatorial electrojet as detected from the abnormal electric current distribution above Huancayo, Peru and elsewhere. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 4, n. 1, p. 368-390, doi:10.1007/BF02246814, 1951.
- CHAPMAN, S.; BARTELS, J. **Geomagnetism**. London: Oxford University Press, 1940. 1049 p. v. 2.
- 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, 1991.

CODRESCU, M. V.; PALO, S. E.; ZHANG, X.; FÜLLER-ROWELL, T. J.; POPPE, C. TEC climatology derived from TOPEX/POSEIDON measurements. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, n. 3-4, p. 281-298, doi:10.1016/S1364-6826(98)00132-1, 1999.

CODRESCU, M. V.; BEIERLE, K. L.; FÜLLER-ROWELL, T. J.; PALO, S. E.; ZHANG, X. More total electron content climatology from TOPEX/Poseidon measurements. **Radio Science**, v. 36, n. 2, p. 325-333, doi:10.1029/1999RS002407, 2001.

DAVIES, K. **Ionospheric radio propagation**. New York: Dover Publications Inc., 1966.

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

DAVIS, T. N.; SUGIURA, M. Auroral electrojet activity index AE and its universal time variations. **Journal of Geophysical Research**, v. 71, n. 3, p. 785-801, doi:10.1029/JZ071i003p00785, 1966.

DE ABREU, A. J.; FAGUNDES, P. R.; SAHAI, Y.; DE JESUS, R.; BITTENCOURT, J. A.; BRUNINI, C.; GENDE, M.; PILLAT, V. G.; LIMA, W. L. C.; ABALDE, J. R.; PIMENTA, A. A. Hemispheric asymmetries in the ionospheric response observed in the American sector during an intense geomagnetic storm. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. A12312, p. 1-10, doi:10.1029/2010JA015661, 2010.

DE JESÚS, O.; HAGAN, M.T. Backpropagation through time for a general class of recurrent network. In: INTERNATIONAL JOINT CONFERENCE ON NEURAL NETWORKS, **Proceedings...** Washington, DC: IJCNN, 2001. p. 2638-2642.

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

DE PAULA, E. R.; DE REZENDE, L. F. C.; KANTOR, I. J.; CAMPOS, A. A. N.; SMORIGO, P. F. Ionospheric irregularities studies using GPS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA ESPACIAL E AERONOMIA, 1., São José dos Campos, Brasil. **Livro de Resumos...** São José dos Campos: SBGF, 2006, p. 29.

DE SIQUEIRA, P. M.; DE PAULA, E. R.; MUELLA, M. T. A. H.; REZENDE, L. F. C.; ABDU, M. A.; GONZALEZ, W. D. Storm-time total electron content and its response to penetration electric fields over South America. **Annales Geophysicae**, v. 29, n. 10, p. 1765-1768, doi: 10.5194/angeo-29-1765-2011, 2011.

DEFENSE ADVANCED RESEARCH PROJECTS AGENCY (DARPA). **DARPA Neural Network Study**: October 1987 - February 1988. Lexington, MA: AFCEA International Press, 1988. 629 p. Lincoln Laboratory. ISBN (978-0916159177).

DENARDINI, C. M.; AVEIRO, H. C.; ALMEIDA, P. D. S. C.; RESENDE, L. C. A.; GUIZELLI, L. M.; MORO, J.; SOBRAL, J. H. A.; ABDU, M. A. Daytime efficiency and characteristic time scale of interplanetary electric fields penetration to equatorial latitude ionosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 73, n. 11-12, p. 1555–1559, 2011.

DENARDINI, C. M. **Estudo da eletrodinâmica durante o período de máxima atividade solar (1999-2002)**. 2003. 271 p. (INPE-10554-TDI/941). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

DOS SANTOS, M. C. **Real-time orbit improvement for GPS Satellites**. 1995. 125 p. (Technical Reports No. 178). PhD dissertation (PhD in Geodesy and Geomatics Engineering) - University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada, 1995.

DUNGEY, J.W. Interplanetary magnetic field and the auroral zones. **Physical Review Letters**, v. 6, n. 2, p. 47-48, 1961.

ECHER, E.; TSURUTANI, B. T.; GUARNIERI, F. L. Interplanetary origins of November 2004 superstorms. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 72, n. 4, p. 280-284, 2010.

ELPHINSTONE, R. D.; MURPHREE, J. S.; COGGER, L. L. What is a global auroral substorm? **Reviews of Geophysics**, v. 34, n. 2, p. 169-232, doi:10.1029/96RG00483, 1996.

EMMERT, J. T.; FEJER, B. G.; SHEPHERD, G. G.; SOLHEIM, B. H. Altitude dependence of middle and low-latitude daytime thermospheric disturbance winds measured by WINDII. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. A12, 1483, p. 1-15, doi:10.1029/2002JA009646, 2002.

ENGLAND, S. L.; MAUS, S.; IMMEL, T. J.; MENDE, S. B. Longitudinal variation of the E-region electric fields caused by atmospheric tides. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. L21105, p. 1-5, doi:10.1029/2006GL027465, 2006.

FAGUNDES, P. R.; MUELLA, M. T. A. H.; BITTENCOURT, J. A.; SAHAI, Y.; LIMA, W. L. C.; GUARNIERI, F. L.; BECKER-GUEDES, F.; PILLAT, V. G.; FERREIRA, A. S.; LIMA, N. S. Nighttime ionosphere–thermosphere coupling observed during an intense geomagnetic storm. **Advances in Space Research**, v. 41, n. 4, p. 539-547, doi:10.1016/j.asr.2007.11.005, 2008.

- 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, n. A12, p. 13,723-13,728, 1986.
- FEDRIZZI, M., **Estudo do efeito de tempestades magnéticas na ionosfera utilizando dados do GPS**. 2004. 257 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.
- FEJER, B. G. Low latitude storm time ionospheric electrodynamics. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 12-14, p. 1401-1408, 2002.
- FEJER, B. G.; DE PAULA, E. R.; GONZALEZ, S. A.; WOODMAN, R. F. Average vertical and zonal F-region plasma drifts over Jicamarca. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A8, p. 13,901-13,906, 1991.
- FEJER, B. G.; DE PAULA, E. R.; HEELIS, R. A.; HANSON, W. B. Global equatorial ionospheric vertical drifts measured by the AE-E satellite. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. A4, p. 5769-5776, doi:10.1029/94JA03240, 1995.
- FEJER, B. G.; JENSEN, J. W.; KIKUCHI, T.; ABDU, M. A.; CHAU, J. L. Equatorial ionospheric electric fields during the November 2004 magnetic storm. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. A10304, p. 1-11, doi:10.1029/2007JA012376, 2007.
- 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.
- 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, 1995.
- FORBES, J. M. The equatorial electrojet. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 19, n. 3, p. 469-504, 1981.
- FORTES, L. P. S.; COSTA, S. M. A.; ABREU, M. A.; JÚNIOR, N. J. M.; SILVA, A. L.; LIMA, M. A. A.; MONICO, J. F. G.; SANTOS, M. C. **Plano de expansão e modernização das redes ativas RBMC/RIBaC**. Rio de Janeiro: IBGE, 2007. Disponível em: < ftp://geoftp.ibge.gov.br/documentos/geodesia/artigos/>. Acesso em: 26 de Abril de 2012.

FÜLLER-ROWELL, T. J.; CODRESCU, M. V.; RISHBETH, H.; MOFFETT, R. J.; QUEGAN, S. On the seasonal response of the thermosphere and ionosphere to geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. A2, p. 2343-2353, 1996.

FÜLLER-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. K. (Eds.). **Magnetic Storms**. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1997. p. 203-225. Geophysical Monograph 98.

GERMAN RESEARCH CENTRE FOR GEOSCIENCES (GFZ). **Indices of Global Geomagnetic Activity**. Disponível em: <http://www-app3.gfz Potsdam.de/kp_index/description.html>. Acesso em: 25 out. 2011.

GONZALES, C. A.; KELLEY, M. C.; FEJER, B. G.; VICKREY, J. F.; WOODMAN, R. F. Equatorial electric fields during magnetically disturbed conditions, II, Implications of simultaneous auroral and equatorial measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, n. A10, p. 5803-5812, doi:10.1029/JA084iA10p05803, 1979.

GONZALEZ, W. D.; GONZALEZ, A. L. C. Solar wind energy transfer to the Earth's magnetosphere via magnetopause reconnection. **Geophysical Research Letters**, v. 8, n. 3, p. 265-268, doi:10.1029/GL008i003p00265, 1981.

GONZALEZ, W.; JOSELYN, J.; KAMIDE, Y.; KROEHL, H.; ROSTOKER, G.; TSURUTANI, B.; VASYLIUNAS, V. What is a geomagnetic storm? **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. A4, p. 5771-5792, doi:10.1029/93JA02867, 1994.

GONZALEZ, W. D.; TSURUTANI, B. T.; LEPPING, R. P.; SCHWENN, R. Interplanetary phenomena associated with very intense geomagnetic storms. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 2, p. 173-181, 2002.

GOSLING, J. T.; MCCOMAS, D. J.; PHILLIPS, J. L.; BAME, S. J. Geomagnetic activity associated with Earth passage of interplanetary shock disturbances and coronal mass ejections. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A5, p. 7831-7839, 1991.

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. 13,931-13,942, 1991.

GRIFFITHS, D. J. **Introduction to Electrodynamics**. New Jersey: Prentice-Hall, 1999. 578 p. 3rd ed. ISBN (9780138053260).

GUARNIERI, F. L. **Estudo da origem interplanetária e solar de eventos de atividade auroral contínua e de longa duração**. 2006. 316 p. (INPE-13604-TDI/1043). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.

HAGAN, M. T.; DEMUTH, H. B.; BEALE, M. H. **Neural Network Design**. Boston, MA: PWS Publishing, 1996. 736 p. ISBN (0534943322).

HARGREAVES, J. K. **The solar-terrestrial environment**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 420 p.

HAYKIN, S. **Neural Networks: A Comprehensive Foundation**. New Jersey: Prentice Hall, 1994. 842 p. ISBN (0132733501).

HEELIS, R.A.; KENDALL, P.C.; MOFFET, R. J.; WINDLE, D.W.; RISHBETH, H. Electrical coupling of the E- and F-region and its effects on the F region drifts and winds. **Planetary and Space Science**, v. 22, n. 5, p. 743-756, 1974.

HEELIS, R. A. Electrodynamics in the low and middle latitude ionosphere: a tutorial. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, n. 10, p. 825-838, doi:10.1016/j.jastp.2004.01.034, 2004.

HOCKE, K.; SCHLEGEL, K. A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982–1995. **Annales Geophysicae**, v. 14, n. 9, p. 917–940, doi:10.1007/s00585-996-0917-6, 1996.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS, J. **GPS - theory and practice**. Wien: Springer-Verlag, 1994. 355 p. 3 ed.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS, J. **GPS - theory and practice**. Wien: Springer-Verlag, 2001. 390 p. 5 ed.

HUANG, Y.-N.; CHENG, K. Ionospheric disturbances at the equatorial anomaly crest region during the March 1989 magnetic storm. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A8, p. 13,953-13,965, 1991.

HUANG, C.-S.; FOSTER, J. C.; YUMOTO, K.; CHAU, J. L.; VELIZ, O. Prompt effects of solar wind variations on the inner magnetosphere and midlatitude ionosphere. **Advances in Space Research**, v. 36, n. 2, p. 2407-2412, 2003.

HUANG, C.-S.; FOSTER, J. C.; KELLEY, M. C. Long-duration penetration of the interplanetary electric field to the low-latitude ionosphere during the main phase of magnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. A11309, p. 1-13, doi:10.1029/2005JA011202, 2005.

HUANG, C.-S. Continuous penetration of the interplanetary electric field to the equatorial ionosphere over eight hours during intense geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. A11305, p. 1-10, doi:10.1029/2008JA013588, 2008.

HUBA, J. D.; JOYCE, G.; SAZYKIN, S.; WOLF, R.; SPIRO, R. Simulation study of penetration electric field effects on the low- to mid-latitude ionosphere. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. L23101, p. 1-4, doi:10.1029/2005GL024162, 2005.

HUNSUCKER, R. D. Radio techniques for probing the ionosphere. In: HUNSUCKER, R. D.; HARGREAVES, J. K. (Eds.). **The high latitude ionosphere and its effects on radio propagation**. New-York: Springer-Verlag, 1991. Cap. 4, p. 181-226.

IMMEL, T. J.; SAGAWA, E.; ENGLAND, S. L.; HENDERSON, S. B.; HAGAN, M. E.; MENDE, S. B.; FREY, H. U.; SWENSON, C. M.; PAXTON, L. J. Control of equatorial ionospheric morphology by atmospheric tides. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. L15108, p. 1-4, doi:10.1029/2006GL026161, 2006.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS**. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/rbmc/rbmc_est.shtm>. Acesso em: 03 out. 2011.

INSTITUTO NACIONAL DE COLONIZAÇÃO E REFORMA AGRÁRIA (INCRA). **Rede INCRA de bases comunitárias do GNSS**. Disponível em: <<http://ribac.incra.gov.br/>>. Acesso em: 26 de Abril de 2012.

INTERNATIONAL GNSS SERVICE (IGS). **Tracking network**. Disponível em: <<http://igsceb.jpl.nasa.gov/network/netindex.html>>. Acesso em: 21 nov. 2011.

IYEMORI, T.; TAKEDA, M.; NOSE, M.; ODAGI, Y.; TOH, H. **Mid-latitude Geomagnetic Indices "ASY" and "SYM" for 2009 (Provisional)**. Disponível em: <<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/aeasy/asy.pdf>>. Acesso em: 25 out. 2011.

JAGGI, R. K.; WOLF, R. A. Self-consistent calculation of the motion of a sheet of ions in the magnetosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 78, n. 16, p. 2852-2866, 1973.

JAKOWSKI, N. TEC monitoring by using satellite positioning systems. In: KOHL, H., RÜSTER, R., SCHLEGEL, K. (Eds.). **Modern ionospheric science**. Katlenburg-Lindau: European Geophysical Society, 1996. p. 371-390. ISBN (978-3-936586-76-3).

JEE, G.; SCHUNK, R. W.; SCHERLIESS, L. Analysis of TEC data from the TOPEX/Poseidon mission. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. A01301, p. 1-19, doi:10.1029/2003JA010058, 2004.

KAMEI, T.; SUGIURA, M.; ARAKI, T. **Auroral Electrojet (AE) Indices**. Disponível em: <<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/aedir/ae2/onAEindex.html>>. Acesso em: 25 out. 2011.

KAN, J. R.; LEE, L. C. Energy coupling functions and solar wind-magnetosphere dynamo. **Geophysical Research Letters**, v. 6, n. 7, p. 577-580, doi:10.1029/GL006i007p00577, 1979.

KANE, R. P. Global evolution of the ionospheric electron content during some geomagnetic storms. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 37, n. 4, p. 601-611, doi:10.1016/0021-9169(75)90055-0, 1975.

KANE, R. P. Ionospheric *foF2* anomalies during some intense geomagnetic storms. **Annales Geophysicae**, v. 23, n. 7, p. 2487-2499, doi:10.5194/angeo-23-2487-2005, 2005.

KELLEY, M. C. **The earth's ionosphere**. San Diego: Academic Press, 1989. 486 p. International Geophysics Series, 43. ISBN (0-12-404012-8).

KELLEY, M. C.; FEJER, B. G.; GONZALES, C. A. An explanation for anomalous ionospheric electric fields associated with a northward turning of the interplanetary magnetic field. **Geophysical Research Letters**, v. 6, n. 4, p. 301-304, 1979.

KELLEY, M. C.; MAKELA, J. J.; CHAU, J. L.; NICOLLS, M. J. Penetration of the solar wind electric field into the magnetosphere/ionosphere system. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 1158, p. 1-3, doi:10.1029/2002GL016321, 2003.

KELLEY, M. C.; NICOLLS, M. J.; ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; CHAU, J. L.; SEKAR, R.; SUBBARAO, K. S. V.; BHATTACHARYYA, A. Multi-longitude case studies comparing the interplanetary and equatorial ionospheric electric fields using an empirical model. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, n. 10-11, p. 1174-1181, 2007.

KELLEY, M. C.; ILMA, R. R.; NICOLLS, M.; ERICKSON, P.; GONCHARENKO, L.; CHAU, J. L.; APONTE, N.; KOZYRA, J. U. Spectacular low- and mid-latitude electrical fields and neutral winds during a superstorm. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 72, n. 4, p. 285-291, 2010.

KIKUCHI, T.; ARAKI, T.; MAEDA, H.; MAEKAWA, K. Transmission of polar electric fields to the equator. **Nature**, v. 273, p. 650-651, doi:10.1038/273650a0, 1978.

KIKUCHI, T.; ARAKI, T. Horizontal transmission of the polar electric field to the equator. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 41, n. 9, 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. 17,161-17,173, doi:10.1029/96JA01299, 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, p. 10-89 - 10-96. Section 10.9.

KOGA, D.; SOBRAL, J. H. A.; GONZALEZ, W. D.; ARRUDA, D. C. S.; ABDU, M. A.; DE CASTILHO, V. M.; MASCARENHAS, M.; GONZALEZ, A. C.; TSURUTANI, B. T.; DENARDINI, C. M.; ZAMLUTTI, C. J. Electrodynamical coupling processes between the magnetosphere and the equatorial ionosphere during a 5-day HILDCAA event. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 73, n. 1, p. 148-155, doi:10.1016/j.jastp.2010.09.002, 2011.

KOMJATHY, A. **Global ionospheric Total Electron Content mapping using the Global Positioning System**. 1997. 248 p. (Technical Report No. 188). Ph.D. dissertation (Ph.D. in Geodesy and Geomatics Engineering) - University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada, 1997.

KOTADIA, K. M. Variations in critical frequency of the F2-layer of the ionosphere associated with geomagnetic storms at equatorial stations. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 27, n. 6, p. 723-733, doi:10.1016/0021-9169(65)90148-0, 1965.

KYUSHU, **The circum-pan Pacific magnetometer network**. Disponível em: <http://denji102.geo.kyushu-u.ac.jp/denji/obs/cpmn/cpmn_obs_e.html>. Acesso em: 07 dez. 2011.

LACHAPPELLE, 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. GPS receivers and the observables. In: KLEUSBERG, A.; TEUNISSEN, P. J. G. (Eds.). **GPS for geodesy**. Delft: Netherlands Geodetic Commission, 1995. Cap. 4. Monograph. (International School, Delft, the Netherlands, March 26 - April 1, 1995).

LANGLEY, R. B. **UNB-IMT**. (comunicação pessoal). University of New Brunswick, Fredericton, 2008.

LANGLEY, R. B.; BEUTLER, G.; DELIKARAOGLOU, D.; NICKERSON, B.; SANTERRE, R.; VANICEK, P.; WELLS, D. E. **Studies in the application of the Global Positioning System to differential positioning**. Fredericton, Canada: University of New Brunswick, 1984. Technical Report No. 108. Department of Surveying Engineering, N. B., Canada.

LASTOVICKA, J.; AKMAEV, R. A.; BEIG, G.; BREMER, J.; EMMERT, J. T. Global change in the upper atmosphere. **Science**, v. 314, n. 5803, p. 1253-1254, doi:10.1126/science.1135134, 2006.

LEICK, A. **GPS satellite surveying**. New York: John Wiley, 1995. 559 p. 2 ed.

LEVY, L. J. The Kalman filter: navigation's integration workhorse. **GPS World**, v. 8, n. 9, p. 65-71, 1997.

LIN, C. H.; RICHMOND, A. D.; HEELIS, R. A.; BAILEY, G. J.; LU, G.; LIU, J. Y.; YEH, H. C.; SU, S.-Y. Theoretical study of the low- and midlatitude ionospheric electron density enhancement during the October 2003 superstorm: Relative importance of the neutral wind and the electric field. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. A12312, p. 1-14, doi:10.1029/2005JA011304, 2005.

LUI, A. T. Y. Tutorial on geomagnetic storms and substorms. **IEEE Transactions on Plasma Science**, v. 28, n. 6, p. 1854-1866, 2000.

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.; TSURUTANI, B. T.; ABDU, M. A.; GONZALEZ, W. D.; KOMJATHY, A.; ECHER, E.; IJIMA, B. A.; CROWLEY, G.; ANDERSON, D. Superposed epoch analysis of the dayside ionospheric response to four intense geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. A00A02, p. 1-11, doi:10.1029/2007JA012732, 2008.

MANNUCCI, A. J.; TSURUTANI, B. T.; KELLEY, M. C.; IJIMA, B. A.; KOMJATHY, A. Local time dependence of the prompt ionospheric response for the 7, 9, and 10 November 2004 superstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. A10308, p. 1-12, doi:10.1029/2009JA014043, 2009.

MARTINIS, C.; MENDILLO, M.; AARONS, J. Toward a synthesis of equatorial spread-F (ESF) onset and suppression during geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. A07306, p. 1-12, doi:10.1029/2003JA010362, 2005.

MARTYN, D. F. The morphology of the ionospheric variations associated with magnetic disturbances. I. Variations at moderately low latitudes. **Proceedings of the Royal Society of London**, v. 218, n. 1132, p. 1-18, 1953. Series A, Mathematical and Physical Sciences.

MARUYAMA, N.; SAZYKIN, S.; SPIRO, R. W.; ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; WOLF, R. A.; TOFFOLETTO, F. R.; FÜLLER-ROWELL, T. J.; CODRESCU, M. V.; RICHMOND, A. D.; MILLWARD, G. H. Modeling storm-time electrodynamics of the low-latitude ionosphere–thermosphere system: Can long lasting disturbance electric fields be accounted for? **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, n. 10-11, p. 1182-1199, 2007.

MASTERS, T. **Practical neural network recipes in C++**. San Diego, CA: Morgan Kaufmann, 1993. 493 p. ISBN (0124790402).

MATSUSHITA, S. A study of the morphology of ionospheric storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 64, n. 3, p. 305-321, doi:10.1029/JZ064i003p00305, 1959.

MATSUSHITA, S. Equatorial ionospheric variations during geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 68, n. 9, p. 2595-2601, doi:10.1029/JZ068i009p02595, 1963.

MENDILLO, M. Storms in the ionosphere: Patterns and processes for total electron content. **Reviews of Geophysics**, v. 44, n. RG4001, p. 1-47, doi:10.1029/2005RG000193, 2006.

MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS: descrição, fundamentos e aplicações**. São Paulo: UNESP, 2000. 287 p.

MUELLA, M. T. A. H.; KHERANI, E. A.; DE PAULA, E. R.; CERRUTI, A. P.; KINTNER, P. M.; KANTOR, I. J.; MITCHELL, C. N.; BATISTA, I. S.; ABDU, M. A. Scintillation-producing Fresnel-scale irregularities associated with the regions of steepest TEC gradients adjacent to the equatorial ionization anomaly. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. A03301, p. 1-19, doi:10.1029/2009JA014788, 2010.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **Real-time global ionospheric total electron content (updated every 5 minutes)**. 2011a. Disponível em: <http://iono.jpl.nasa.gov/latest_rti_global.html>. Acesso em: 03 nov. 2011.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **OMNI2 documentation**. 2011b. Disponível em: <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/html/omni2_doc.html>. Acesso em: 06 dez. 2011.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **One min and 5-min solar wind data sets at the Earth's bow shock nose**. 2011c . Disponível em: <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/html/omni_min_data.html>. Acesso em: 29 nov. 2011.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). **Solar cycle progression**. 2011a. Disponível em: <<http://www.swpc.noaa.gov/SolarCycle/index.html>>. Acesso em 10 out. 2011.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). **The K-index**. 2011b. Disponível em: <<http://www.swpc.noaa.gov/info/Kindex.html>>. Acesso em 25 out. 2011.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). **Geomagnetic kp and ap indices**. 2011c. Disponível em: <http://www.ngdc.noaa.gov/stp/geomag/kp_ap.html>. Acesso em 05 dez. 2011.

NICOLLS, M. J.; KELLEY, M. C.; CHAU, J. L.; VELIZ, O.; ANDERSON, D.; ANGHEL, A. The spectral properties of low latitude daytime electric fields inferred from magnetometer observations. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, n. 10-11, p. 1160-1173, doi:10.1016/j.jastp.2006.08.015, 2007.

NISHIDA, A. Coherence of geomagnetic DP 2 fluctuations with interplanetary magnetic variations. **Journal of Geophysical Research**, v. 73, n. 17, p. 5549-5559, doi:10.1029/JA073i005p01795, 1968.

NOGUEIRA, P. A. B. **Estudo da Anomalia de Ionização Equatorial e dos ventos termosféricos meridionais durante períodos calmos e perturbados na região de baixas latitudes brasileira**. 2009. 146 p. (INPE-15774-TDI/1517). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009.

PARKER, E. N. The alternative paradigm for magnetospheric physics. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. A5, p. 10,587-10,625, doi:10.1029/95JA02866, 1996.

PINCHEIRA, X. T.; ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; RICHARDS, P. G. An investigation of ionospheric responses, and disturbance thermospheric winds, during magnetic storms over South America sector. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. A11, p. 1-17, doi:10.1029/2001JA000263, 2002.

PEYMIRAT, C.; RICHMOND, A. D.; KOBEEA, A. T. Electrodynamic coupling of high and low latitudes: Simulations of shielding/overshielding effects. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. A10, p. 22,991-23,003, 2000.

- PRÖLSS, G. W. Storm-induced changes in the thermospheric composition at middle latitudes. **Planetary and Space Science**, v. 35, n. 6, p. 807-811, doi:10.1016/0032-0633(87)90041-9, 1987.
- 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. K. (Eds.). **Magnetic storms**. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1997. p. 227-241. Geophysical Monograph 98.
- PULKKINEN, T. I.; GANUSHKINA, N. YU.; KALLIO, E. I.; LU, G.; BAKER, D. N.; TURNER, N. E.; FRITZ, T. A.; FENNELL, J. F.; ROEDER, J. Energy dissipation during the geomagnetic storm: May 1998. **Advances in Space Research**, v. 30, n. 10, p. 2231-2240, doi:10.1016/S0273-1177(02)80232-0, 2002.
- RAGHAVARAO, R.; SIVARAMAN, M. R. Enhancement of the equatorial anomaly in the topside ionosphere during magnetic storms. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 35, n. 11, p. 2091-2095, doi:10.1016/0021-9169(73)90123-2, 1973.
- RAJARAM, G.; RASTOGI, R. G. A synoptic study of the disturbed ionosphere during IGY-IGC. 1 – The Asian zone. **Annales Geophysicae**, v. 25, n. 3, p. 795-805, 1969.
- RAJARAM, G.; RASTOGI, R. G. North-south asymmetry of ionospheric storms – Dependence on longitude and season. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 32, n. 1, p. 113-118, 1970.
- RASMUSSEN, C. E.; GREENSPAN, M. E. Plasma transport in the equatorial ionosphere during the great magnetic storm of March 1989. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. A1, p. 285-292, 1993.
- RASTOGI, R. G.; KLOBUCHAR, J. A. Ionospheric electron content within the equatorial F2 layer anomaly belt. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. A11, p. 19045-19052, 1990.
- REDDY, C. A.; SOMAYAJULU, V. V.; DEVASIA, C. V. Global scale electrodynamic coupling of the auroral and equatorial dynamo regions. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 41, n. 2, p. 189-201, 1979.
- REZENDE, L. F. C.; DE PAULA, E. R.; BATISTA, I. S.; KANTOR, I. J.; MUELLA, M. T. A. H. Study of ionospheric irregularities during intense magnetic storms. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 2, p. 151-158, 2007.

- RICHMOND, A. D.; MATSUSHITA, S. Thermospheric response to a magnetic substorm. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 19, p. 2839-2850, doi:10.1029/JA080i019p02839, 1975.
- RISHBETH, H. Polarization fields produced by winds in the equatorial F region. **Planetary and Space Science**, v. 19, n. 3, p. 357-369, 1971.
- RISHBETH, H. Thermospheric winds and the F-region: a review. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 34, n. 1, p. 1-47, 1972.
- RISHBETH, H. Ion drag effects in the thermosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 41, n. 7-8, p. 885-894, 1979.
- RISHBETH, H. The ionospheric E-layer and F-layer dynamos - a tutorial review. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, n. 15, p. 1873-1880, 1997.
- RISHBETH, H. How the thermospheric circulation affects the ionospheric F2-layer. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 60, n. 14, p. 1385-1402, doi:10.1016/S1364-6826(98)00062-5, 1998.
- RISHBETH, H.; GARRIOTT, O. K. **Introduction to ionospheric physics**. New York, London: Academic Press, 1969. 331 p. ed. 14. ISBN (0125889402).
- RISHBETH, H.; FÜLLER-ROWELL, T. J.; REES, D. Diffusive equilibrium and vertical motion in the thermosphere during a severe magnetic storm: A computational study. **Planetary and Space Science**, v. 35, n. 9, p. 1157-1165, doi:10.1016/0032-0633(87)90022-5, 1987.
- RISHBETH, H.; MÜLLER-WODARG, I. C. F.; ZOU, L.; FÜLLER-ROWELL, T. J.; MILLWARD, G. H.; MOFFETT, R. J.; IDENDEN, D. W.; AYLWARD, A. D. Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: 2. Physical discussion. **Annales Geophysicae**, v. 18, n. 8, p. 945-956, doi: 10.1007/s00585-000-0945-6, 2000.
- ROBLE, R. G.; RICHMOND, A. D.; OLIVER, W. L.; HARPER, R. M. Ionospheric effects of the gravity wave launched by the September 18, 1974, sudden commencement. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, n. A3, p. 999-1009, doi:10.1029/JA083iA03p00999, 1978.
- ROEDERER, J. G. Earth's magnetosphere: Global problems in magnetospheric plasma physics. In: KENNELL, C. F.; LANZEROTTI, L. J.; PARKER, E. N. (Eds.). **Solar System Plasma Physics**. Amsterdam: North Holland Publ. Co., 1979. p. 1-56. v. II.
- ROSTOKER, G. Geomagnetic indices, **Reviews of Geophysics**, v. 10, n. 4, p. 935-950, doi:10.1029/RG010i004p00935, 1972.

ROTHWELL, P. L.; JASPERSE, J. R. A coupled solar wind-magnetosphere-ionosphere model for determining the ionospheric penetration electric field. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, n. 10-11, p. 1127-1134, doi:10.1016/j.jastp.2006.08.013, 2007.

RUMELHART, D. E.; HINTON, G. E.; WILLIAMS, R. J. Learning internal representations by error propagation. In: RUMELHART, D. E.; MCCLELLAND, J. (Eds.). **Parallel Data Processing**. Cambridge, MA: The M.I.T. Press, 1986. Cap. 8. p. 318-362. v.1.

RUSSEL, C. T. Geophysical coordinate transformation. **Cosmic Electrodynamics**, v. 2, p. 184-196, 1971.

SAHAI, Y.; BECKER-GUEDES, F.; FAGUNDES, P. R.; DE JESUS, R.; DE ABREU, A. J.; PAXTON, L. J.; GONCHARENKO, L. P.; BRUNINI, C.; GENDE, M.; FERREIRA, A. S.; LIMA, N. S.; GUARNIERI, F. L.; PILLAT, V. G.; BITTENCOURT, J. A.; CANDIDO, C. M. N. Effects observed in the Latin American sector ionospheric F region during the intense geomagnetic disturbances in the early part of November 2004. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. A00A19, p. 1-11, doi:10.1029/2007JA013007, 2009.

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, 1997.

SCHAER, S.; GURTNER, W.; FELTENS, J. IONEX: The ionosphere map exchange format version 1. In: IGS AC WORKSHOP, 1998, Darmstadt, Germany. **Proceedings...** Darmstadt: IGS, 1998. Disponível em: <ftp://igsb.jpl.nasa.gov/pub/data/format/ionex1.pdf>. Acesso em 24 out. 2011.

SCHERLIESS, L. A.; FEJER, B. G. Radar and satellite global equatorial F region vertical drift model. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. A4, p. 6829-6842, 1999.

SCHERLIESS, L.; THOMPSON, D. C.; SCHUNK, R. W. Longitudinal variability of low-latitude total electron content: Tidal influences. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. A01311, p. 1-16, doi:10.1029/2007JA012480, 2008.

SCHIELD, M. A.; FREEMAN, J. W.; DESSLER, A. J. A source for field-aligned currents at auroral latitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 74, n. 1, p. 247-256, doi:10.1029/JA074i001p00247, 1969.

SCHULZ, M. Magnetosphere. In: KAMIDE, Y., CHIAN, A. (Eds.). **Handbook of the Solar-Terrestrial Environment**. Berlin: Springer, 2007. p. 155-188. doi:10.1007/11367758_7.

SCHUNK, R. W.; NAGY, A. F. **Ionospheres (physics, plasma physics, and chemistry)**. New York: Cambridge Univ. Press, 2000. 570 p. ISBN (0521632374).

SCRIPPS ORBIT AND PERMANENT ARRAY CENTER (SOPAC). **SOPAC online interface map**. Disponível em: <<http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/somi4i>>. Acesso em: 23 nov. 2011.

SEEBER, G. **Satellite geodesy: foundations, methods and applications**. Berlin: Walter de Gruyter, 1993. 531 p. ISBN (3110127539).

SEEBER, G. **Satellite geodesy**. Berlin: Walter de Gruyter, 2003. 589 p. ISBN (3110175495). 2.ed.

SENIOR, C.; BLANC, M. On the control of magnetospheric convection by the spatial distribution of ionospheric conductivities. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, n. A1, p. 261-284, 1984.

SOBRAL, J. H. A.; ABDU, M. A.; GONZALEZ, W. D.; GONZALEZ, A. C.; TSURUTANI, B. T.; DA SILVA, R. R. L.; BARBOSA, I. G.; ARRUDA, D. C. S.; DENARDINI, C. M.; ZAMLUTTI, C. J.; GUARNIERI, F. Equatorial ionospheric responses to high-intensity long-duration auroral electrojet activity (HILDCAA). **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. A07S02, p. 1-12, doi:10.1029/2005JA011393, 2006.

SOMAYAJULU, Y. V. Changes in the F region during magnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 68, n. 7, p. 1899-1922, doi:10.1029/JZ068i007p01899, 1963.

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.

SPIPKER JR., J. J.; PARKINSON, B.W. Overview of GPS operation and design. In: PARKINSON, B. W.; SPIPKER JR., J. J. (Eds.). **Global Positioning System: theory and applications**. Washington: AIAA, 1996. Cap. 2. p. 29-55. (Progress in Astronautics and Aeronautics, 163).

SPIRO, R. W.; WOLF, R. A.; FEJER, B. G. Penetration of high-latitude electric-field effects to low latitudes during SUNDIAL 1984. **Annales Geophysicae**, v. 6, n. 9, p. 39-50, 1988.

STERN, D. P. A brief history of magnetospheric physics during the space age. **Reviews of Geophysics**, v. 34, n. 1, p. 1-32, 1996.

STONE, E. C.; FRANDSEN, A. M.; MEWALDT, R. A.; CHRISTIAN, E. R.; MAGOLIES, D.; ORMES, J. F.; SNOW, F. The Advanced Composition Explorer. In: RUSSEL, C. T.; MEWALDT, R. A.; VON ROSENVINGE, T. T. (Eds.). **The advanced composition explorer mission**. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1998. p. 1-22. v. 86. n. 1-4. Space Science Reviews.

STRAUS, J. M.; SCHULZ, M. Magnetospheric convection and upper atmospheric dynamics. **Journal of Geophysical Research**, v. 81, n. 34, p. 5822-5832, doi:10.1029/JA081i034p05822, 1976.

SUGIURA, M.; KAMEI, T. Equatorial Dst index, 1957-1986. In: BERTHELIER, A.; MENVIELLE, M. (Eds.). **IAGA Bulletin 40**. Saint Maur: ISGI Publ. Off., 1991. 246 p.

TITHERIDGE, J. E. Continuous records of the total electron content of the ionosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 28, p. 1135-1150, 1966.

TITHERIDGE, J. E.; BUONSANTO, M. J. A comparison of northern and southern hemisphere TEC storm behavior. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 50, p. 763-780, 1988.

TRATTNER, K. J.; MULCOCK, J. S.; PETRINEC, S. M.; FUSELIER, S. A. Location of the reconnection line at the magnetopause during southward IMF conditions. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. L03108, p. 1-5, doi:10.1029/2006GL028397, 2007.

TSUGAWA, T.; OTSUKA, Y.; COSTER, A. J.; SAITO, A. Medium-scale traveling ionospheric disturbances detected with dense and wide TEC maps over North America. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. L22101, p. 1-5, doi:10.1029/2007GL031663, 2007.

TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D. The cause of high intensity long-duration continuous AE activity (HILDCAAs): interplanetary Alfvén wave trains. **Planetary and Space Science**, v. 35, n. 4, p. 405-412, doi: 10.1016/0032-0633(87)90097-3, 1987.

TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D.; KAMIDE, Y.; ARBALLO, J. K. (Eds.). **Magnetic storms**. Washington, D.C.: AGU, 1997. 266 p. ISBN (0-87590-080-1). Geophysical Monograph Series, v. 98, doi:10.1029/GM098.

TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D.; LAKHINA, G. S.; ALEX, S. The extreme magnetic storm of 1–2 September 1859. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. 1268, p. 1-8, doi:10.1029/2002JA009504, 2003.

TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D.; GUARNIERI, F.; KAMIDE, Y.; ZHOU, X.; ARBALLO, J. K. Are high-intensity long-duration continuous AE activity (HILDCAA) events substorm expansion events? **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, n. 2, p. 167-176, doi:10.1016/j.jastp.2003.08.015, 2004.

TSURUTANI, B. T.; VERKHOGLYADOVA, O. P.; MANNUCCI, A. J.; ARAKI, T.; SATO, A.; TSUDA, T.; YUMOTO, K. Oxygen ion uplift and satellite drag effects during the 30 October 2003 daytime superfountain event. **Annales Geophysicae**, v. 25, n. 3, p. 569-574, 2007.

TSURUTANI, B. T.; VERKHOGLYADOVA, O. P.; MANNUCCI, A. J.; SAITO, A.; ARAKI, T.; YUMOTO, K.; TSUDA, T.; ABDU, M. A.; SOBRAL, J. H. A.; GONZALEZ, W. D.; MCCREADIE, H.; LAKHINA, G. S.; VASYLIÜNAS, V. M. Prompt penetration electric fields (PPEFs) and their ionospheric effects during the great magnetic storm of 30–31 October 2003. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. A05311, p. 1-10, doi:10.1029/2007JA012879, 2008a.

TSURUTANI, B. T.; ECHER, E.; GUARNIERI, F. L.; KOZYRA, J. U. CAUSES November 7–8, 2004, superstorm: Complex solar and interplanetary features in the post-solar maximum phase. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. L06S05, p. 1-6, doi:10.1029/2007GL031473, 2008b.

TSURUTANI, B. T.; ECHER, E.; GONZALEZ, W. D. The solar and interplanetary causes of the recent minimum in geomagnetic activity (MGA23): a combination of midlatitude small coronal holes, low IMF B_Z variances, low solar wind speeds and low solar magnetic fields. **Annales Geophysicae**, v. 29, n. 5, p. 839-849, doi:10.5194/angeo-29-839-2011, 2011.

TURNER, R. Solar cycle slow to get going: What does it mean for space weather? **Space Weather**, v. 9, n. S04004, p. 1-2, doi:10.1029/2011SW000671, 2011.

UNIVERSITY NAVSTAR CONSORTIUM (UNAVCO). **TEQC – The Toolkit for GPS/GLONASS/Galileo/SBAS Data**. Disponível em: <<http://facility.unavco.org/software/teqc/teqc.html>>. Acesso em: 30 nov. 2011.

VASYLIÜNAS, V. M. The interrelationship of magnetospheric processes. In: MCCORMAC, M. (Ed.). **Earth's magnetosphere processes**. Norwell, MA: D. Reidel, 1972. p. 29-38.

VASYLIÜNAS, V. M. Electric field and plasma flow: What drives what? **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 11, p. 2177-2180, doi:10.1029/2001GL013014, 2001.

VASYLIÜNAS, V. M. Time evolution of electric fields and currents and the generalized Ohm's law. **Annales Geophysicae**, v. 23, n. 4, p. 1347-1354, doi:10.5194/angeo-23-1347-2005, 2005a.

VASYLIÜNAS, V. M. Relation between magnetic fields and electric currents in plasmas. **Annales Geophysicae**, v. 23, n. 7, p. 2589-2597, doi:10.5194/angeo-23-2589-2005, 2005b.

VASYLIÜNAS, V. M. Physics of magnetospheric variability. **Space Science Reviews**, v. 158, n. 1, p. 91-118, doi:10.1007/s11214-010-9696-1, 2011.

VERKHOGLYADOVA, O. P.; TSURUTANI, B. T.; MANNUCCI, A. J. Temporal development of dayside TEC variations during the October 30, 2003 superstorm: matching modeling to observations. In: DULDIG, M. (Ed.). **Advances in geosciences: solar terrestrial**. Hackensack, N. J.: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 2007. p. 69-77. v. 8.

VERKHOGLYADOVA, O. P.; TSURUTANI, B. T.; MANNUCCI, A. J.; MLYNCZAK, M. G.; HUNT, L. A.; KOMJATHY, A.; RUNGE, T. Ionospheric VTEC and thermospheric infrared emission dynamics during corotating interaction region and high speed stream intervals at solar minimum: 25 March to 26 April 2008. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. A09325, p. 1-18, doi:10.1029/2011JA016604, 2011.

WANLISS, J. A.; SHOWALTER, K. M. High-resolution global storm index: Dst versus SYM-H. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. A02202, p. 1-10, doi:10.1029/2005JA011034, 2006.

WHITTEN, R. C.; POPPOFF, I. G. **Fundamentals of aeronomy**. New York: John Wiley & Sons, 1971. 446 p. ISBN (0471941204).

WOLF, R. A.; SPIRO, R. W.; SAZYKIN, S.; TOFFOLETTO, F. R. How the Earth's inner magnetosphere works: An evolving picture. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, n. 3, p. 288-302, doi:10.1016/j.jastp.2006.07.26, 2007.

WOODMAN, R. F. Vertical drifts and east-west electric fields at the magnetic equator. **Journal of Geophysical Research**, v. 75, n. 31, p. 6249-6259, 1970.

YA'ACOB, N.; ABDULLAH, M.; ISMAIL, M. Determination of GPS Total Electron Content using single layer model (SLM) ionospheric mapping function. **International Journal of Computer Science and Network Security**, v. 8, n. 9, p. 154-160, 2008.