



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/08.20.12.16-TDI

MAPA DO ÍNDICE DE PERTURBAÇÃO IONOSFÉRICA (DIXMAP) SOBRE A REGIÃO DA AMÉRICA DO SUL E SUA RELAÇÃO COM TEMPESTADES GEOMAGNÉTICAS

Paulo França Barbosa Neto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Clezio Marcos De Nardin e Paulo Alexandre Bronzato Nogueira, aprovada em 28 de agosto de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/434Q8GH>>

INPE
São José dos Campos
2020

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):**Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/08.20.12.16-TDI

MAPA DO ÍNDICE DE PERTURBAÇÃO IONOSFÉRICA (DIXMAP) SOBRE A REGIÃO DA AMÉRICA DO SUL E SUA RELAÇÃO COM TEMPESTADES GEOMAGNÉTICAS

Paulo França Barbosa Neto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Clezio Marcos De Nardin e Paulo Alexandre Bronzato Nogueira, aprovada em 28 de agosto de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/434Q8GH>>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Barbosa Neto, Paulo França.

B234m Mapa do índice de perturbação ionosférica (DIXMAP) sobre a região da América do Sul e sua relação com tempestades geomagnéticas / Paulo França Barbosa Neto. – São José dos Campos : INPE, 2020.

xxviii + 170 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/08.20.12.16-TDI)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2020.

Orientadores : Drs. Clezio Marcos De Nardin e Paulo Alexandre Bronzato Nogueira.

1. Clima espacial. 2. Ionosfera. 3. Perturbação ionosférica. 4. Tempestade magnética. 5. Bolhas de plasma. I.Título.

CDU 551.510.535(8)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Paulo França Barbosa Neto**

Título: "MAPA DO ÍNDICE DE PERTURBAÇÃO IONOSFÉRICA (DIXMAP) SOBRE A REGIÃO DA AMÉRICA DO SUL E SUA RELAÇÃO COM TEMPESTADES GEOMAGNÉTICAS"

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

Dr. Cristiano Max Wrasse



Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Clezio Marcos De Nardin



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Paulo Alexandre Bronzato Nogueira



Orientador(a) / IFSP.. / Jacareí - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Hisao Takahashi



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Paulo Roberto Fagundes



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

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado


Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

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**

Dr. Paulo de Oliveira Camargo



Convidado(a) / UNESP / Presidente Prudente - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

“Life's a journey not a destination and I just can't tell just what tomorrow brings”.

Steven Tyler

Dedico este trabalho à minha esposa,
Vivianne, ao meu filho, João, à minha
mãe, Cristina, e ao meu pai, Paulo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha esposa e a meu filho por me acompanharem nesta nova jornada, e por me ajudarem a realizar um sonho. Aos meus pais, mais uma vez, obrigado por tudo!

Aos meus orientadores Clezio e Paulo, pelos conhecimentos, pela paciência e, principalmente, por muitas vezes acreditarem mais em mim do que eu mesmo, obrigado!

Aos “apoenos”: Juliano, Régia, Sony, Carol e Andreos pelo apoio e por dividirem o conhecimento de vocês comigo. Um agradecimento especial a Laysa e ao Giorgio por todo auxílio durante o desenvolvimento do trabalho, obrigado!

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela oportunidade de desenvolver este trabalho e aos professores da pós-graduação em Geofísica Espacial.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela bolsa de doutorado e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelos auxílios concedidos durante a minha participação em eventos científicos.

RESUMO

O Dixmap é uma forma generalizada do índice DIX (*Disturbance Ionospheric IndeX*) para as regiões equatorial e de baixa latitudes, adequando o índice as variações latitudinais e ao comportamento particular da ionosfera sobre a região da América do Sul. A construção do mapa de DIX passa por quatro etapas principais: a seleção dos dias de referência, a seleção do valor do coeficiente α (parâmetro de parametrização de amplitude), a definição dos valores dos coeficientes β (coeficiente de normalização de escala) e a construção dos mapas. Os mapas de DIX construídos, cobrem uma faixa latitudinal entre 10°N e 60°S e uma faixa longitudinal entre 90°W e 30°W, com resolução de 5° em ambas as coordenadas e utiliza os dados dos TECMAP, os quais são construídos à taxa de um mapa a cada 10 minutos, com resolução espacial variando entre 50 e 500 km, dependendo da densidade dos pontos de observação. Neste trabalho foi definido uma metodologia para o cálculo dos coeficientes β e para a construção do mapa de DIXMap. Após a construção dos DIXmaps, com o objetivo de testar a capacidade do índice proposto a processos externos, as metodologias foram aplicadas a três tempestades magnéticas (março de 2015, dezembro de 2015 e abril de 2014). Além dos períodos perturbados, para testar a capacidade do índice proposto a processos internos, a metodologia também foi aplicada a dois períodos calmos 13 a 14 de fevereiro de 2015 e 10 de dezembro de 2015. Os resultados obtidos com o novo índice foram comparados com ionogramas registrados nas estações de Boa Vista (BVJ03, 2.9°N 60.7°W, inclinação magnética: -18.0°) e Cachoeira Paulista (CAJ2M, 22.7°S, 45°W, inclinação magnética: -38.2°). Adicionalmente, os resultados também foram comparados com imagens geradas por imageadores instalados nas estações de São João do Cariri (SJCPB, 7.4°S 36.5°W, inclinação magnética: -11.0°) e em Cachoeira Paulista (CAJ2M, 22.7°S, 45°W, inclinação magnética: -38.2°). Os mapas de DIX construídos são apresentados e discutidos em termos da evolução do seu comportamento latitudinal em relação ao Dst. Dentro deste contexto, o DIXMap descreve parte da dinâmica da ionosfera tanto para os períodos perturbados quanto para os períodos calmos.

Palavras-chave: Clima Espacial. Ionosfera. Perturbação Ionosférica. Tempestade Magnética. Bolhas de Plasma.

MAP OF DISTURBANCE IONOSPHERE INDEX (DIXMAP) OVER THE SOUTH AMERICA REGION AND ITS RATIO WITH GEOMAGNETIC STORMS

ABSTRACT

The DIXMap is a generalized form of DIX (Disturbance Ionospheric Index) for the equatorial and low latitude regions, adapting the index to latitudinal variations and to the particular behavior of the ionosphere over the South American region. The definition of the DIX map goes through four main steps: the selection of the reference days, the selection of the value of the α coefficient (amplitude parameterization constant), the definition of the values of the β coefficients (scale normalization coefficient) and the construction of maps. The built-in DIX maps cover a latitudinal range between 10 ° N and 60 ° S and a longitudinal range between 90 ° W and 30 ° W, with a resolution of 5 ° in both coordinates and use data from TECMAP, which are built at the rate of a map every 10 minutes, with spatial resolution ranging between 50 and 500 km, depending on the density of the observation points. In this work, a methodology was defined for the calculation of the β coefficients and for the construction of the DIXMap map. After the construction of DIXMaps, with the objective of testing the capability of the proposed index to external processes, the methodologies were applied to three magnetic storms (March 2015, December 2015, and April 2014). In addition to the disturbed periods, to test the capability of the proposed index to internal processes, the methodology was also applied to two calm periods 13 to 14 February 2015 and 10 December 2015. The results obtained with the new index were compared with ionograms registered at Boa Vista (BVJ03, 2.9 ° N 60.7 ° W, magnetic inclination: -18.0 °) and Cachoeira Paulista (CAJ2M, 22.7 ° S, 45 ° W, magnetic inclination: -38.2 °). In addition, the results were also compared with images generated by imagers installed at São João do Cariri stations (SJCPB, 7.4 ° S 36.5 ° W, magnetic inclination: -11.0 °) and at Cachoeira Paulista (CAJ2M, 22.7 ° S, 45 ° W, magnetic inclination: -38.2 °). The built-in DIX maps are presented and discussed in terms of the evolution of their latitudinal behavior in relation to Dst. Within this context, DIXMap describes part of the dynamics of the ionosphere for both disturbed and calm periods.

Keywords: Space Weather. Ionosphere. Ionospheric Disturbance. Magnetic Storm. Equatorial Plasma Bubbles.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Representação esquemática das camadas ionosféricas.	5
Figura 2.2 - Relação entre ds e dz , em uma atmosfera plano-estratificada.	8
Figura 2.3 – Modelo do mecanismo gerador do pico pré-reversão da região F, impulsionada por um vento neutro U	12
Figura 2.4 - A velocidade padrão da deriva $E \times B$	14
Figura 2.5 - Vetor dos fluxos de plasma as 1200, 1900 e 2100 LT.	15
Figura 2.6 - Distribuição latitudinal do TEC registrado para as estações de Bogota, Arequipa e Santiago 0030 UT para os dias do mês de outubro de 1996.....	17
Figura 2.7 - Crescimento de uma irregularidade no plasma da ionosfera equatorial, análogo à instabilidade Rayleigh-Taylor.	19
Figura 2.8 - Variação diurna do TEC em função da hora local.....	21
Figura 2.9 - Variações sazonais, semianuais e com o ciclo solar.	23
Figura 2.10 – TEC ao meio-dia, plotado em latitude e longitude geográfica. ...	24
Figura 3.1 - Sequência de ionogramas registrados em 23 de outubro de 2002 para a estação de Fortaleza (4°S, 38°W) e em 09 de outubro de 2008 para a estação de Boa Vista (3°S, 61°W).....	29
Figura 3.2 - Sequência TECMAP de 25 de dezembro de 2013 das 01:00 a 02:00UT.	30
Figura 3.3 – Ionograma registrado pela SGO, onde as linhas tracejadas pretas indicam frequências críticas das camadas E e F e a linha tracejada vermelha indica a frequência da altura virtual de reflexão da camada F.	32
Figura 3.4 - Variação temporal dos ionogramas reconstruídos.	33
Figura 3.5 – Mapa bidimensional de dTEC sobre o Japão para o dia 03 de julho de 1997.	34
Figura 3.6 – Quatro ionogramas, registrados nas estações de Palmas e São José dos Campos nos dias 27 e 28 de outubro de 2003.	36

Figura 3.7 – Valores do conteúdo eletrônico vertical total (VTEC) calculados para as estações de Imperatriz (IMPZ), Brasília (BRAZ), Presidente Prudente (UEPP) e Porto Alegre (POAL).	37
Figura 3.8 - Colisão do vento solar com a magnetosfera da terra.....	39
Figura 3.9 - Índice Dst.	40
Figura 3.10 - Efeitos da tempestade magnética de 8-12 de janeiro de 1997, observada a partir da variação do TEC.....	43
Figura 3.11 - Variações ionosféricas durante a tempestade magnética de 09-11 novembro de 2004.	43
Figura 3.12 - TEC obtido pelo satélite CHAMP em três passagens do satélite durante 30 de outubro de 2003.	46
Figura 4.1 – Sequência de mapas de ROTI para o dia 10 de janeiro de 1997. 49	
Figura 4.2 - Comparação entre o parâmetro de perturbação calculado e o índice magnético <i>ap</i>	51
Figura 4.3 – Comparação dos índices de perturbação ionosférica <i>RIDX_{amod}</i> e <i>RIDX_{rmed}</i> com o índice magnético <i>Ap</i> para período de 21 a 31 de outubro de 2003.	53
Figura 4.4 – Cálculo dos termos temporal e espacial sobre a Europa para o dia 28 de outubro de 2003.	55
Figura 4.5 – DIX calculado para os dias 28, 29 e 30 de outubro de 2003.....	56
Figura 4.6 – Mapa Global da Ionosfera.	57
Figura 4.7 – Comparação entre o GEC e modelos empíricos e a atividade solar do ciclo solar 23.	59
Figura 4.8 – Comportamento do índice ionosférico, com valores positivos e negativos, durante a tempestade magnética de 30 de outubro de 2003.....	61
Figura 4.9 – Variação do índice σ GEC entre os anos de 1998 e 2008.	63
Figura 4.10 – DIXSG comprado com os valores de Dst da tempestade de St. Patrick para um período entre 16 – 20 de março de 2015.	65
Figura 5.1 - Receptores GNSS terrestres que compõem as redes RBMC / IBGE, LISN, IGS e RAMSAC.....	67
Figura 5.2 – Os primeiros DIXmaps construídos para a América do Sul.	69

Figura 5.3 – Mapa da América do Sul dividida em células e a distribuição dos pontos sobre as linhas da inclinação magnética.	73
Figura 5.4 – Ilustração do critério para o cálculo do coeficiente β	75
Figura 5.5 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de dezembro de 2014 e janeiro de 2015 (solstício de verão).	78
Figura 5.6 Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de abril de 2014 e maio de 2016 (equinócio de outono).	79
Figura 5.7 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos do mês de agosto de 2014 (solstício de inverno).....	81
Figura 5.8 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de novembro de 2013 e setembro de 2014 (solstício de primavera).	82
Figura 5.9 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de fevereiro de 2014, dezembro de 2015 e janeiro de 2016 (solstício de verão).	84
Figura 5.10 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de setembro de 2017 (equinócio de primavera).....	85
Figura 5.11 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de março de 2015 e junho de 2015, equinócio de outono e solstício de inverno, respectivamente.....	86
Figura 5.12 - Distribuição latitudinal dos maiores valores do coeficiente β	90
Figura 5.13 – Perfil de β extremo para o período de 2013 a 2017.	91
Figura 6.1 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico para o dia 14 de fevereiro de 2015.	94
Figura 6.2 – Sequência de DIXMaps obtidos para os dias 13 e 14 de fevereiro de 2015.	95

Figura 6.3 - Sequência de imagens de imageadores registradas em São João do Cariri (A) e Cachoeira Paulista (B) de 2300 UT do dia 13 de fevereiro as 03:50 UT do dia 14 de fevereiro 2015, com uma resolução de 10 minutos.	97
Figura 6.4 - Sequência ionogramas registrados em Boa Vista, Fortaleza, Campo Grande e Cachoeira Paulista de 2300 UT (2000 LT) do dia 13 de fevereiro as 0400 UT (0100 LT) do dia 14 de fevereiro 2015, com uma resolução de 30 minutos.....	100
Figura 6.5 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico para o dia 10 de dezembro de 2015.	102
Figura 6.6 – Sequência de DIXMaps obtidos para o dia 10 de dezembro de 2015.....	103
Figura 6.7 - Sequência de imagens de imageadores registradas em São João do Cariri (A) e Cachoeira Paulista de para o dia 10 de dezembro de 2015 das 0100 UT as 0550 UT, com uma resolução de 10 minutos.	105
Figura 6.8 - Sequência de ionogramas registrados em Boa Vista, Fortaleza, Campo Grande e Cachoeira Paulista para o dia 10 de dezembro de 2015 das 0100 UT as 0550 UT, com uma resolução de 30 minutos.	107
Figura 6.9 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico durante a tempestade moderada de abril de 2014.....	109
Figura 6.10 – Sequência de DIXMaps obtidos a partir do dia 11 de abril de 2014, as 0600 UT, ao dia 14 de abril de 2014, as 0000 UT, com resolução de 6 horas.....	111
Figura 6.11 – Sequências de TECMAPs obtidos para os dias 10 e 13 de abril, e de DIXMaps, construídos para o dia 13 de abril de 2014.....	113
A Figura 6.12 - Variação do índice magnético AE (linha vermelha) e dos parâmetros ionosféricos h'F (linha lilás) e foF2 (linha laranja) para a estação de São Luís (2,53°S, 44,30°O) durante o período de 11 a 13 de abril de 2014. .	114
Figura 6.13 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico durante a intensa tempestade de dezembro de 2015.	118
Figura 6.14 - Sequência de DIXMaps obtidos a partir do dia 18 de dezembro de 2015, as 1800 UT, até o dia 21 de dezembro de 2015, as 1200 UT, com resolução de 6 horas.	119

Figura 6.15 – Sequências de TECMAPs e DIXMaps para o dia 21 e 25 dezembro de 2015.	121
A Figura 6.16 - Variação do índice magnético AE (linha vermelha) e dos parâmetros ionosféricos h'F (linha lilás) e foF2 (linha laranja) para a estação de São Luís (2,53°S, 44,30°O) e Cachoeira Paulista (22,4°S, 44,5°O) durante o período de 20 a 22 de dezembro de 2015.	123
Figura 6.17 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico durante a tempestade extrema de março de 2015.....	125
Figura 6.18 – Sequência de DIXMaps obtidos a partir do dia 16 de março de 2015, as 0600 UT, ao dia 19 de março de 2015, as 0000 UT, com resolução de 6 horas.	127
Figura 6.19 – Sequências de TECMAPs e DIXMaps para o dia 18 de março de 2015.	130
Figura 6.20 - Variação do índice magnético AE (linha vermelha) e dos parâmetros ionosféricos h'F (linha lilás) e foF2 (linha laranja) para a estação de São Luís (2,53°S, 44,30°O) e Cachoeira Paulista (22,4°S, 44,5°O) durante o período de 16 a 18 de março de 2015.	132
Figura A.1 – TEC calculados pela pseudodistâncias e fase portadora com e sem cycle slip.....	169
Figura A.2 – TEC Relativo.....	170

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 5.1 - Classificação do nível de perturbação da ionosfera de acordo com o DIX calculado.	70
Tabela 5.2 – Lista de tempestades magnéticas moderadas, intensas e extremas, utilizadas para o desenvolvimento do coeficiente β	74

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AEI	Anomalia Equatorial na Ionização
AE	Índice da Atividade Auroral, do inglês <i>Auroral Electrojet Index</i>
AATR	Razão da Variação do TEC ao Longo do Arco da Trajetória, do inglês <i>Along Arc TEC Rate</i>
AP	Índice da Média Diária da Atividade Geomagnética <i>Averaged planetary A-index</i>
BRAZ	Estação de GNSS de Brasília
BVJ03	Estação de Sondagem Digital de Boa Vista
CAJ2M	Estação de Sondagem Digital de Cachoeira Paulista
CGK21	Estação de Sondagem Digital de Campo Grande
CME	Ejeção de Massa Coronal, do inglês <i>Coronal Mass Ejection</i>
DIX	Índice de perturbação ionosférica, do inglês <i>Disturbance Ionospheric IndeX</i>
DIXMAP	Mapas de DIX
DIXSG	Gradiente espacial do índice de perturbação ionosférica, do inglês <i>Disturbance ionosphere Index Spatial Gradient</i>
Dst	Índice de atividade magnética, do inglês <i>Disturbance Storm Time</i>
dTEC	Variação temporal do TEC
EMBRACE	Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial
EPB	Bolhas Plasma, do inglês <i>Equatorial Plasma Bubbles</i>
EUV	Extremo Ultravioleta
foF2	Frequência Crítica da Camada F ₂
FZA0M	Estação de Sondagem Digital de Fortaleza
GEC	Índice Global de Conteúdo de Elétrons, do inglês <i>Global Electron Content</i>
GNSS	Sistema Global de Navegação por Satélite, do inglês <i>Global Navigation Satellite System</i>
GPS	Sistema de Posicionamento Global, do inglês <i>Global Positioning System</i>
IGS	Serviço Internacional de GNSS, do inglês <i>International GNSS Service</i>
h'F	Altura Virtual da Camada F
IMPZ	Estação de GNSS de Imperatriz

INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPP	Pontos Ionosféricos, do inglês <i>Ionospheric Piercing Points</i>
LISN	Rede de Sensoriamento Ionosférico de Baixa Latitude, do inglês <i>Low Latitude Ionospheric Sensor Network</i>
LSTID	Distúrbio Ionosférico Propagante de Larga Escala, do inglês <i>Large-Scale Traveling Ionospheric Disturbance</i>
LT	Hora Local, do inglês <i>Local Time</i>
MSTID	Distúrbio Ionosférico Propagante de Média Escala, do inglês <i>Medium-Scale Traveling Ionospheric Disturbance</i>
PAL	Estação de GNSS de Palmas
POAL	Estação de GNSS de Porto Alegre
RAMSAC	Rede Argentina de Monitoramento Contínuo por Satélite, do inglês <i>Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo</i>
RBMC	Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo
RDIX	Índice de Perturbação Ionosférico Regional, do inglês <i>Regional Ionosphere Disturbances Index</i>
ROT	Taxa de Variação do TEC, do inglês <i>Rate of change of TEC</i>
ROTI	Índice da Taxa de Variação do TEC, do inglês <i>ROT Index</i>
RT	Raio Terrestre
SI	Impulsos Súbitos, do inglês <i>Sudden Impulses</i>
SJC	Estação de Sondagem Digital de São José dos Campos
Sq	Período Calmo, do inglês <i>Solar-Quiet</i>
SSC	Início Súbito da Tempestade, do inglês <i>Storm Sudden Commencements</i>
SSTID	Distúrbio Ionosférico Propagante de Pequena Escala, do inglês <i>Small-Scale Traveling Ionospheric Disturbance</i>
SUPIM	Modelo Plasmasfera – Ionosfera, do inglês <i>Sheffield University Plasmasphere-Ionosphere Model</i>
TEC	Conteúdo Eletrônico Total, do inglês <i>Total Electron Content</i>
TECMAP	Mapas de TEC
TECu	Unidade de TEC, do inglês <i>Total Electron Content Unit</i>
TID	Distúrbios Ionosféricos Propagantes, do inglês <i>Traveling Ionospheric Disturbance</i>
UEPP	Estação de GNSS de Presidente Prudente
UT	Hora Universal, do inglês <i>Universal Time</i>
VHF	Alta Frequência, do inglês <i>Very High Frequency</i>

VTEC

Conteúdo Eletrônico Total Vertical, do inglês *Vertical Total Electron Content*

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 CONCEITOS E DEFINIÇÕES GEOFÍSICAS	4
2.1 Ionosfera terrestre	4
2.2 Formação da ionosfera	7
2.3 Dínamos ionosféricos	10
2.3.1 Dínamo da Região E	10
2.3.2 Dínamo da Região F	11
2.4 Fonte equatorial de plasma	13
2.5 Anomalia equatorial na ionização (AEI).....	16
2.6 Irregularidades / bolhas de plasma.....	17
2.7 Variabilidade da ionosfera medida pelo conteúdo eletrônico total (TEC) ...	20
2.7.1 Variações diurnas do TEC.....	20
2.7.2 Variação semianual do TEC.....	22
2.7.3 Assimetria anual do TEC.....	23
3 A RESPOSTA DA IONOSFERA A FATORES INTERNOS E EXTERNOS	27
3.1 Variabilidade ionosférica causada por processos internos	27
3.1.1 <i>Equatorial plasma bubble</i> (EPB)	27
3.1.2 Ondas de gravidade / <i>travelling ionospheric disturbances</i> (TIDs)	30
3.2 Variabilidade ionosférica causada por processos externos	34
4 ÍNDICES DE PERTURBAÇÕES IONOSFÉRICAS.....	47
4.1 Índice da taxa de variação do TEC (ROTI).....	47
4.2 Índice regional de perturbações da ionosfera (RIDX) e índice de perturbação ionosférica (DIX).....	49
4.3 Índice global de conteúdo de elétrons (GEC).....	56
4.4 Índice de tempestade ionosférica planetária (Wp)	59
4.5 Índice de perturbação ionosférica generalizado para todo o globo (σ GEC)	61
4.6 Razão da variação do TEC ao longo do arco da trajetória (AATR)	63
4.7 Índice ionosférico de perturbação do gradiente espacial (DIXSG)	64
5 METODOLOGIA E ESTATÍSTICA UTILIZADA	66

5.1 Breve descrição dos DIXMaps	66
5.2 Desenvolvimento do cálculo do DIXMap	68
5.3 Aspectos relacionados à definição do coeficiente β	72
5.4 Estudo para a definição do coeficiente β	75
5.5 Resultados da metodologia de obtenção do coeficiente β	76
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES	92
6.1 DIXMap para períodos calmos e períodos perturbados	92
6.2. Análise comparativa da resposta da ionosfera durante períodos calmos .	93
6.2.1 Análise comparativa da resposta da ionosfera para o dia 14 de fevereiro de 2015	93
6.2.2 Análise comparativa da resposta da ionosfera para o dia 10 de dezembro de 2015	101
6.3 Análise comparativa da resposta da ionosfera durante períodos perturbados 108	
6.3.1 Análise comparativa da resposta da ionosfera para a tempestade moderada de abril de 2014.....	108
6.3.2 Análise comparativa da resposta da ionosfera para a tempestade intensa de dezembro de 2015	116
6.3.3 Análise comparativa da resposta da ionosfera para a tempestade extrema de março de 2015 (<i>St. Patrick Storm</i>)	124
7. CONCLUSÕES	134
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137
APÊNDICE A – CÁLCULO DO TEC POR GNSS	160
A.1 Sistemas Globais de Navegação por Satélite (GNSS)	160
A.2 Sistema GPS	160
A.3 Determinação do Conteúdo Eletrônico Total Utilizando as Observáveis do GPS.....	161
A.3.1 Pseudodistâncias	161
A.3.2 Fase Portadora	163
A.3.3 Atrasos devido a Ionosfera	165
A.3.4 Nivelamento da Fase Portadora com a Pseudodistância.....	169

1 INTRODUÇÃO

Na última década, os efeitos do clima espacial na Terra despertaram grande interesse na comunidade científica, especialmente o quanto, financeiramente, o seu comportamento pode impactar nas atividades e na tecnologia desenvolvidas pelo ser humano. Devido a estes possíveis impactos econômicos muitos estudos vêm sendo desenvolvidos nesta área (EASTWOOD et al., 2018; OUGHTON et al., 2017, 2018). Sendo assim, conforme mostrado por Denardini et al. (2016), diversas áreas que dependem da condição do clima espacial para desenvolver seus negócios estão gerando uma demanda crescente por índices globais que possam mensurar o impacto da interação solar-terrestre (efeitos externos do clima espacial) e da variação do ambiente espacial próximo à Terra (efeitos internos do clima espacial).

Dentro deste contexto, a construção de um parâmetro capaz de expressar a resposta da ionosfera a distúrbios, sintetizando as informações das suas particularidades e do seu comportamento complexo, é importante nos estudos da interação entre o Sol e a Terra. Sendo assim, este trabalho tem como objetivo a construção de mapas regionais capazes de medir a resposta da ionosfera a distúrbios provocados por processos internos (bolhas de plasma, ondas internas de gravidade e distúrbios ionosféricos propagantes (TIDs), por exemplo) e por processos externos (radiação solar, ejeção de massa coronal (CMEs) e *solar flares*, por exemplo), os quais podem interferir no funcionamento dos equipamentos de navegação. O mapa de DIX (do inglês, *Disturbance Ionospheric IndeX*) é uma forma generalizada do índice proposto por Jakowski et al. (2012) para as regiões equatoriais e de baixa latitudes, adequando, assim, o índice as variações latitudinais e ao comportamento particular da ionosfera sobre a região da América do Sul. A construção do mapa de DIX passa por quatro etapas principais: a seleção dos dias de referência, a seleção do valor do coeficiente α (coeficiente de parametrização de amplitude), a definição dos

valores dos coeficientes β (coeficiente de normalização de escala) e, finalmente, a construção dos mapas. Neste trabalho foi definida uma metodologia para o cálculo dos coeficientes β e para a construção do mapa de DIX (DIXMap). A construção dos mapas possibilitou não apenas estudar a resposta da ionosfera a processos internos e externos, mas também, estudar o impacto latitudinal das tempestades magnéticas sobre o continente sul-americano. Para este desenvolvimento foram estudadas as relações do conteúdo eletrônico total (TEC) com 13 tempestades, moderadas, intensas e extremas, ocorridas entre os anos de 2013 e 2017.

Após a construção dos DIXMaps, a fim de testar a capacidade do índice proposto a processos externos, a metodologia de construção dos mapas foi aplicada a três tempestades magnéticas: a tempestade extrema ocorrida em março de 2015 (*St. Patrick Storm*), a tempestade intensa ocorrida em dezembro de 2015 e a tempestade moderada ocorrida em abril de 2014. Nos períodos de tempestades magnéticas a ionosfera é significativamente perturbada em virtude dos processos de transportes decorrentes da penetração de campos elétricos de convecção magnetosférica e da formação de campos elétricos gerados pela ação do dínamo perturbado. Além dos períodos perturbados, a fim de testar a capacidade do índice proposto a processos internos, a metodologia também foi aplicada a dois períodos calmos: o primeiro de 13 a 14 de fevereiro de 2015 e o segundo no dia 10 de dezembro de 2015, nos quais foi possível observar bolhas de plasma.

Na busca pela interpretação física dos resultados observados, os DIXMaps foram explorados e confrontados com ionogramas registrados nas estações de Boa Vista (BVJ03, 2.9°N 60.7°W, inclinação magnética: -18.0°), Fortaleza (FZA0M, 3.90°S, 38.4°W, inclinação magnética: -15.8°), Campo Grande (CGK21, 20.5°S, 55°W, inclinação magnética: -20.1°), e Cachoeira Paulista (CAJ2M, 22.7°S, 45°W, inclinação magnética: -38.2°). Os mapas construídos também foram comparados com imagens registradas por imageadores instalados nas estações de São João do Cariri (SJCPB, 7.4°S 36.5°W, inclinação

magnética: -11.0°) e em Cachoeira Paulista (CAJ2M, 22.7°S , 45°W , inclinação magnética: -38.2°). Com estas comparações, buscaram-se as relações entre os processos físicos que ocorrem na ionosfera sobre a América do Sul e o índice proposto. Em adição aos avanços científicos que este parâmetro, o DIX na forma de mapa certamente possibilitará, também se vislumbra a possibilidade de uma avaliação rápida do impacto dos distúrbios ionosféricos, causados por processos internos e externos, nos sistemas de satélites, alertando o usuário sobre o desenvolvimento de uma perturbação ionosférica capaz de afetar o funcionamento do sistema sobre sua região.

Dentro deste contexto, esta tese de doutoramento foi dividida em sete Capítulos, cujo conteúdo é descrito a seguir. O Capítulo 1 traz uma apresentação do tema desenvolvido e o objetivo deste trabalho. O segundo Capítulo apresenta os conceitos e algumas definições relacionados ao objeto desta tese, à ionosfera, e algumas de suas particularidades na região equatorial e de baixas latitudes. A última seção contempla a variação da ionosfera em função do conteúdo eletrônico total (TEC). O Capítulo 3 apresenta uma discussão sobre a resposta da ionosfera aos efeitos dos processos internos, externos e períodos perturbados na região equatorial e de baixas latitudes, pertinentes a sua relação com o DIXMap. No Capítulo 4 apresenta-se uma revisão bibliográfica com alguns índices ionosféricos. O Capítulo 5 traz a descrição da metodologia desenvolvida para o cálculo dos mapas de DIX, contendo detalhes de seu desenvolvimento e a utilização das 13 tempestades descritas anteriormente. No sexto Capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir da aplicação do índice proposto em períodos perturbados e calmos. Adicionalmente serão apresentadas as discussões dos resultados, apresentando uma comparação entre as perturbações ionosféricas observadas nos mapas de DIX e ionogramas e imagens de imageadores *all-sky*. No Capítulo 7 é apresentada a consolidação dos principais resultados bem como uma proposta de trabalhos futuros que podem evoluir a partir desta tese.

2 CONCEITOS E DEFINIÇÕES GEOFÍSICAS

Neste Capítulo serão descritos alguns dos conceitos e definições geofísicas relacionados com a fenomenologia das irregularidades da ionosfera observadas sobre a América do Sul, os quais fundamentam esta pesquisa ionosférica e serão associados aos resultados que serão discutidos ao final deste trabalho.

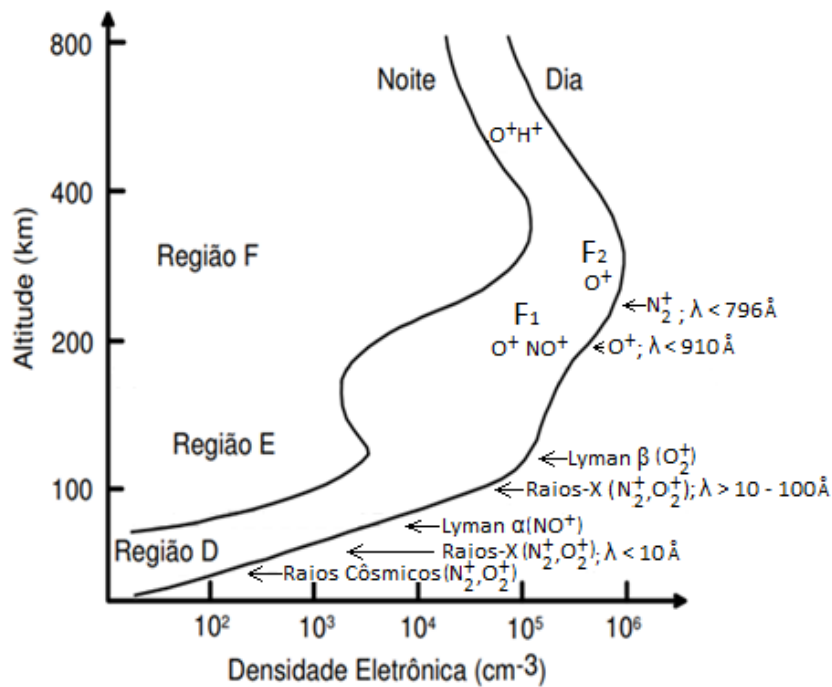
2.1 Ionosfera terrestre

A ionosfera terrestre, uma parte ionizada da atmosfera terrestre e localizada entre 60 e 2000 km, é constituída por íons e elétrons livres, sendo assim uma região caracterizada pelo alto valor de condutividade. Uma parte dos íons, a maior parte, é produzida pela fotoionização ocasionada pela radiação solar incidente (KIRCHHOFF, 1991; KELLEY, 2009; KATAMZI, 2011), principalmente pelos Raios-x, pela radiação ultravioleta e pela precipitação de partículas, e a outra é produzida por Raios Cósmicos.

A ionosfera pode ser dividida, de maneira clássica, em camadas: D, E, F₁ e F₂ (DAVIES, 1990), as quais são classificadas quanto à densidade, entre a altura de 60 km, início da região D, e entre 400 km, pico de densidade da região F₂. A Figura 2.1 ilustra o perfil vertical da densidade eletrônica, ressaltando as diferentes faixas do espectro eletromagnético responsáveis pela ionização das camadas D, E e F, os íons dominantes e as principais fontes ionizantes de cada região.

A densidade eletrônica da ionosfera apresenta variabilidade em função da hora local, da sazonalidade, com a posição latitudinal e longitudinal, nível de atividade magnética e intensificação da radiação solar durante o dia. Além disso, a ionização causada pela radiação ultravioleta, Raios-x e Raios Cósmicos variam com o ciclo solar e seu processo está relacionado com o espectro solar.

Figura 2.1 - Representação esquemática das camadas ionosféricas.



Fonte: Adaptado de Katamzi (2011).

As características das principais regiões da ionosfera são (KATAMZI, 2011):

- Região D - A região D, localizada entre 60 a 85 km e que constitui a parte inferior da ionosfera, é causada principalmente pelas radiações mais penetrantes. Nesta região, as colisões entre íons, elétrons, e partículas neutras são consideradas importantes. As radiações ionizantes mais importantes, nesta região, são os Raios-x, com comprimento de onda, λ , menor do que 10 Å que ionizam o oxigênio e nitrogênio em torno de 80 km, a radiação solar Lyman- α , com comprimento de onda λ de 1216 Å que ioniza o óxido nítrico NO. Já a ionização adicional, em alturas inferiores, é causada pelos Raios Cômicos. Na região D os íons negativos, criados por junção eletrônica, são importantes, assim como os íons complexos que resultam da aglutinação de íons a moléculas de água. A ionização por meio da radiação solar pode ser considerada primária, enquanto a formação de íons secundária é formada pelas reações químicas.

- Região E - Está localizada entre 85 e 130 km e é ionizada pelos Raios-x e pela radiação ionizante ultravioleta com longo comprimento de onda ($\lambda > 800 \text{ \AA}$). O pico da região E corresponde a uma concentração de elétrons na ordem de 10^5 cm^{-3} , tendo NO^+ e O_2^+ como constituintes iônicos dominantes. É nesta região que se encontra a maior quantidade de íons metálicos (Mn^+ , Mg^+ , Fe^+ , e.g.).
- Região F – Subdivide-se em duas camadas distintas: F₁ e F₂. A camada F₁ é definida pela aparição esporádica de um pequeno pico secundário na concentração eletrônica, ou apenas uma pequena inflexão na curva em torno de 180 km. Essa região é importante porque nela ocorre a transição entre as leis quadrática e linear para a perda eletrônica. A região F₂ é dominada por processos dinâmicos onde existe uma grande interação entre a ionosfera superior com os ventos termosféricos. Engloba toda a região superior da ionosfera, incluindo a região do pico, acima do qual a ionosfera encontra-se em equilíbrio difusivo, isto é, o plasma se distribui com sua própria escala de altura. Estes processos são muito complexos e dependentes da latitude magnética. Portanto, a distribuição vertical da densidade de elétrons dentro e acima do pico da região F₂ não pode ser descrita apenas em termos do balanço entre ionização e recombinação, mas deve ser descrita também em termos do efeito da difusão. Nesta região o constituinte iônico predominante próximo ao pico F₂ é o oxigênio atômico, e no topo desta região pelo H^+ .

Além das camadas F₁ e F₂, simulações realizadas por Balan e Bailey (1995); Jenkins et al. (1997); e Balan et al. (1997); utilizando o modelo SUPIM (do inglês, *Sheffield University Plasmasphere-Ionosphere Model*), mostraram a existência de uma camada adicional, formada acima da camada F₂. A camada adicional, denominada camada F₃ e é formada em latitudes próximas ao equador magnético (BALAN et al., 1997). Além das simulações, ionogramas registrados na estação de Fortaleza (3°S, 38°W) mostraram a evidência observacional da camada adicional (BATISTA et al., 2000). A camada F₃ é formada durante o dia, entre 0900 e 1000 LT (do inglês para *Local Time*, representando a Hora Local para uma específica longitude), devido ao movimento ascendente do plasma

causado pela combinação entre a deriva vertical do plasma ($\vec{E} \times \vec{B}$) e o vento meridional equatorial, e pode atingir uma altura virtual em torno de 650 km Além disso, a camada adicional tem dependência da hora local, da atividade solar e da estação do ano, ocorrendo com maior frequência durante o verão local e o inverno, e com menos frequência durante os equinócios (BARBOSA NETO, 1999; BATISTA et al., 2017).

Estudos recentes da estratificação da Região F sobre o território brasileiro (TARDELLI et al., 2015; 2016) mostram, ainda, o desenvolvimento de uma quarta estratificação da camada observada durante o inverno do hemisfério sul em um período de alta atividade solar. O mecanismo de formação desta quarta estratificação pode estar relacionado com a combinação entre a deriva vertical do plasma ($\vec{E} \times \vec{B}$) e ondas de gravidade (FAGUNDES et al., 2007).

2.2 Formação da ionosfera

A distribuição vertical da ionização na região ionosférica depende da relação entre a taxa de produção de íons e os diferentes processos de perda destes íons. Considerando uma atmosfera composta de uma única espécie distribuída exponencialmente com altura de escala constante, uma atmosfera plano-estratificada onde não existem variações no plano horizontal e uma radiação monocromática, ou seja, um coeficiente de absorção independente da radiação incidente, a taxa de produção pode ser escrita como:

$$q = \sigma_i n \phi_{(\lambda)}. \quad (2.1)$$

Nesta Equação que representa a taxa de produção de íons, σ_i representa a seção transversal de absorção da radiação e n a densidade do componente gasoso da atmosfera neutra, e $\phi_{(\lambda)}$ é o fluxo da radiação incidente.

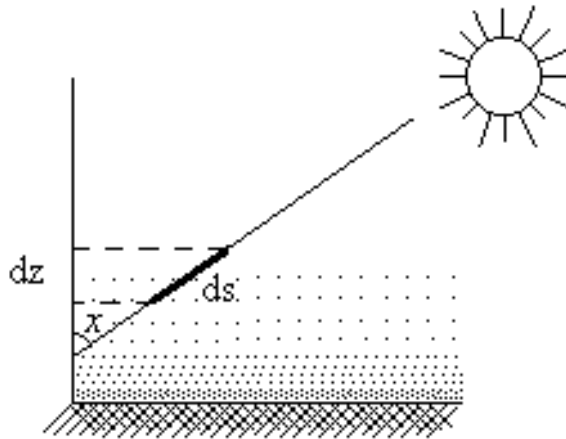
A variação do fluxo da radiação incidente é dada por:

$$\Phi(\lambda) = \Phi_{\infty(\lambda)} e^{-\tau} \quad (2.2)$$

Na qual $\Phi_{\infty(\lambda)}$ é o fluxo inicial da radiação incidente e τ a profundidade ótica

A radiação que penetra na atmosfera diminui gradativamente sua intensidade devido à sua absorção por moléculas e átomos. O ângulo solar zenital, χ , e a relação entre penetração ótica ds e altura da camada dz estão representados na Figura 2.2.

Figura 2.2 - Relação entre ds e dz , em uma atmosfera plano-estratificada.



Fonte: Adaptado de Kirchhoff (1991).

A variação da profundidade ótica é dada por:

$$d\tau = \sigma_i n ds \quad (2.3)$$

Portanto τ é dado por:

$$\tau = \int \sigma_i n ds \quad (2.4)$$

considerando $ds = - dz \sec \chi$, onde χ é o ângulo zenital mostrado na Figura 2.2, e integrando a função, tem-se:

$$\tau = n H \sigma_i \sec \chi \quad (2.5)$$

Realizando as substituições nas Equações 2.1, 2.2 e 2.5 têm-se:

$$q = \sigma_i n \phi_{\infty(\lambda)} e^{-n H \sigma_i \sec \chi} \quad (2.6)$$

Combinando o produto da seção transversal de absorção da radiação σ_i com o fluxo de radiação $\phi_{\infty(\lambda)}$ obtém-se o coeficiente da taxa de fotoionização

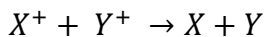
$I_{(\lambda)} = \sigma_i \phi_{\infty(\lambda)}$, portanto

$$q = n I_{(\lambda)} e^{-n H \sigma_i \sec \chi}, \quad (2.7)$$

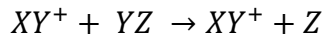
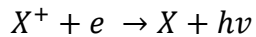
que representa a taxa de produção iônica.

Com relação às perdas, as reações fotoquímicas são responsáveis pelo controle da densidade eletrônica da ionosfera. As reações básicas de perda estão listadas abaixo (KIRCHHOFF, 1991):

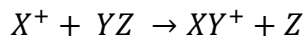
Recombinação iônica:



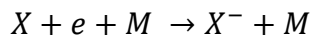
Recombinação eletrônica:



Troca:



Junção eletrônica:



Nas equações acima, X , Y e Z representam um átomo ou uma molécula, N denota uma partícula neutra, $h\nu$ representa a energia do fóton e e representa o elétron.

2.3 Dínamos ionosféricos

2.3.1 Dínamo da Região E

O dínamo ionosférico da Região E é caracterizado pela formação das correntes e campos elétricos que resultam do movimento da atmosfera neutra. O aquecimento da atmosfera causada pela radiação solar produz ventos que provocam o movimento dos constituintes neutros atmosféricos através das linhas do campo magnético (MAUTE; RICHMOND, 2016). Estes ventos produzem, por meio das colisões entre partículas neutras e partículas carregadas, um sistema de correntes elétricas em regiões onde a condutividade elétrica é alta (VASYLIUNAS, 2012). Devido às variações horizontais e verticais da condutividade, as correntes não podem fluir livremente em todas as direções. Desse modo, são geradas cargas de polarização que modificam o fluxo de corrente.

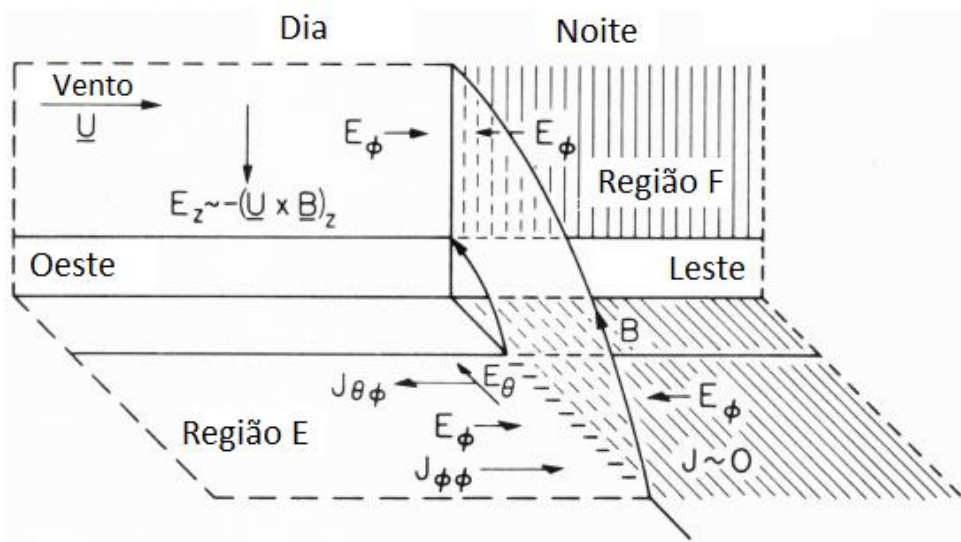
Especificamente, os ventos de maré (\vec{U}), produzidos principalmente pelo aquecimento solar dão origem ao dínamo da região E da ionosfera. O vento sopra através do campo geomagnético (\vec{B}) provocando a colisão entre partículas neutras e partículas carregadas. Embora estas partículas carregadas sejam inicialmente forçadas na direção de \vec{U} , seu movimento é dependente do campo geomagnético, desta forma, como a giro-frequência é menor do que a frequência de colisão para os íons e maior do que a frequência de colisão para os elétrons, os íons são transportados juntamente com o vento, enquanto os elétrons movem-se através das linhas de campo, originando uma separação de cargas. Esta separação de cargas induz um campo elétrico ($\vec{E} = -\vec{U} \times \vec{B}$) que por sua vez origina uma corrente elétrica em resposta a corrente induzida. Em pontos onde a condição $\nabla \cdot \vec{J} = 0$ não é atendida, as cargas elétricas são acumuladas e a ionosfera torna-se polarizada. Um campo elétrico de polarização $-\nabla\phi$, onde ϕ representa o potencial elétrico, é estabelecido e varia até que a condição $\nabla \cdot \vec{J} = 0$ seja atendida. O campo elétrico total produzido pelo dínamo é mapeado através das linhas do campo magnético para ionosfera equatorial e de baixas latitudes, resultando em um movimento de deriva vertical ascendente e zonal direcionado para o oeste do plasma da região F durante o dia (HEELIS, 2004). O sistema de correntes resultante do dínamo da região E é conhecido *Solar Quiet (Sq)*, o qual, em períodos magneticamente calmos, é uma das principais causas das variações do campo geomagnético observadas na superfície terrestre.

2.3.2 Dínamo da Região F

O dínamo da região F é causado por campos elétricos associados a estas cargas são transmitidos à região F através das linhas de campo geomagnético, as quais são equipotenciais (YAMAZAKI; MAUTE, 2016). Os efeitos do dínamo na região F tem relação com a condutividade da Região E (MAUTE; RICHMOND, 2016). Durante o dia, quando a condutividade da Região E é alta, fecha-se um circuito

de corrente entre as Regiões E e F, através das linhas de campo. Os campos elétricos gerados na Região E são mapeados para a Região F (ABDU, 2005). Porém, à noite, quando a condutividade da Região E é baixa, o circuito não se fecha dando origem a campos elétricos de polarização na Região F que resulta em um movimento zonal do plasma aproximadamente à mesma velocidade das partículas neutras (RICHMOND et al., 2015). O dínamo da região F é responsável pela intensificação da deriva vertical de plasma na região do equador magnético durante o período de pré-reversão no início da noite (MADHAY HARIDAS et al., 2015).

Figura 2.3 – Modelo do mecanismo gerador do pico pré-reversão da região F, impulsionada por um vento neutro \vec{U} .



Fonte: Adaptado de Rezende et al. (2007).

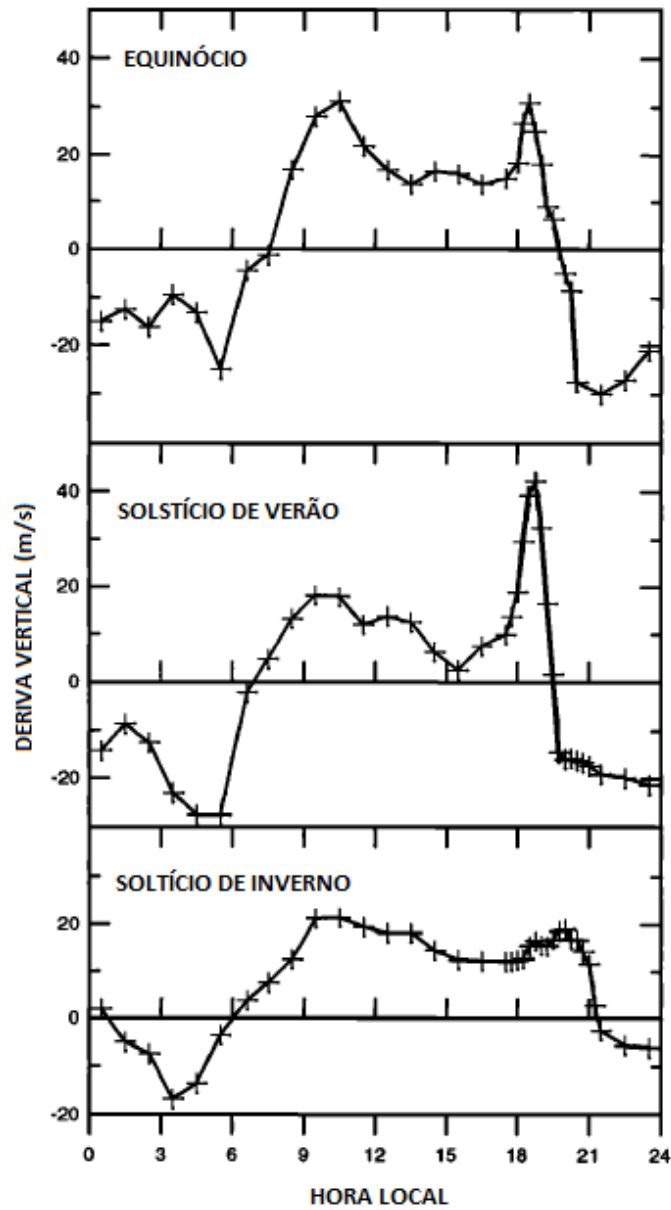
Durante o pôr do Sol, no lado iluminado, o dínamo da região F gera um campo elétrico, E_z , que é mapeado para a região E ao longo das linhas de campo (B) no sentido do equador (E_θ), como mostra a Figura 2.3. O campo elétrico mapeado origina a corrente Hall zonal na direção oeste ($J_{\theta\phi}$). Durante a noite, a densidade eletrônica da região E diminui e, conseqüentemente, sua condutividade torna-se desprezível. Desta forma, surge um acúmulo de cargas negativas na linha do pôr do Sol induzindo um campo elétrico de polarização E_ϕ

direcionado para leste, mantendo, assim, o equilíbrio eletrostático. Este campo induzido origina uma corrente Pedersen ($J\phi$) que anula a corrente Hall ($J\theta$) em um estado estacionário, então $E\phi$ é mapeado para a região F produzindo um aumento súbito da deriva vertical do plasma ($V = \frac{\vec{E} \times \vec{B}}{B^2}$), produzindo o bem conhecido pico pré-reversão (FARLEY et al. 1986).

2.4 Fonte equatorial de plasma

A fonte equatorial de plasma (HANSON; MOFFETT, 1966; BALAN et al. 1995, 1996, 1997 e 2009) é caracterizada pelo movimento do plasma ionosférico. Este movimento é controlado pela deriva do plasma que é dado na direção e sentido do $\vec{E} \times \vec{B}$. A deriva do plasma pode ser vertical ou zonal, dependendo do componente do campo elétrico, no caso da deriva vertical, essa pode ser ascendente, com a velocidade da deriva positiva, ou descendente, com a velocidade da deriva negativa. O comportamento da deriva vertical em função da hora local para diferentes condições sazonais é ilustrado na Figura 2.4 ilustra. Pode ser observado que durante o dia a deriva vertical é ascendente (campo elétrico para leste), enquanto durante o período noturno a deriva vertical é descendente (campo elétrico para oeste). Porém antes da sua reversão, durante a noite, a deriva eletromagnética vertical sofre um aumento abrupto de velocidade ao entardecer, originando um máximo, denominado pico pré-reversão. Este pico é causado por campos elétricos de polarização direcionados para leste que são induzidos pelo acúmulo de cargas negativas na linha do pôr do Sol na Região E e mapeados ao longo das linhas de campo para a Região F (RISHBETH, 1971a, b), conforme discutido anteriormente. A amplitude do pico pré-reversão e o aumento abrupto da velocidade de deriva, logo após o pôr-do-sol, apresenta variações de acordo com a estação do ano. (ABDU et al., 1981a; BATISTA et al., 1986; BATISTA et al., 1996).

Figura 2.4 - A velocidade padrão da deriva $\vec{E} \times \vec{B}$.

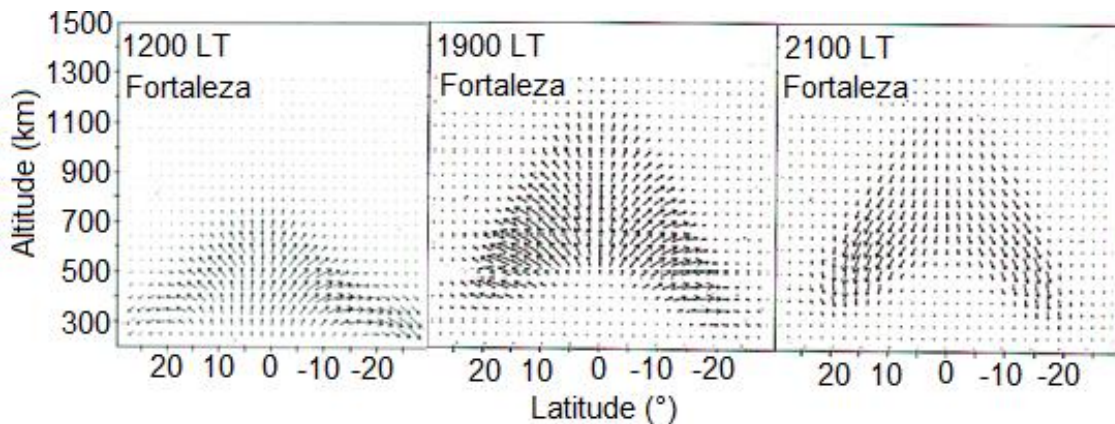


Fonte: Adaptada de Batista et al. (1996).

A distribuição altitude-latitude do fluxo do plasma as 1200, 1900 e 2100 LT sobre a longitude de Fortaleza é mostrada na Figura 2.5 mostra (BALAN et al., 1997; 2009). Na Figura é possível observar o efeito fonte, ascendente durante o dia e

descendente durante a noite. Além disso, a fonte de plasma é confinada em uma região restrita de altitude e latitude (BALAN et al., 1997; 2009).

Figura 2.5 - Vetor dos fluxos de plasma as 1200, 1900 e 2100 LT.



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

A fonte de plasma tem seu desenvolvimento por volta das 0900 LT. Durante o período diurno a fonte de plasma eleva-se acima de 700 km, na região do equador, e alcança mais de 30° de latitude tanto ao sul quanto ao norte do equador magnético.

Após as 1700 LT a velocidade de deriva da região F sofre um aumento, conhecido como pico pré-reversão da deriva ascendente. Neste período a velocidade de deriva, com pico em torno das 1830 LT, possui valores maiores que a velocidade de deriva existente durante o dia. Estas características mostram que durante o período de pré-reversão a ionosfera responde impulsivamente ao súbito fortalecimento da deriva da região F. Esta resposta impulsiva reduz a densidade de plasma na base da região F, em torno do equador, gerando um fortalecimento da Anomalia de Ionização Equatorial (AEI), bem como pode contribuir para a geração das bolhas de plasma e as irregularidades no espalhamento F (APPLETON, 1946). A fonte de plasma torna-se fraca após as 2100 LT quando a deriva descendente diminui. A fonte de

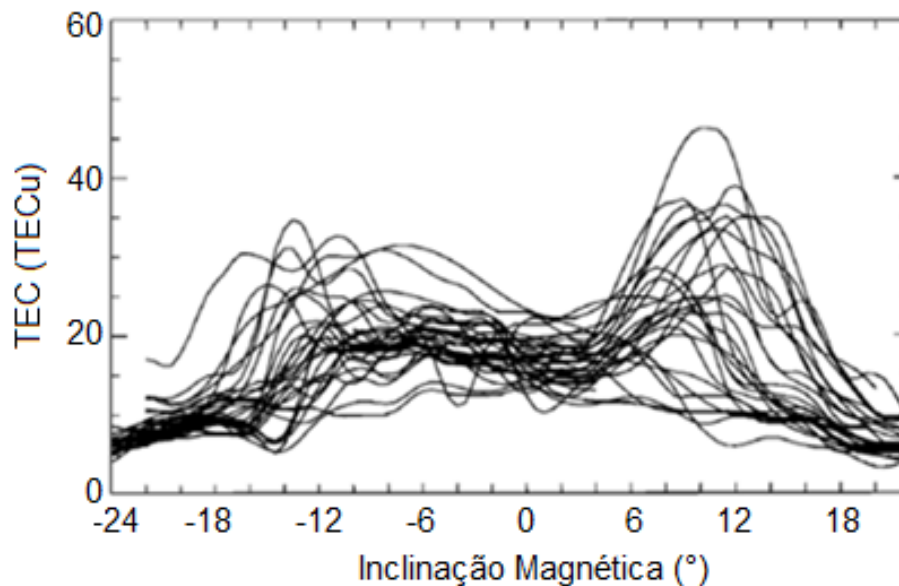
plasma é a principal responsável pelo aumento noturno da densidade para latitudes afastadas do equador.

2.5 Anomalia equatorial na ionização (AEI)

Como o resultado do efeito fonte tem-se a concentração de plasma em baixas latitudes. Uma vez que o plasma deslocado para altas altitudes pela deriva vertical, sobre o efeito de gradientes de pressão e de gravidade, o plasma difunde-se ao longo das linhas do campo magnético para regiões $\pm 16^\circ$ de latitude magnética formando duas cristas tanto ao norte quanto ao sul do equador magnético (LI et al., 2018). Após o pôr do sol, com o aumento da deriva vertical pelo fenômeno de pré reversão, a AEI se fortalece, fazendo como que a AEI continua protuberante no início da noite (BALAN et al. 2018; EASTES et al., 2019). No período noturno, na região F, entre 200 e 500 km, é possível observar maiores densidades de íons e elétrons entre $\pm 16^\circ$ de latitude magnética mesmo durante condições magneticamente calmas. As alterações no comportamento do campo magnético e a ação de ventos neutros também podem causar variações na localização e na intensidade das duas cristas da AEI. A densidade das cristas também varia com a atividade solar podendo ser até 3 vezes maiores em períodos de alta atividade solar devido ao aumento da radiação ultravioleta e da atividade solar nestes períodos (LI et al. 2018).

O exemplo na Figura 2.6 mostra a distribuição latitudinal do *Total Electron Content* (TEC) sobre a região da América do Sul durante o mês de outubro de 1996 a 0030 UT, período em que ocorre a intensificação da deriva vertical de pré-reversão. Nesta verifica-se que os picos da anomalia não são simétricos, possivelmente, devido à influência dos ventos termosféricos direcionados para o norte. Além disso, é possível notar que a AEI apresenta uma variabilidade dia a dia, mostrando que as cristas da anomalia, em alguns dias, podem se formar mais próximas do equador magnéticas e, em outros dias, mais afastadas do equador magnético (MENDILLO et al., 2000).

Figura 2.6 - Distribuição latitudinal do TEC registrado para as estações de Bogota, Arequipa e Santiago 0030 UT para os dias do mês de outubro de 1996.



Fonte: Adaptado de Mendillo et al. (2000).

2.6 Irregularidades / bolhas de plasma

As bolhas de plasma ionosféricas são caracterizadas por serem regiões cuja densidade eletrônica é significativamente menor do que da densidade de regiões adjacentes, caracterizando-se, assim por uma região de irregularidade no plasma. Desta forma, as irregularidades são um reflexo das bolhas de plasma que ocorrem em determinadas condições eletrodinâmicas da ionosfera após o pôr do sol e sua formação pode ser explicada utilizando a teoria da instabilidade de Rayleigh-Taylor (BOOKER; WELLS, 1938; ADBU, 1981b; 1982; 1983; 1998; HOANG et al., 2010; BESHIR et al., 2020).

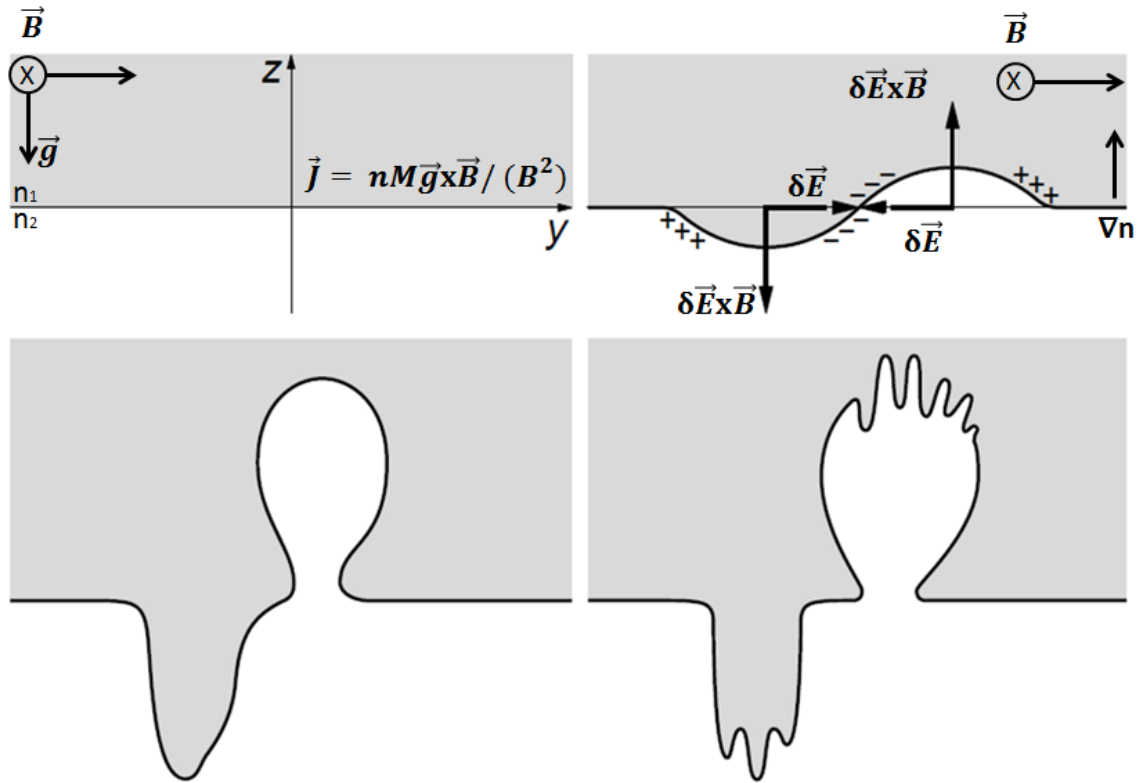
A instabilidade de Rayleigh-Taylor foi proposta como mecanismo capaz de explicar as flutuações de grande escala na densidade da região F equatorial, pelo efeito da força gravitacional na presença do campo magnético (DUNGEY, 1956; BALSEY et al., 1972). O mecanismo de geração da instabilidade Rayleigh-Taylor é ilustrado na Figura 2.7.

Considerando que a densidade n_1 é maior que a densidade n_2 , na presença da gravidade \vec{g} e de um campo magnético \vec{B} . A força gravitacional $M\vec{g}$, perpendicular ao campo magnético, gera uma deriva $nM\vec{g}\times\vec{B}/(B^2)$, onde M e n representam, respectivamente, a massa e a densidade da espécie ionizada. A deriva $nM\vec{g}\times\vec{B}/(B^2)$ produz uma corrente \vec{J} que flui na direção \hat{y} (no sentido leste). Desta forma, uma perturbação ocorrida na superfície que separa as duas densidades resultará em uma separação de cargas que origina um campo elétrico de polarização $\delta\vec{E}$.

O campo elétrico $\delta\vec{E}$, originado pela perturbação, causa uma deriva $\delta\vec{E}\times\vec{B}$ ascendente que deslocando a região de baixa densidade para cima. Uma deriva $\delta\vec{E}\times\vec{B}$ descendente desloca a região de densidade maior para baixo em resposta à deriva ascendente a fim de estabelecer o equilíbrio eletrostático. Portanto, a combinação de campo elétrico de polarização e o campo magnético amplia a perturbação inicial e o sistema se torna instável. A condição para a geração da instabilidade define que o gradiente da densidade ∇n seja antiparalelo a \vec{g} , sendo ambas perpendiculares a \vec{B} (CHERNIAK; ZAKHARENKOVA, 2016).

Durante o pôr do Sol, ocorre na região E o processo de recombinação. Além disso, tem-se a intensificação da deriva vertical de pré-reversão da região F. Isso ocasiona uma diminuição significativa a densidade eletrônica da camada E e um aumento da densidade das regiões mais elevadas. Este movimento intensifica o gradiente de densidade eletrônica entre as partes inferior e superior da camada F, onde a condição para a geração da instabilidade (∇n antiparalelo a \vec{g}) é satisfeita (CHOI et al., 2017; KUMAR et al., 2016).

Figura 2.7 - Crescimento de uma irregularidade no plasma da ionosfera equatorial, análogo à instabilidade Rayleigh-Taylor.



Fonte: Adaptado de Baumjohann et al. (2001).

Quando a camada está suficientemente elevada, ou o gradiente de densidade está suficientemente elevado para superar os efeitos da recombinação, há o crescimento da irregularidade, devido à evolução das instabilidades Rayleigh-Taylor (KELLEY, 2009). As flutuações dão origem às bolhas que após o seu desenvolvimento, na base da camada F, movem-se, não linearmente devido movimento da deriva $\delta\vec{E} \times \vec{B}$, para altitudes maiores propagando-se para sentido leste (HAASER et al. 2012).

As bolhas de plasma podem ter uma duração de minutos até várias horas com uma extensão que pode alcançar centenas de quilômetros tanto em altura quanto em latitude (ABDU et al., 2003, 2009, 2012; CHERNIAK; ZAKHARENKOVA, 2018; CHOI et al., 2017; KUMAR et al., 2016; MAGDALENO

et al., 2017). Uma vez que as irregularidades se desenvolvem durante as horas pós-pôr-do-sol, a maior taxa de ocorrência acontece entre 1900 UT (2200 LT) e 2100 UT (0000 LT) e duram até o período do amanhecer. Adicionalmente, considerando o setor sul-americano, existe uma taxa de ocorrência de bolhas de plasma maior entre setembro e abril, durante o solstício de verão e o equinócio, e uma taxa de ocorrência menor entre maio e agosto, durante o solstício de inverno (AGYEI-YEBOAH et al., 2019). Além disso, alguns estudos desenvolvidos por Ma e Maruyama (2006) e Cherniak e Zakharenkova (2016), utilizando GPS, mostram o desenvolvimento de bolhas de plasma durante períodos perturbados. Nestes períodos foi observado que as estruturas podem se estender até regiões de média latitude (ABDU et al., 2009b; SOBRAL et al., 2009; PAULINO et al., 2011b).

2.7 Variabilidade da ionosfera medida pelo conteúdo eletrônico total (TEC)

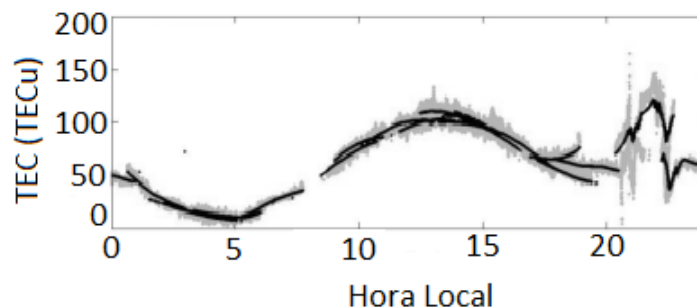
O TEC é quantidade de elétrons livres contidos em uma coluna que se estende desde o receptor até o satélite, e cuja área da base é unitária (1 m^2). Isto é a radiação solar ionizante tem influência no comportamento do TEC. Com isso, ele apresenta variações diurnas, sazonais e com a localização geográfica. Além da radiação ionizante, os efeitos dos campos elétricos, ventos neutros, variações da temperatura e a composição da atmosfera neutra, também influenciam o comportamento do TEC (KLOBUCHAR, 1985). Dentro deste contexto, será discutida nesta Seção a variabilidade da ionosfera.

2.7.1 Variações diurnas do TEC

As variações diurnas do conteúdo eletrônico total dependem, entre outros fatores, da hora local, da latitude, do período do ano e da intensidade da atividade solar. De modo geral, o TEC apresenta um máximo durante o dia, entre 12 e 16 horas e um mínimo durante o amanhecer (DAVIES, 1997). Em regiões de baixas latitudes, embora a ionização seja máxima nos horários em torno do

meio-dia local, o TEC apresenta um segundo máximo entre 21 e 22 horas. O pico nos valores de TEC nesta faixa de horário tem relação com os processos eletrodinâmicos e de transporte que ocorrem na ionosfera equatorial causando um máximo na concentração eletrônica em torno de 2100 LT em regiões afastadas do equador magnético (MATSUOKA, 2007). A variação diurna do TEC em função da hora local para a estação de São José dos Campos – SP para o dia 22 de setembro de 2001 é mostrado na Figura 2.8.

Figura 2.8 - Variação diurna do TEC em função da hora local.



Fonte: Adaptado de Rodrigues (2003).

Os maiores valores de TEC que ocorrem durante o dia estão relacionados com a produção de ionização, como se sabe, devido à radiação no EUV solar e da velocidade de deriva vertical direcionada para cima nestes horários. Esta velocidade de deriva ascendente pode mover a ionosfera para altitudes mais elevadas, onde a taxa de recombinação é menor (BITTENCOURT; ABDU, 1981). Já os menores valores que ocorrem durante o período noturno, em virtude da taxa de produção devido a EUV não existir e à deriva vertical, com sentido descendente durante o período noturno, pode mover a ionosfera para altitudes mais baixas onde as perdas químicas são mais efetivas. Já nos horários próximos as 2100 LT, o aumento nos valores do TEC em baixas latitudes está relacionado com o efeito de reversão da deriva do plasma que transporta o plasma da região equatorial para as regiões de baixas latitudes.

2.7.2 Variação semianual do TEC

A variação semianual é caracterizada por apresentar valores de TEC maiores nos equinócios do que durante os solstícios. Esta variação pode ser explicada pela circulação atmosférica, a qual ocorre geralmente do hemisfério onde é verão para o hemisfério onde é inverno. Este processo resulta em um decréscimo da razão entre O_2 e N_2 no hemisfério onde é verão (JILANI et al., 2013).

As Equações a seguir auxiliarão na compreensão deste processo. Considerando que os processos de produção e perda de O^+ estão relacionadas com a concentração O e N_2 , mostrados na reação de fotoionização abaixo:



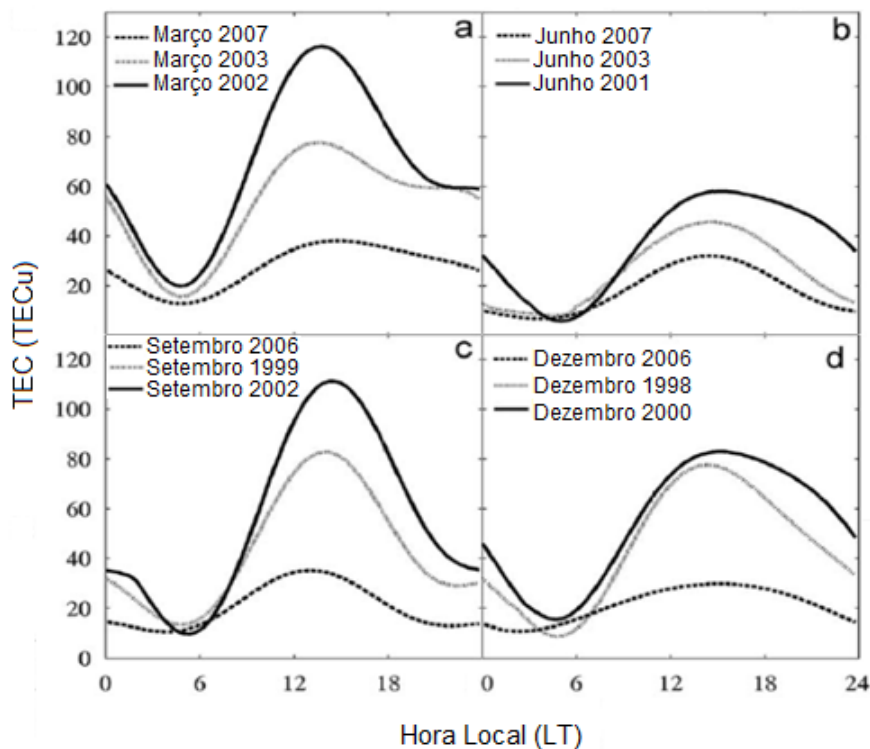
A perda do O^+ ocorre por troca eletrônica, conforme Equação (2.2) e está relacionada com a concentração de N_2 .



Observando as Equações 2.1 e 2.2, é possível notar que existe uma redução na concentração de O e um aumento na concentração de N_2 no hemisfério onde é verão causando, assim, uma diminuição na densidade de O^+ . Com a diminuição na concentração de O^+ , o qual é o íon com maior concentração, a densidade eletrônica também diminui no hemisfério onde é verão, uma vez que se pode considerar que densidade de elétrons é aproximadamente igual a concentração de O^+ .

Um exemplo desta variação semianual é mostrado na Figura 2.10. Além da variação semianual, são exibidos na Figura as variações sazonais e com o ciclo solar registradas na estação de Arequipa (16.5°S; 71.5°W). Os valores apresentados foram calculados por $(F10.7+F10.7A)/2$, onde o F10.7A foi gerado pela média de 81 dias corridos de F10.7. Nesta Figura é possível notar que os valores do TEC em março (a) e setembro (c) são maiores do que os observados em junho (b) e dezembro (d).

Figura 2.9 - Variações sazonais, semianuais e com o ciclo solar.



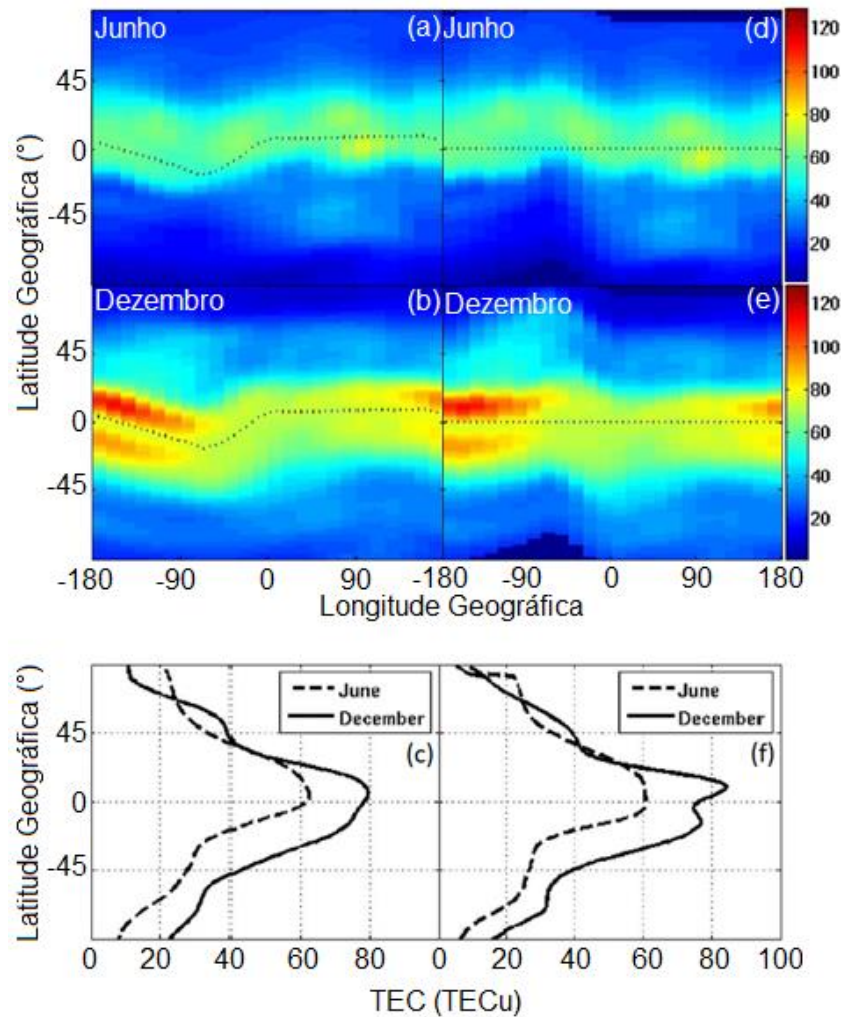
Fonte: Adaptado de Lee et al. (2010).

2.7.3 Assimetria anual do TEC

Assimetria anual do TEC é caracterizada por apresentar valores globais de TEC maiores durante o solstício de dezembro do que os valores observados durante o solstício de junho (MENDILLO et al., 2005). Para ilustrar a assimetria anual, os

mapas mostrados na Figura 2.10 ilustram o comportamento do TEC ao meio-dia, em função da latitude e longitude para junho (painel superior) e dezembro (painéis intermediários) de 2002. A linha pontilhada refere-se ao equador magnético.

Figura 2.10 – TEC ao meio-dia, plotado em latitude e longitude geográfica.



Fonte: Adaptado de Mendillo (2005).

O TEC plotado ao meio-dia é mostrado na Figura 2.10, a qual foi dividida em painéis (a) – (f), mostra, em função da latitude e longitude, obtido a partir de uma média para 31 dias centrados em (a) 21 de junho de 2002 e (b) 21 de dezembro

de 2002. A média do TEC para todas as longitudes em cada faixa latitudinal dos painéis (a) e (b) foram utilizadas para construir o painel (c), sendo o procedimento similar para a construção do painel (f). A linha pontilhada refere-se ao equador magnético e está localizada, principalmente, no hemisfério norte, exceto para longitudes em torno de 80°W (MENDILLO, 2005).

Nos painéis (a) e (b) é possível observar, tanto no solstício de dezembro quanto no solstício de junho, a AEI alcançando valores mais elevados de TEC nas regiões de baixas latitudes. Além disso, a anomalia de inverno não aparece no solstício de junho (a), desta forma, pode-se considerar que os valores de inverno nas latitudes médias (30° - 60°) no hemisfério sul não são maiores do que os valores onde é verão no hemisfério norte, exceto em longitudes em torno de 90°E . No solstício de dezembro (b), os valores de TEC são geralmente maiores tanto no hemisfério norte quanto no hemisfério sul, comparando-se com o solstício de Junho (a), e a anomalia equatorial é visível em quase todas as longitudes. Comparando-se os painéis (a) e (b), observa-se uma anomalia de inverno nas latitudes médias, na maioria das longitudes do hemisfério norte. Entretanto, não há evidência da anomalia de inverno no hemisfério sul, exceto próximo de 90°E onde a anomalia pode ser vista.

Observando o painel (c), é possível notar que os valores do perfil do TEC no hemisfério norte durante o dezembro (inverno, linha contínua) excedem os valores do perfil do TEC em junho (verão, linha tracejada) em médias latitudes (30 - 60°N). Com isso, gera-se a anomalia de inverno, pois o estudo original refere-se inverno no hemisfério norte. Este evento não ocorre no hemisfério sul, onde não se identifica a anomalia de inverno, uma vez que os valores ao meio-dia no verão, dezembro, (curva sólida) são maiores do que os valores ao meio-dia no inverno, junho, (curva tracejada) em todas as latitudes. Desta forma a anomalia de inverno, em baixas latitudes, ocorre no hemisfério norte, mas não ocorre no hemisfério sul.

Ainda na Figura 2.10, os painéis (d), (e) e (f), do lado direito, foram construídos para examinar a influência da geometria do campo magnético no comportamento

do conteúdo eletrônico total ao meio-dia e mostram os valores do TEC em função da latitude geomagnética e possuem o mesmo formato dos painéis (a), (b) e (c). Os painéis (d) e (e) mostram uma simetria norte-sul da anomalia equatorial em relação ao equador geomagnético, além disso, os valores do perfil de TEC do painel (f) são semelhantes aos valores do perfil de TEC do painel (c) e mostra a anomalia de inverno somente no hemisfério norte.

3 A RESPOSTA DA IONOSFERA A FATORES INTERNOS E EXTERNOS

A ionosfera responde tanto a processos externos, os quais representam o impacto da interação Sol-Terra, radiação solar, ejeção de massa coronal (CME) e *solar flares*, quanto a processos internos, bolhas de plasma, ondas planetárias e distúrbios ionosféricos propagantes (TIDs).

Além disso, os processos internos não estão associados, necessariamente, a períodos magneticamente perturbados. Alguns estudos (FARGES; VILA, 2003; CHU et al., 2005, 2009; KUDEKI et al., 2007; DENARDINI et al., 2020a) mostram que as ocorrências de bolhas de plasma, por exemplo, são observadas regularmente ao longo do equador magnético em períodos magneticamente calmos. Neste Capítulo será discutida a resposta da ionosfera equatorial e nas regiões de baixas latitudes aos efeitos dos processos internos e externos.

3.1 Variabilidade ionosférica causada por processos internos

3.1.1 *Equatorial plasma bubble (EPB)*

As bolhas de plasma representam uma região caracterizada por uma baixa densidade de plasma, em comparação a sua vizinhança, em larga escala localizadas na região F ionosférica equatorial após pôr do sol e perduram durante a noite (KELLEY, 2009). Estas regiões de baixa densidade de plasma podem estender-se por quilômetros ao longo equador magnético, várias centenas de quilômetros na direção norte-sul do equador magnético e podem atingir altitudes entre 1500 km. Além disso, essas irregularidades de baixa densidade de plasma aumentam as cintilações ionosféricas causando a degradação do sinal dos sistemas de navegação (SAHAI et al., 2000). A morfologia das bolhas de plasma tem sido estudada utilizando diferentes equipamentos, como por exemplo, radares VHF (TSUNODA, 1981; ABDU et al., 2009), foguetes (ABDU et al., 1991), ionossondas (ABDU et al., 1983, 2003, 2012), imageadores ópticos (PIMENTA et al., 2003; ARRUDA et al., 2006; PAULINO et al., 2011), receptores

GNSS (DE REZENDE et al., 2007; TAKAHASHI et al., 2014 , 2015), satélites (HUANG et al., 2002, HUANG et al., 2013; MCNAMARA et al., 2013; PARK et al., 2015) e estudos de simulação (YOKOYAMA et al., 2014; 2015; YOKOYAMA, 2017). Nesta Seção serão mostrados dois exemplos de técnicas aplicadas para o estudo de bolhas de plasma: ionossondas e receptores GNSS, técnicas que serão utilizadas na análise dos resultados deste trabalho.

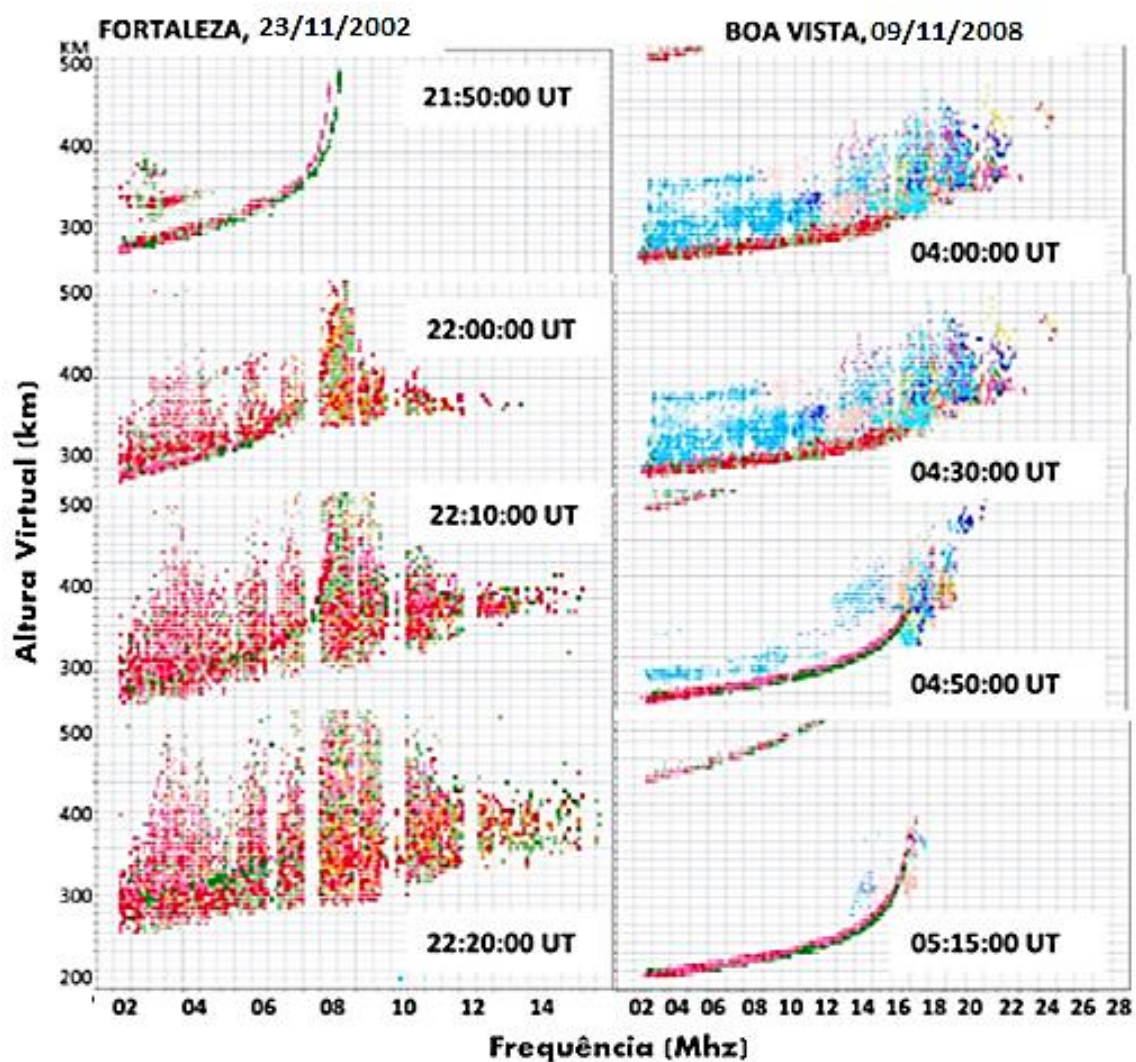
Bolhas de Plasma observadas a partir de ionogramas:

Alguns estudos mostram que os ionogramas registrados por ionossondas instaladas em estações localizadas próximas ao equador magnético e em baixas latitudes exibem o desenvolvimento de irregularidades, caracterizado por um espalhamento no traço da região F. Além disso, o crescimento destas irregularidades pode ser definido pelo aumento da amplitude dos traços espalhados registrados nestes ionogramas (ABDU et al., 2003).

A Figura 3.1 mostra, por exemplo, uma sequência de ionogramas registrados em 23 de outubro de 2002 para a estação de Fortaleza (4°S, 38°W), no painel esquerdo, e em 09 de outubro de 2008 para a estação de Boa Vista (3°S, 61°W), no painel direito. Observando a sequência de ionogramas registrados na estação de Fortaleza é possível perceber desenvolvimento de irregularidades a partir das 2150 UT, caracterizado pelo espalhamento no traço.

A partir das 2200 UT é possível perceber um aumento na extensão que perdura ao longo do período analisado (ABDU et al., 2012). Já a sequência de ionogramas registrados na estação de Boa Vista, mostra a fase de recuperação de um evento, onde o traço da região F aparece espalhado as 0400 UT, indicando a presença de bolhas de plasma, e retornado a sua característica as 0515 UT.

Figura 3.1 - Sequência de ionogramas registrados em 23 de outubro de 2002 para a estação de Fortaleza (4°S, 38°W) e em 09 de outubro de 2008 para a estação de Boa Vista (3°S, 61°W).



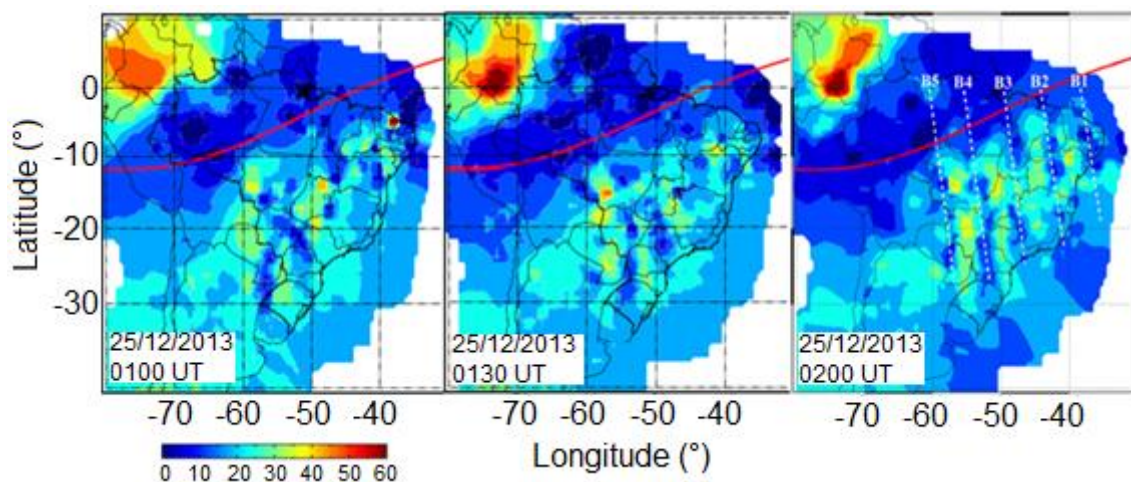
Fonte: Adaptado de Abdu et al. (2012).

Bolhas de Plasma observadas a partir de mapas de TEC:

Além dos ionogramas, o estudo das ocorrências de bolhas de plasma e da sua morfologia também vem sendo estudadas utilizando mapas calculados a partir de dados de TEC (TAKAHASHI et al., 2015), os quais são capazes de registrar as regiões com menores densidade de plasma em função da latitude, longitude e a sua evolução temporal (BARROS et al., 2018).

Esta técnica possui uma maior resolução espacial e temporal comparada as demais técnicas de monitoramento devido sua ampla cobertura territorial (NISHIOKA et al., 2008). Uma sequência de TECMAPs é mostrada na Figura 3.2 Estes mapas de TEC mostrados para a região da América do Sul para o dia 25 de dezembro de 2013 entre 0100 e 0200 UT. No mapa calculado para as 0200 UT é possível observar ao menos cinco estruturas que representam as bolhas de plasmas, as quais estão indicadas pelas linhas pontilhadas brancas e os símbolos de B1 a B5.

Figura 3.2 - Sequência TECMAP de 25 de dezembro de 2013 das 01:00 a 02:00UT.



Fonte: Adaptado de Takahashi et al. (2015).

3.1.2 Ondas de gravidade / *travelling ionospheric disturbances* (TIDs)

As ondas de gravidade internas (HOOKE, 1970) são ondas atmosféricas verticais transversas que se propagam horizontalmente. São compostas de deslocamentos verticais resultantes do desequilíbrio entre o gradiente de pressão e a força de gravidade. Estas ondas geralmente apresentam um período entre 270s e 8h (FRITTS; ALEXANDER, 2003) e possuem um papel importante na dinâmica atmosférica, no transporte vertical de energia e, em particular, no acoplamento entre mesosfera, termosfera, atmosfera e ionosfera (KOZLOVSKY,

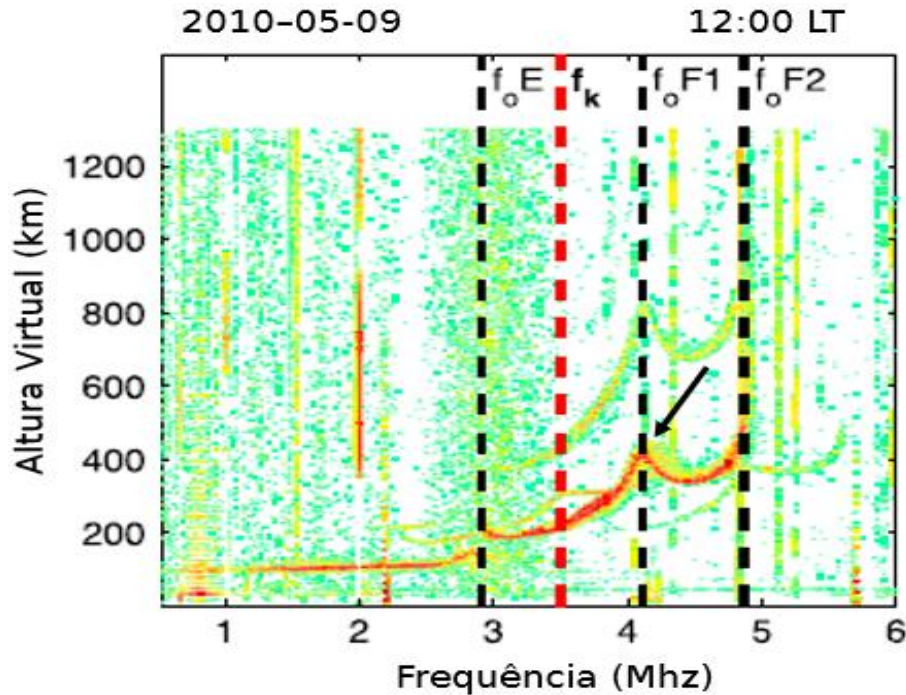
2013). Além disso, os TID's são produzidos, na maioria dos casos, por ondas de gravidade que se propagam na atmosfera neutra causando variações na ionosfera (HUNSUCKER, 1982; LEITINGER; RIEGER, 2005; FIGUEREDO, 2018).

Este fenômeno pode ser estudado utilizando ionossondas (MORGAN et al., 1978; AMORIM et al., 2011), receptores GNSS (SAITO et al., 1998; OTSUKA et al., 2007; ZAKHARENKOVA et al., 2016), radar de espalhamento incoerente (BEHNKE, 1979; KIRCHENGAST et al., 1996), e imageadores (PIMENTA et al., 2008; CANDIDO et al., 2008; PAULINO et al., 2016). A seguir serão apresentados dois exemplos de técnicas aplicadas para o estudo de TIDs: ionossondas e receptores GNSS.

TIDs observadas a partir de ionogramas:

A ocorrência de em ionogramas é exemplificada na Figura 3.3. O exemplo mostra a ocorrência de TIDs em um ionograma registrado no *Sodankylä Geophysical Observatory* (SGO), 67° N 38° E, para o dia 9 de maio de 2010 as 1200 UT. A linha tracejada vermelha representa a frequência da altura virtual de reflexão da camada F (fk) e as linhas tracejadas pretas a frequência crítica da camada E (foE) e as frequências críticas da camada F (foF1 e foF2). A seta mostra um pequeno pico na amplitude do traço, o que caracteriza uma TIDs.

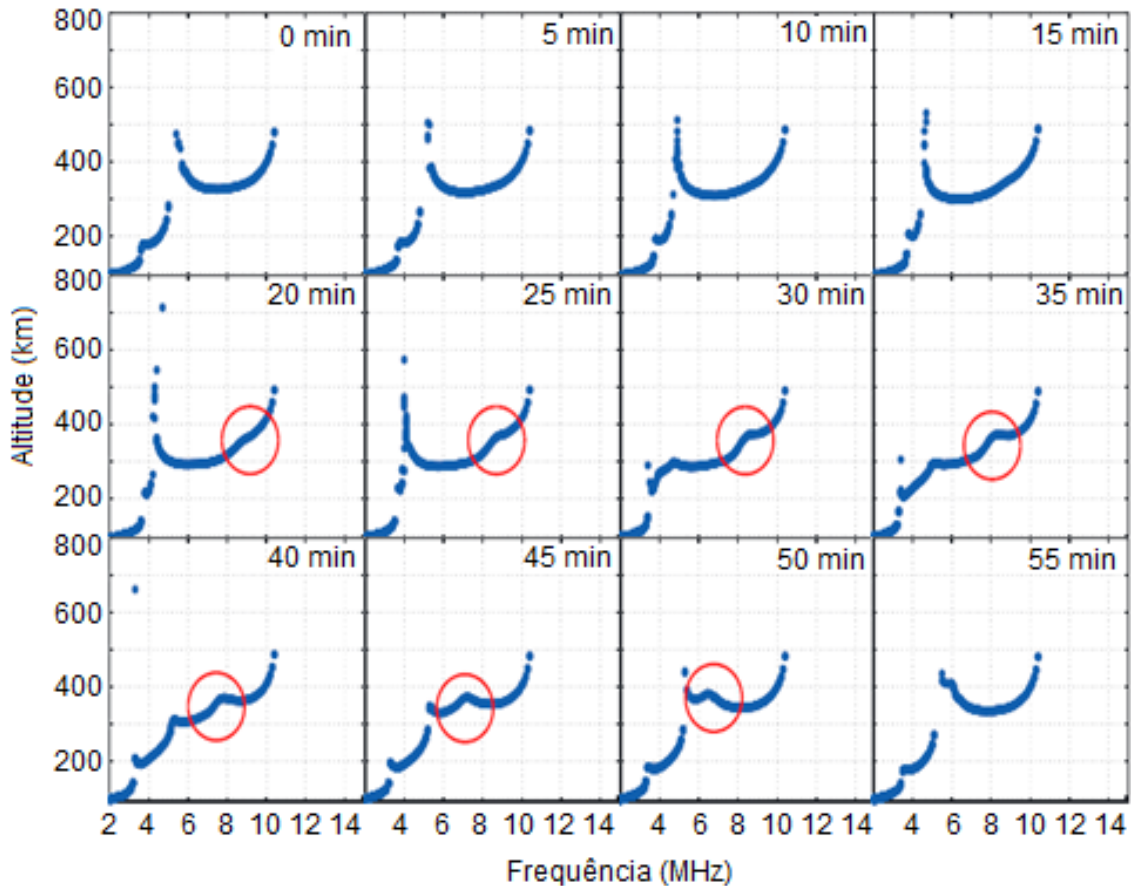
Figura 3.3 – Ionograma registrado pela SGO, onde as linhas tracejadas pretas indicam frequências críticas das camadas E e F e a linha tracejada vermelha indica a frequência da altura virtual de reflexão da camada F.



Fonte: Adaptado de Jiang et al. (2019).

Outro exemplo de estudo utilizando ionossondas pode ser observado na Figura 3.4, onde é mostrada uma sequência de ionogramas reconstruídos a partir de um modelo, com o tempo variando entre $t = 0$ min e $t = 55$ min, quando da ocorrência de uma TIDs na ionosfera. Na Figura, os círculos vermelhos indicam a ocorrência de TIDs. A estratificação da camada ocorre a partir do $t = 20$ min, e à medida que o tempo avança a estratificação diminui de frequência e de altitude (JIANG et al., 2019).

Figura 3.4 - Variação temporal dos ionogramas reconstruídos.

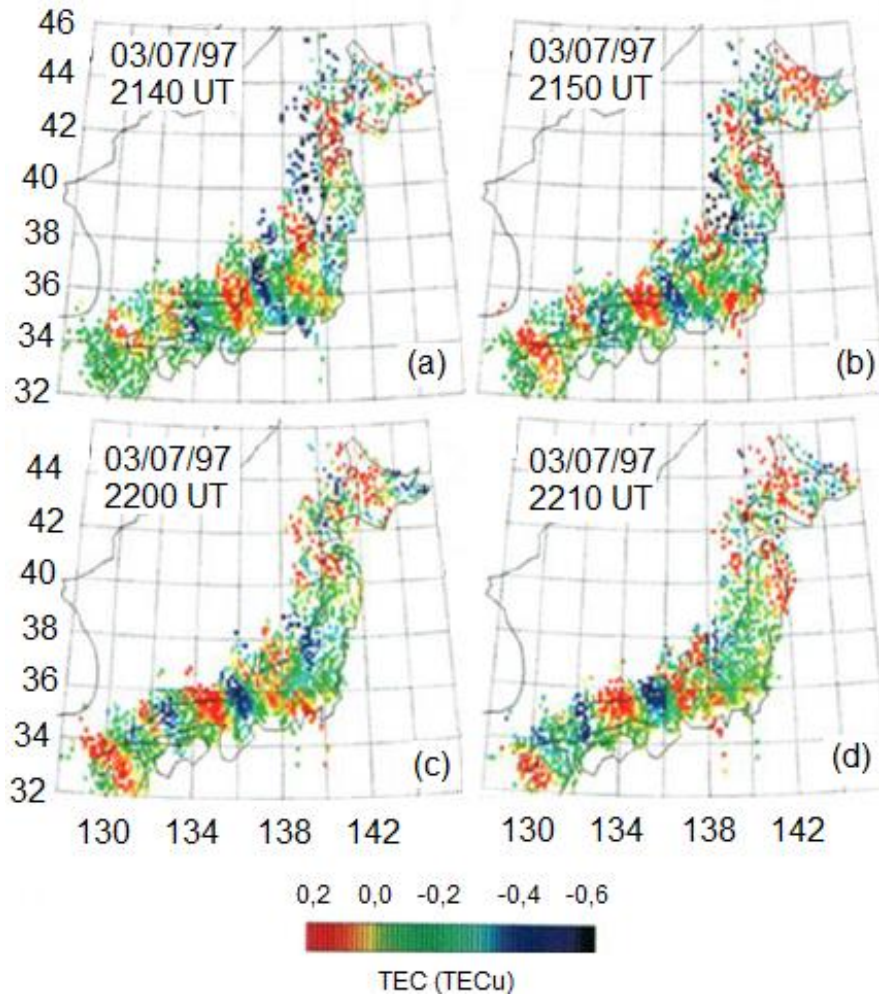


Fonte: Adaptado de Jiang et al. (2019).

TIDs observadas a partir de mapas de TEC:

Já os mapas de TEC exibidos na Figura 3.5 mostram a variação temporal do TEC (dTEC) construídos com a finalidade de estudar as TIDs no Japão. Os mapas são referentes à noite de 03 de julho de 1997, possuem uma resolução espacial de $0,15^\circ$ latitude \times $0,15^\circ$ longitude e uma resolução temporal de 30 segundos. Os mapas mostram estruturas ondulatórias de TEC, mostrados de 10 em 10 min na Figura 3.5, propagando-se para sudoeste com uma velocidade de até 150 m/s com comprimento de onda de até 300 km e amplitudes de até 1 TECu (SAITO et al., 1998).

Figura 3.5 – Mapa bidimensional de dTEC sobre o Japão para o dia 03 de julho de 1997.



Fonte: Saito et al. (1998).

3.2 Variabilidade ionosférica causada por processos externos

A variabilidade causada por fenômenos externos pode ser devido a implicações diretas do fenômeno externo à ionosfera ou de forma indireta. As variações diretas são causadas, por exemplo, por *solar flare* e radiação cósmica sendo esta última irrelevante para o estudo proposto nesta tese. Com relação à primeira causa serão listados a seguir alguns efeitos na densidade ionosféricas. Outras variações são devidas à variabilidade de fenômenos eruptivos solares (e.g. CMEs) que levam às tempestades magnéticas. Este último apresenta efeitos na

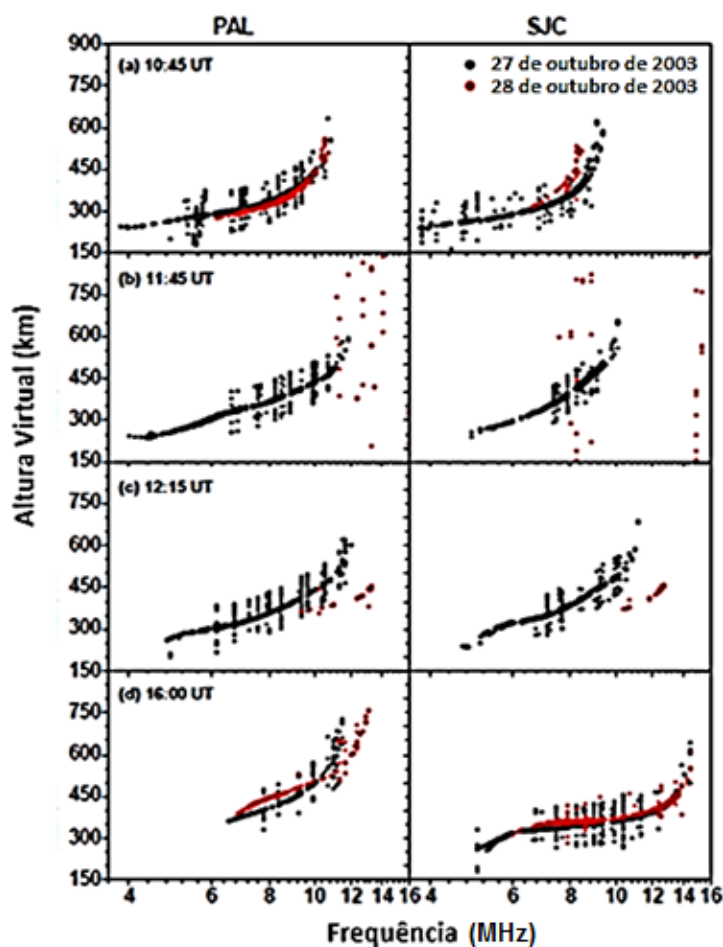
dinâmica da Ionosfera e, por conseguinte do TEC. Deste modo após a apresentação dos fenômenos de impacto direto apresentar-se-á os fenômenos solares que dão origem a tempestade magnética e seus efeitos.

O *solar flare* geralmente ocorre perto de um grupo de manchas solares da fotosfera, onde o campo magnético está concentrado (LIU et al., 2004) e causa um aumento súbito, de diferente intensidade e em diferentes altitudes, na densidade de elétrons na ionosfera (NOGUEIRA et al., 2018). O *flare* emite radiação em várias bandas do espectro eletromagnético (luz branca, ultravioleta, Raios-x, raios gama) e aceleram as partículas do vento solar ejetadas no espaço. Além disso, geralmente, ocorrem em latitudes solares mais baixas que as CMEs (HUNDHAUSEN, 1993) o que indica que os dois fenômenos não estão exclusivamente relacionados. As explosões solares são classificadas com base na intensidade de Raios-x. Uma série de letras e números é usada para classificar o nível de energia de um Raio-x. As letras usadas são A, B, C, M e X, sendo A o mais fraco e X o mais forte. A classificação completa de um reflexo de Raio-x é composta por uma letra seguida por um número, o qual indica a intensidade específica do *flare*. Sob condições normais, a radiação Lyman α do Sol atinge a região D da ionosfera e ioniza o óxido nitroso. No entanto, durante a ocorrência de erupções solar, um enriquecimento abrupto no fluxo de Raios-x, abaixo de 1 nm, atinge a altitude mais baixa e ioniza as espécies dominantes como nitrogênio e oxigênio, levando a um aumento na densidade de elétrons e, assim, diminui a altura efetiva da região D (MITRA, 1974).

O trabalho desenvolvido por Sahai et al. (2007) mostraram, utilizando medidas registradas por ionosondas e medidas de GNSS, um aumento súbito da densidade da ionosfera. Nos ionogramas registrados nas estações de Palmas (PAL) e São José dos Campos (SJC) e exibidos na Figura 3.6, é possível observar os efeitos do *solar flare* ocorrido em 28 de outubro de 2003 sobre a ionosfera do setor brasileiro. O ionogramas foram registrados às 1045, 1145, 1215 e 1600 UT. Nos ionogramas as pretas representam o dia calmo, 27 de outubro, e as linhas vermelhas representam o dia em que ocorreu o *solar flare*,

28 de outubro. É possível observar uma total absorção do sinal às 1145 UT, causada pela intensificação do fluxo de Raios-x, responsável por uma ionização adicional na camada D que resulta na absorção das ondas de rádio usadas na sondagem ionosférica (MITRA, 1952).

Figura 3.6 – Quatro ionogramas, registrados nas estações de Palmas e São José dos Campos nos dias 27 e 28 de outubro de 2003.

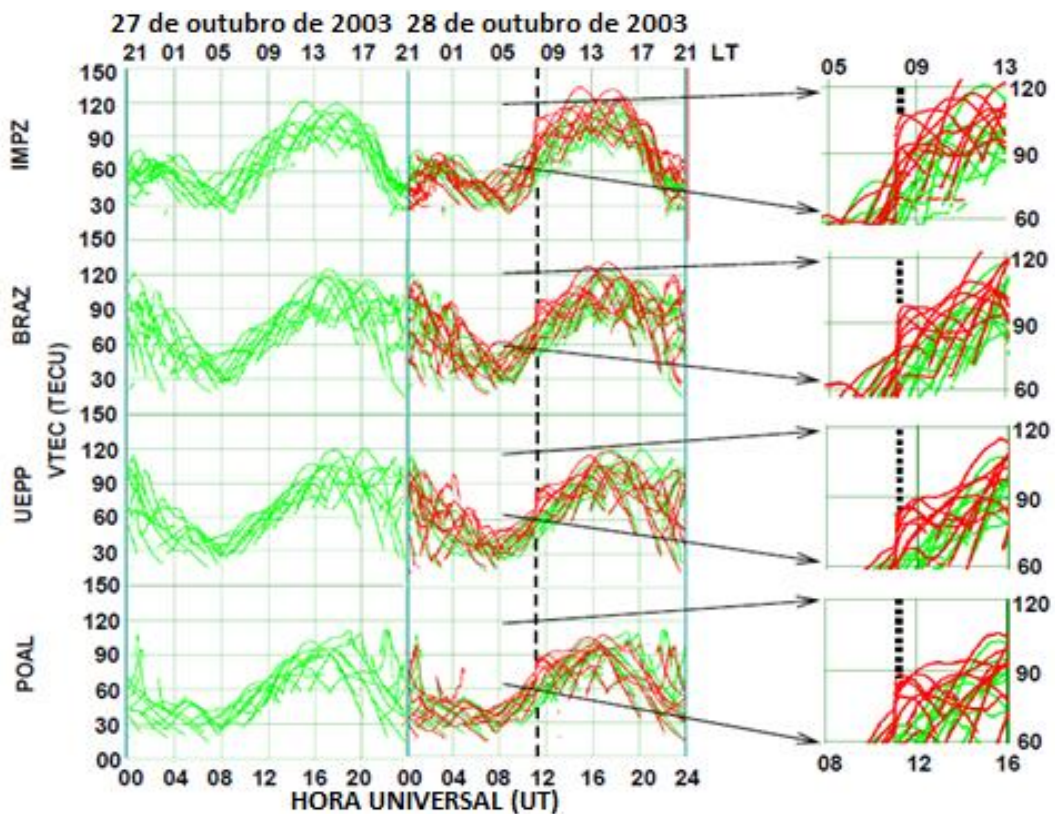


Fonte: Adaptado de Sahai et al. (2007).

A seguir, são mostrados os valores do conteúdo eletrônico vertical total (VTEC) calculados para as estações de Imperatriz (IMPZ), Brasília (BRAZ), Presidente Prudente (UEPP) e Porto Alegre (POAL) agrupados na Figura 3.7. Nos gráficos

as linhas verdes mostram os valores de VTEC do dia 27 de outubro de 2003, as linhas vermelhas representam os valores de VTEC do dia 28 de outubro de 2003 e as linhas pretas pontilhadas mostram o momento em que ocorre a explosão solar. Observando a Figura é possível notar um aumento súbito nos valores do VTEC durante o período perturbado. Desta forma, é possível observar, logo após a ocorrência do *solar flare*, no dia 28 de outubro, nas quatro estações, um aumento súbito, em torno de 25 TECU, dos valores do VTEC, os quais perduraram por cerca de 3 horas. Este aumento nos valores do VTEC ocorre devido ao aumento da emissão do EUV associado a explosão solar intensa (TSURUTNANI et al., 2005; ZHANG; XIAO, 2005).

Figura 3.7 – Valores do conteúdo eletrônico vertical total (VTEC) calculados para as estações de Imperatriz (IMPZ), Brasília (BRAZ), Presidente Prudente (UEPP) e Porto Alegre (POAL).



Fonte: Adaptado de Sahai et al. (2007).

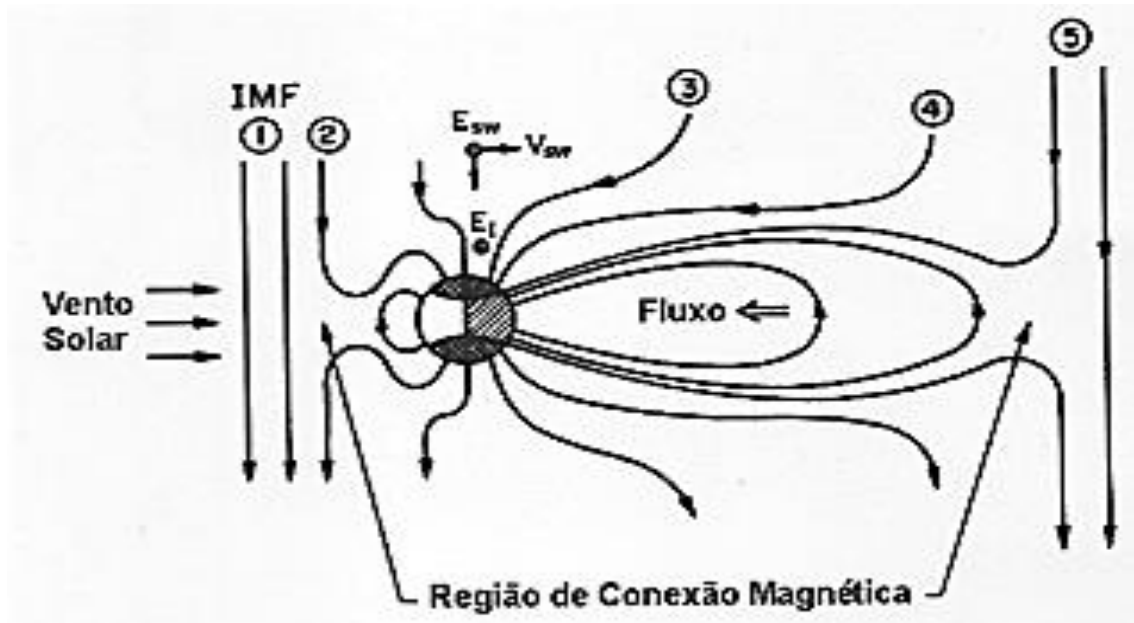
Já quando uma CME entra em erupção, o plasma solar magnetizado é lançado no espaço e a massa coronal ejetada torna o fluxo do vento solar mais intenso (BISI et al., 2010). As CMEs direcionadas para a Terra que colidirem com a atmosfera/magnetosfera do planeta podendo causar as tempestades magnéticas, as quais têm importância na relação entre o Sol e a Terra (YIGIT et al., 2016). As ejeções de massa coronal ocorrem com uma frequência que varia em um ciclo de 11 anos e a frequência de ocorrência varia entre a atividade solar mínima e a atividade solar máxima (WEBB, 1991).

Como consequência das CMEs que se reconectam magneticamente com a magnetosfera terrestre, tem-se o advento de tempestades magnéticas, ou seja, uma tempestade magnética é o resultado do impacto do plasma solar com a atmosfera/magnetosfera da Terra. Esta colisão entre o plasma de origem solar e a magnetosfera terrestre causa um aumento inesperado na intensidade do campo magnético da Terra (compressão magnetosférica). Este processo é mostrado na Figura 3.8. O fluxo de partículas eletricamente carregadas, quando intensificado, comprime as linhas de campo magnético da Terra no lado do dia, fazendo com que a magnetopausa passe, em geral, de 10 RT (Raio Terrestre) para 6 RT (KELLEY, 2009).

As partículas energéticas provenientes do Sol passam pela Terra e retornam pela parte noturna (na região de conexão magnética), impulsionadas por campos elétricos interplanetários e injetadas no campo geomagnético, formando o cinturão de radiação de Van Allen. Essas partículas injetadas para o interior da magnetosfera movem-se ao redor da Terra, sendo que os prótons direcionados para oeste e elétrons para leste. Devido ao campo geomagnético, essas partículas sofrem a ação das derivas de gradiente e de curvatura. Estas duas derivas combinadas resultam em uma corrente direcionada para oeste: a corrente anelar que possui o mesmo sentido da deriva das partículas positivas e localiza-se a distância entre 2 a 8 RT. Os elétrons que constituem esta corrente e que derivam em direção oposta em torno da Terra, geralmente, possuem

energia maior (entorno de 30 keV) que a energia dos íons (20-200 keV) (DAGLIS et al., 1999).

Figura 3.8 - Colisão do vento solar com a magnetosfera da terra.



Fonte: Adaptado de Kelley (2009).

Durante as tempestades magnéticas, ocorre um o aumento na intensidade da corrente anelar e, conseqüentemente, uma diminuição do valor da componente horizontal do campo magnético terrestre. Esta variação na intensidade da corrente anelar é o que determina as características de uma tempestade magnética.

Do ponto de vista magnético, componente relevante no processo de dinâmica ionosférica, as informações sobre a intensidade desta corrente anelar são registradas pelo índice Dst. Uma tempestade magnética é caracterizada pela existência de um decréscimo acentuado no índice Dst e pode ser definida em três fases: fase inicial, fase principal e fase de recuperação, conforme ilustrado na Figura 3.9:

Figura 3.9 - Índice Dst.



Fonte: Adaptado de De Paula (1987).

A seguir será descrito as fases da tempestade magnética:

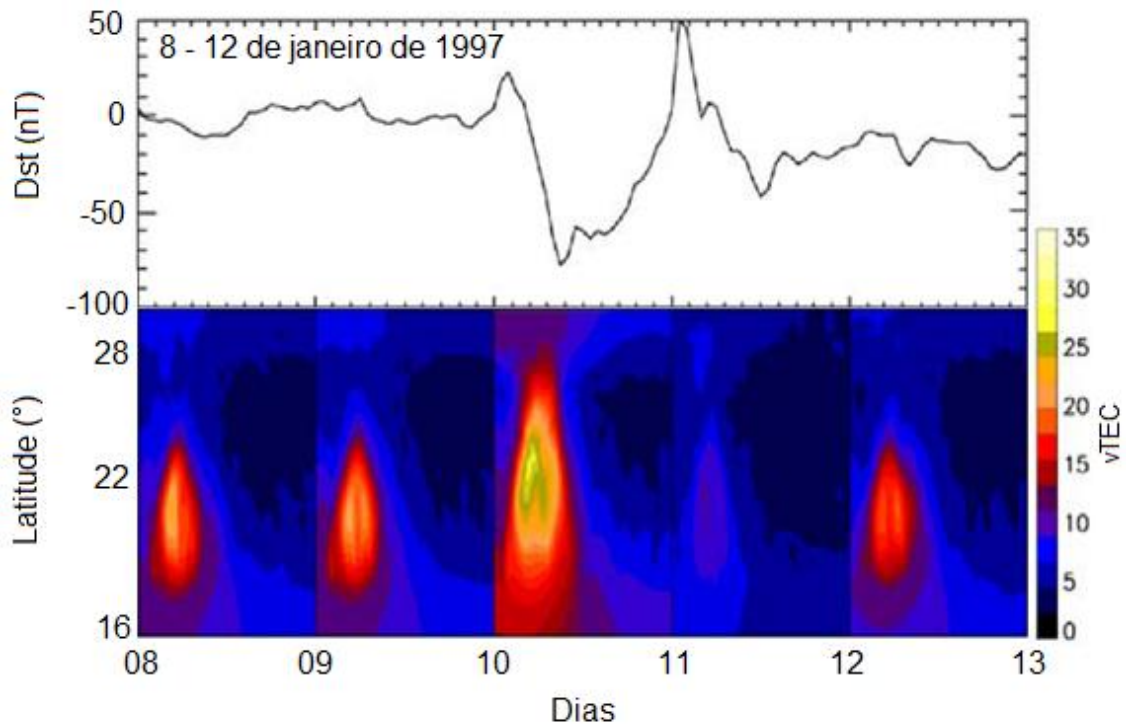
- a) **Início súbito:** Ocorre um aumento na intensidade da componente horizontal no campo magnético da Terra, associado à compressão da magnetosfera pelo plasma de origem solar. Algumas tempestades acontecem diretamente à fase principal, sem apresentar uma fase inicial (TSURUTANI et al., 2006). Esse súbito aumento no campo magnético perto do equador da Terra é denominado de *Sudden Impulses (SI)* ou *Storm Sudden Commencements (SSC)*. O termo SSC é usado apenas quando os SI são seguidos pelas tempestades magnéticas.
- b) **Fase Principal:** A fase principal das tempestades magnéticas é causada pela injeção de partículas energéticas dentro da magnetosfera por intensos campos elétricos magnetosféricos do amanhecer ao anoitecer (*dawn-to-dusk*). Os efeitos da intensificação da corrente anelar causam a diminuição do campo magnético.
- c) **Fase de Recuperação:** Após os valores do Dst atingirem um valor mínimo, ocorre um retorno gradual do campo magnético ao seu estado inicial. O fim da fase de recuperação da tempestade magnética ocorre quando o Dst atinge 10% do valor mínimo ocorrido durante a fase principal (KAMIDE et al., 1998). Do ponto

de vista de modificação do TEC, objeto de estudo deste trabalho, campos elétricos que alteram a dinâmica ionosférica podem penetrar nas regiões auroras durante as tempestades magnéticas. Estes são instantaneamente mapeados para as regiões ionosféricas de baixas latitudes (KIKUCHI, 1996). Já os ventos termosféricos perturbados causam um efeito retardado, horas após do aumento da convecção da região auroral e resulta no transporte de energia da região auroral para a região de baixas latitudes (FEJER; SCHERLIESS, 1995).

Uma das características da resposta da ionosfera equatorial a essa alteração na dinâmica ionosférica devido à tempestade magnética é a expansão (contração) da anomalia de ionização equatorial devido à penetração de um campo elétrico para leste (oeste) que ocorre nos períodos perturbados. Estudos realizados por Wu et al. (2004) ilustram a resposta da anomalia de ionização equatorial a um evento de tempestade magnética ocorrida entre 8 e 12 de janeiro de 1997, período de baixa atividade solar. Neste estudo foram utilizados dados do Sistema de Posicionamento Global (GPS) registrados a partir de uma cadeia de nove estações de observação agrupados ao redor de Taiwan (25° N, -121° E).

Um resultado deste trabalho é mostrado na Figura 3.10, na qual a variação temporal do índice geomagnético Dst é mostrada na parte superior e na parte inferior a variação temporal do conteúdo eletrônico total (TEC). Dentro do período de 8 a 12 de janeiro: os dias 8 e 9 de janeiro de 1997 representam a ionosfera durante períodos calmos, com o índice Dst variando entre 0 e -2 nT, com valores máximos de TEC em trono de 22 TECu no horário próximo às 1230 LT em uma latitude de 19° N. Já no dia 10 de janeiro, quando se caracteriza a tempestade magnética, existe uma intensificação na anomalia equatorial de ionização.

Figura 3.10 - Efeitos da tempestade magnética de 8-12 de janeiro de 1997, observada a partir da variação do TEC.



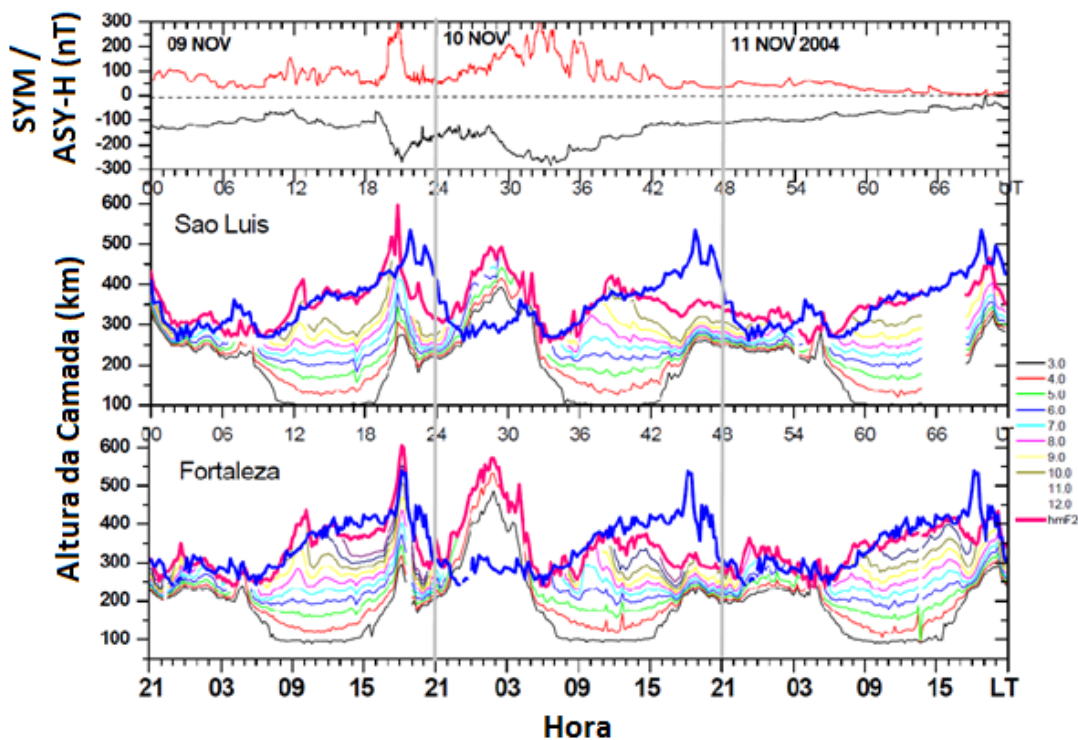
Fonte: Adaptado de Wu et al. (2004).

O TEC neste período apresentou um valor máximo de aproximadamente 26 TECu e em torno das 1250 LT, ou seja, com um atraso de 20 min. Além do aumento nos valores do TEC, também é possível observar que existe uma expansão latitudinal da crista da anomalia, passando de 24° N para 28° N, aproximadamente. Ainda na Figura 3.10, também é possível observar que nos dias 8 e 9 de janeiro, dois dias antes do início súbito da tempestade magnética, a intensidade da crista da anomalia a hora local do desenvolvimento máximo da crista e a localização latitudinal são, relativamente, similares. Mas quando a tempestade magnética se desenvolve acontece a intensificação da anomalia e um aumento na extensão da crista para latitudes maiores. Essa intensificação é, possivelmente, causada por um campo elétrico de penetração (*undershielding*), direcionado para leste durante o dia e que intensifica a deriva vertical ascendente

na região equatorial, deslocando o plasma para baixas latitudes pelo efeito fonte. Já durante a fase de recuperação da tempestade, a partir do dia 11 de janeiro de 1997, é possível perceber a ausência da crista norte da anomalia. A sua inibição ocorre, entre outros fatores, em virtude do desenvolvimento do dínamo perturbado, caracterizado por um campo elétrico direcionado para oeste durante o dia e direcionado para leste durante a noite.

No trabalho desenvolvido por Abdu (1997) ilustra a evolução dos campos elétricos perturbados desde início de uma da tempestade até sua fase de recuperação. Na Figura 3.11 é possível observar as alturas da região F em frequências do plasma específicas (em intervalos de 1 MHz para uma faixa de 3 a 12 MHz) obtidas a partir das ionosondas localizadas em estações equatoriais: São Luís e Fortaleza.

Figura 3.11 - Variações ionosféricas durante a tempestade magnética de 09-11 novembro de 2004.



Fonte: Adaptado de Abdu et al. (2007).

No painel superior observa-se a variação dos índices SYM-H e ASY-H, os painéis intermediários (inferiores) retratam a variação da altura da camada ionosférica em diferentes frequências para as estações de São Luís e Fortaleza durante o evento de tempestade magnética, enquanto a linha azul corresponde ao dia magneticamente calmo utilizado como referência. Os índices SYM-H e ASY-H podem representar, respectivamente, o Dst e o AE e foram utilizados para indicar o início da tempestade próximo das 1900UT do dia 09 de novembro (painel superior), como é mostrado na Figura 3.11. Pode-se observar um aumento da altura do pico da região F (parâmetro hmF2) no dia magneticamente calmo (linha azul) em torno de 1800-1900 LT (2100-2200 UT), o qual é causada pelo pico pré-reversão da deriva vertical que ocorre próximo ao pôr-do-sol. Analisando os índices SYM-H e ASY-H, é possível verificar uma intensificação no ASY-H (intensificação da atividade auroral) e a diminuição do SYM-H no início da tempestade.

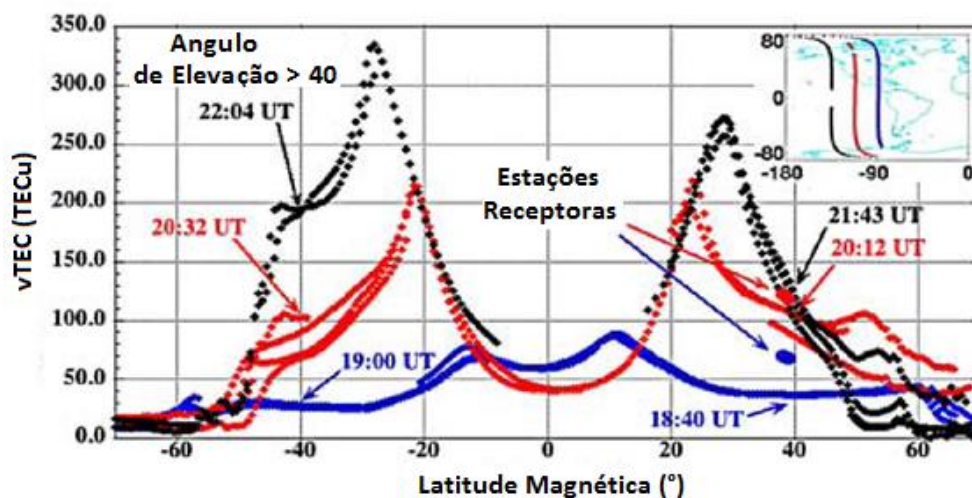
Desta forma, é possível que um campo elétrico de penetração direta de polaridade leste seja o responsável por ter causado (*undershielding*) a elevação da região F (linha rosa) às 1900 UT. Após a elevação da camada (em torno das 2100 UT) observa-se sua descida que coincide com a diminuição do ASY-H e ao início da fase de recuperação do índice SYM-H. Este movimento descendente pode ser resultado de um campo elétrico de *overshielding* para o oeste que pode ter ocorrido um pouco antes das ~2100 LT (0000 UT), ou seja, aproximadamente 5 horas após o início da tempestade. Além disso, a região F apresenta uma altura inferior ao comportamento padrão tanto em São Luís quanto em Fortaleza. (ABDU et al., 2007).

Ainda na Figura 3.11, é possível observar que a polaridade do campo elétrico se reverte para leste a partir das 2200 LT (01 UT) no dia 9 de novembro, permanecendo assim até aproximadamente 0200 LT (0500UT) do dia 10 de novembro. Esse comportamento indica a presença de um campo elétrico de longa duração com sentido contrário ao dos períodos calmos, caracterizando-o como campo elétrico do dínamo perturbado. Neste dia, há um aumento da

atividade auroral (ASY-H), em torno das 0900 LT (1200 UT) que pode ter sido o responsável pela penetração direta de um campo elétrico e parece ter causado a reversão para o oeste do campo elétrico. No dia 11 de novembro, como foi no caso no dia anterior, é possível observar uma inibição do pico pré-reversão pelo campo elétrico do dínamo perturbado durante a noite. Este campo elétrico do dínamo perturbado reverte-se para leste, mas com uma intensidade menor até cerca de 0900 LT. Após esse período, observa-se um fraco campo elétrico do dínamo perturbado com polaridade para oeste, o qual parece persistir até o anoitecer. Portanto, nestes eventos é possível concluir que a polaridade do campo elétrico do dínamo perturbado é direcionada para o oeste durante a maior parte do dia até o anoitecer e possui uma polaridade para leste a partir da meia-noite. E o campo elétrico de penetração direta pode influenciar a identificação das características do campo elétrico do dínamo perturbado (ABDU et al., 1997).

Mannucci et al. (2005) também mostraram os efeitos ionosféricos aos campos elétricos de penetração direta para um conjunto de dados para uma variedade de direções do campo magnético interplanetário. Este estudo mostra uma análise da tempestade magnética nos dias 30 e 31 de outubro de 2003, com o objetivo de obter exemplos dos efeitos dos campos elétricos de penetração na ionosfera equatorial e de baixas latitudes utilizando dados do satélite Challenging Minisatellite Payload (CHAMP), como mostrado na Figura 3.12. Os valores de TEC mostrados na figura, foram gerados para altitudes acima do satélite CHAMP que estava localizado a uma altitude de ~430 km e atravessou o equador por volta das 1300 LT. Além disso, é mostrado as três passagens consecutivas: às 1840 UT antes do choque do campo magnético interplanetário com a magnetosfera (Linha azul), às 2012 UT (linha vermelha) e às 2143UT (linha preta), sendo estas duas últimas passagens ocorreram após o campo elétrico interplanetário atingir a magnetosfera.

Figura 3.12 - TEC obtido pelo satélite CHAMP em três passagens do satélite durante 30 de outubro de 2003.



Fonte: Adaptado de Mannucci et al. (2005).

Na primeira passagem, as duas cristas da anomalia estão localizadas em torno de $\pm 10^\circ$ de latitude magnética (linha azul). Às 2012UT, na segunda passagem, as cristas da anomalia foram detectadas em $\pm 22^\circ$ (linha vermelho) e finalmente, às 2143UT, durante a terceira passagem, as cristas da anomalia estavam localizadas em, aproximadamente, $\pm 30^\circ$ (linha preta). Os valores do TEC durante a tempestade estavam bem intensificados em comparação ao padrão de períodos calmos. Essa intensificação pode ser explicada pela intensificação do efeito fonte, o qual foi causado por um campo elétrico de penetração para leste.

Tsurutani et al. (2004) também propuseram um mecanismo para descrever este aumento no TEC. O trabalho supõe que o aumento do TEC não ocorra apenas pela penetração de campos elétricos, mas também pela criação de uma nova parcela de plasma. Neste mecanismo o efeito fonte move o plasma para altas altitudes onde a taxa de recombinação é baixa. Em seguida, os constituintes neutros localizado na região em torno de 300 km são foto-ionizados e produzem uma nova parcela de plasma que substitui o plasma movimentado para altas latitudes. Este mecanismo causa o aumento do TEC.

4 ÍNDICES DE PERTURBAÇÕES IONOSFÉRICAS

A ideia do desenvolvimento de índices ionosféricos não é nova. Ao longo dos anos vários esforços vêm sendo realizados para a construção de um parâmetro capaz de expressar a resposta da ionosfera durante períodos magneticamente perturbados. Com isso, pretende-se sintetizar as informações das particularidades e do comportamento complexo da ionosfera, especialmente em regiões próximas ao equador magnético. Isso porque a distribuição do plasma na região da EIA apresenta grande variabilidade devido à importância do campo elétrico e dos ventos neutros (JAKOWSKI et al., 2006, 2008, 2012; AFRAIMOVICH et al., 2008; GULYAEVA e STANISLAWSKA, 2008; WILKEN et al., 2018; VOEYKOV et al., 2018; PICANÇO et al., 2019; DENARDINI et al., 2020a, 2020b).

Para mostrar esses esforços serão apresentados alguns índices que descrevem o comportamento da ionosfera em períodos calmos e perturbados que visam auxiliar o usuário dos sistemas de navegação quando da ocorrência de perturbações que possam interferir no funcionamento de seus equipamentos. Sendo assim, este Capítulo tem como objetivo apresentar os índices ionosféricos existentes na literatura e, na medida do possível, elencar pontos de comparação entre estes índices e o DIX. Isso porque não é objeto deste trabalho a comparação entre os índices ionosféricos. Finalmente, discutiremos em detalhes o índice de perturbação ionosférica aprimorado no presente trabalho, bem como a construção de mapas regionais para estudar as perturbações ionosféricas a partir do DIX.

4.1 Índice da taxa de variação do TEC (ROTI)

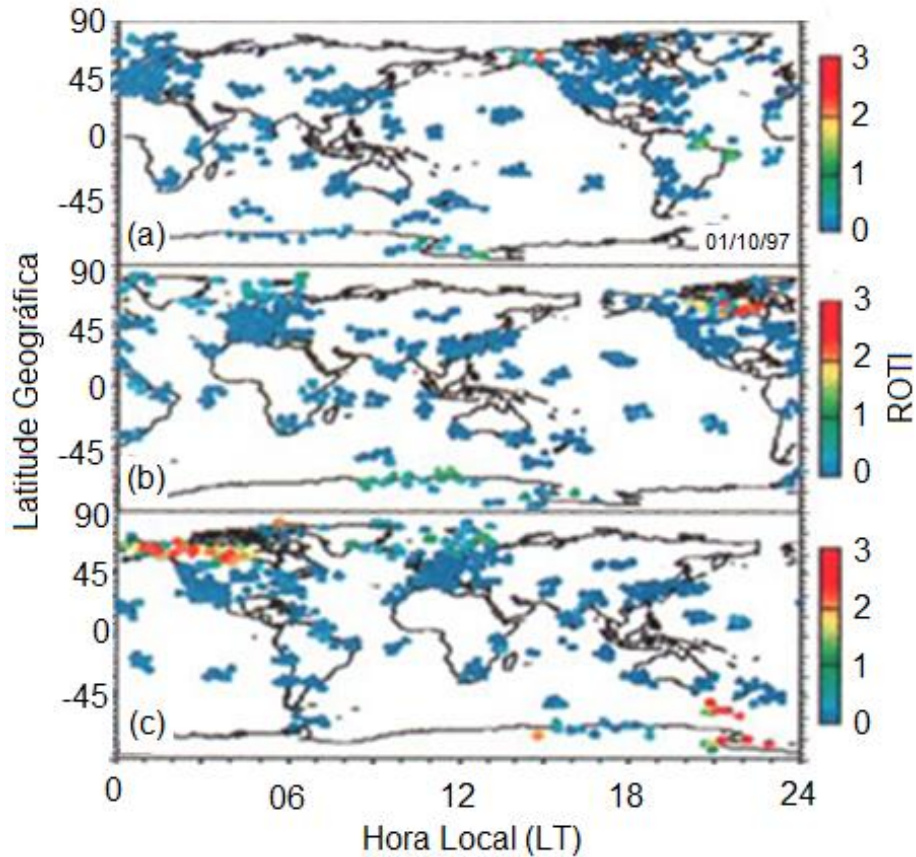
O ROTI (do inglês, *ROT Index*) foi desenvolvido para monitorar a distribuição global de irregularidades ionosféricas usando dados dos receptores de GPS (PI et al., 1997). O índice é calculado pela flutuação de fase fornecido pelo desvio

padrão do ROT (do inglês, *Rate of change Of TEC*). Já o ROT mede a taxa temporal da variação do TEC para cada intervalo de 5 minutos relacionado a uma passagem do satélite sobre um receptor específico. O ROTI pode ser calculado utilizando-se a Equação abaixo.

$$\text{ROTI} = \sqrt{\langle \text{ROT}^2 \rangle - \langle \text{ROT} \rangle^2} \quad (4.1)$$

Uma sequência de mapas de cores representando o ROTI é mostrada na Figura 4.1. Com os continentes desenhados ao fundo, os mapas formam construídos em função da latitude geográfica e da hora local com uma escala de cores que mostra a intensidade do ROTI que vai de 0 (azul, menos intenso) a 3 (vermelho, mais intenso). Os mapas foram construídos para um período perturbado, quando ocorreu uma tempestade magnética no dia 10 de janeiro de 1997. O início súbito da tempestade aconteceu às 0200 UT e o Dst atingiu o valor mínimo de -78 nT às 1000 UT passando, a seguir, para a fase de recuperação. Na Figura, o painel superior “a” representa o período antes do início súbito da tempestade, onde é possível observar pequenas irregularidades apenas sobre a região da América do Sul. O painel intermediário “b”, o qual considera o período após o início súbito da tempestade, mostra o desenvolvimento de irregularidades sobre a região da América do Norte, em altas latitudes, com valores de ROTI superiores a 2 (cores vermelhas no mapa). No painel inferior “c” é possível observar que durante a fase de recuperação da tempestade existe uma intensificação nas irregularidades no plasma, principalmente sobre a região da América do Norte entre 0000 e 0600 LT. Esta intensificação também pode ser observada sobre a região da Antártica, próxima a Austrália, entre 2100 e 0000 LT.

Figura 4.1 – Sequência de mapas de ROTI para o dia 10 de janeiro de 1997.



Fonte: Adaptado de Pi et al. (1997).

4.2 Índice regional de perturbações da ionosfera (RIDX) e índice de perturbação ionosférica (DIX)

Jakowski et al. (2006; 2012) propuseram a criação de um índice de perturbação da ionosfera construído a partir dos mapas de TEC gerados pelo Centro Espacial Alemão (do alemão, *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR)), o *Regional Ionosphere Disturbances IndeX* (RIDX). Seu objetivo foi quantificar com mais precisão e mais rapidez a intensidade e o impacto de períodos geomagneticamente perturbados sobre a ionosfera. Além disso, o índice poderia descrever fenômenos causados por processos externos (CMEs) que ocorrem na ionosfera e que não podem ser descritos pelos índices magnéticos. Em uma

primeira abordagem, o RIDX foi calculado utilizando o número de observações realizadas, simultaneamente, sobre a região de interesse e do desvio padrão das medições do TEC vertical (Jakoski et al., 2006), como mostra a Equação 4.1.

$$RIDX_a^{mod} = \sqrt{\left(\frac{1}{N_{obs} - 1}\right) \sum_{n=1}^{N_{obs}} (TEC_n - TEC_n^{mod})^2} \quad (4.1)$$

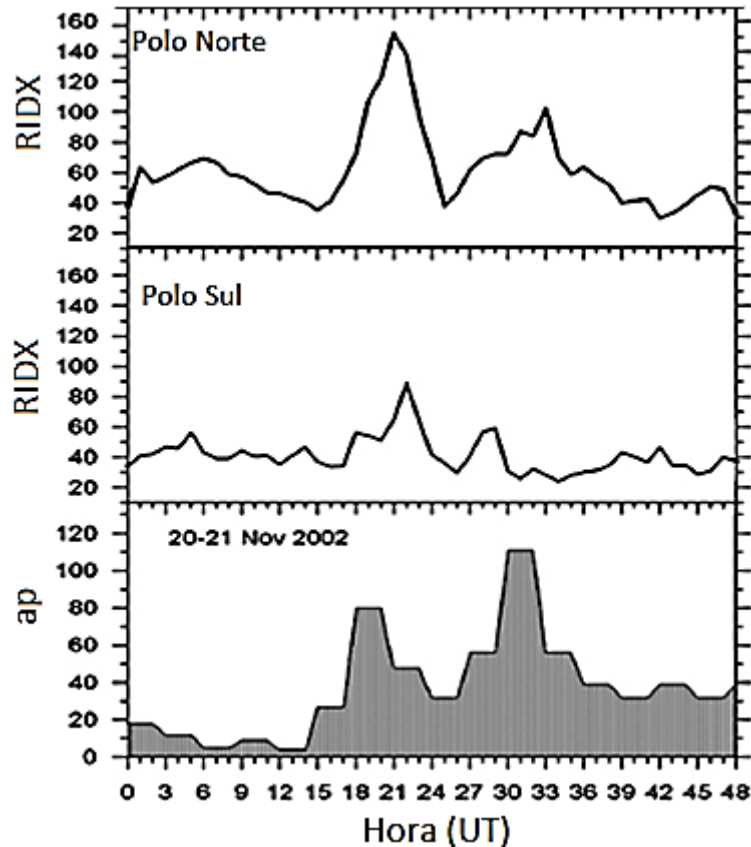
Nesta Equação, TEC_n representa o TEC vertical calculado para as n ésimas medições, TEC_n^{mod} é o TEC calculado utilizando o *Neustrelitz TEC Model* (Jakowski, 1996). e o N_{obs} representa o número das medidas simultâneas (observações). O índice a no termo $RIDX_a^{mod}$ indica auroral.

No trabalho de Jakowski, o RDIX foi calculado para os dias 20 e 21 de novembro de 2002, período que ocorreu uma tempestade magnética. Durante a fase principal da tempestade o Dst atingiu o valor mínimo de - 128 nT, no dia 21 em torno das 1100 UT. O cálculo do RIDX para as regiões do polo Norte e polo Sul e os seus resultados foram confrontados com o índice magnético ap . Na Figura 4.2, o painel superior mostra os valores calculados do RDIX para a região do polo Norte. O painel central mostra os valores calculados para a região do polo Sul, e o painel inferior mostra a variação do índice magnético ap em função da hora corrida a partir das 0000 UT do dia 20 de novembro.

Observando a Figura é possível notar que os valores calculados para o índice proposto por Jakowski têm boa correlação com o índice magnético. Esta correlação é mais evidente na região do polo norte e demonstra que o RDIX pode ser um índice confiável para evidenciar as perturbações ionosféricas, associadas a variabilidade ionosférica causada por fatores externos, na região de altas latitudes. Além disso, os resultados mostram uma diferença entre os valores calculados do RDIX para o polo Sul para o polo Norte. Na verdade, isso era esperado, pois a ionosfera nestas regiões é controlada por diferentes processos

de entrada de energia o que resulta em um comportamento diferente entre as regiões. Isso, muitas vezes pode não ser refletido em um índice magnético planetário.

Figura 4.2 - Comparação entre o parâmetro de perturbação calculado e o índice magnético ap .



Fonte: Adaptado de Jakowski et al. (2006).

Além disso, esta abordagem mostrou uma variação de intensidade nos valores calculados, sendo que o grau de perturbação ionosférica é mais intenso no 20 de novembro do que em 21 de novembro, mesmo considerando a ocorrência de um pico no índice ap durante o dia 21. Mesmos mostrando boa concordância com o índice ap , o RIDX não pode ser considerado um índice de perturbação planetário, visto que a eletrodinâmica ionosférica de altas latitudes é peculiar. Há

diferenças devido à forte influência de precipitação de partículas, injeção de energia, penetração de campos elétricos e intensificação das correntes aurorais. Estas, por sua vez, geram aquecimento Joule e consequente aumento da condutividade ionosférica e dos ventos neutros. Estes alteram a composição da termosfera e densidade eletrônica do plasma. (LU, 2017; FOERSTER; JAKOWSKI, 2000; JAKOWSKI et al.; 2006).

Em uma segunda abordagem, Jakowski et al. (2006) mostraram ser possível calcular o índice de perturbação por meio do desvio do TEC em relação aos valores calmos de referência, neste caso, utilizando medianas mensais, como mostra a Equação 4.2:

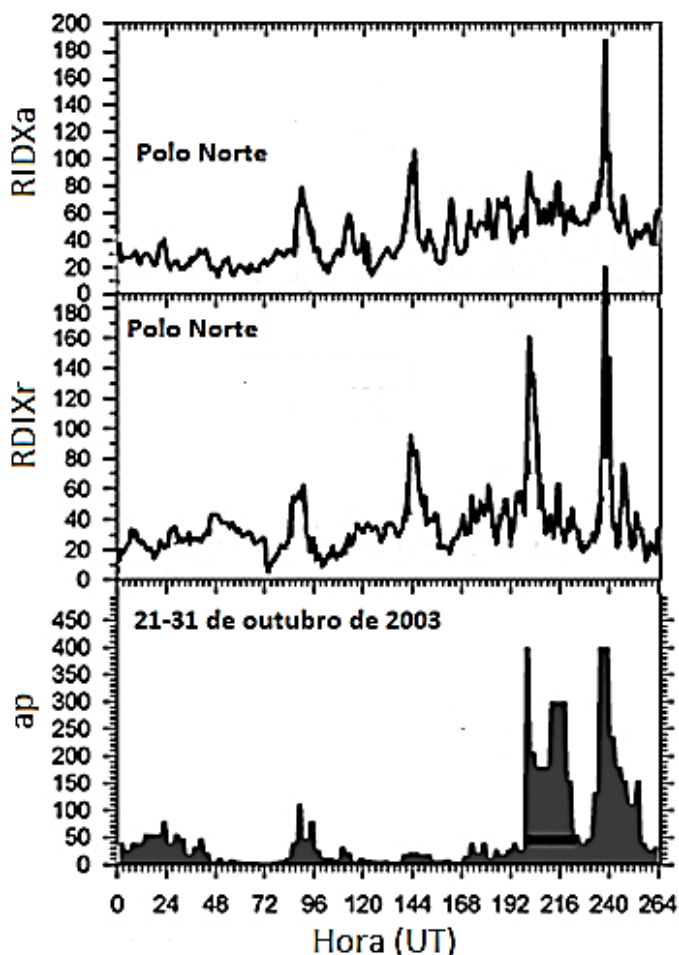
$$RIDX_r^{med} = \sqrt{\left(\frac{1}{N_{grp} - 1}\right) \sum_{k=1}^{N_{obs}} \left(\frac{TEC_k - TEC_k^{med}}{TEC_k^{med}}\right)^2} \quad (4.2)$$

Nesta segunda abordagem, TEC_k é o TEC vertical calculado uma faixa de pontos k e TEC_k^{med} é a mediana mensal do TEC. N_{grp} representa o número de pontos em uma determina faixa de pontos. O índice r no termo $RIDX_r^{med}$ indica polar.

A definição foi aplicada em um segundo estudo, com o objetivo mostrar que o índice possibilita o estudo de regiões diferentes, Jakowski et al. (2006) calcularam o RIDX para duas regiões, região auroral ($57,5^\circ\text{N} < \text{lat} < 70^\circ\text{N}$) utilizando o $RIDX_a^{mod}$ e região polar ($75^\circ\text{N} < \text{lat} < 87,5^\circ\text{N}$) utilizando o $RIDX_r^{med}$, para o período das tempestades ocorridas em outubro de 2003. Neste período a região ativa do Sol AR486 produziu um *flare* classe X17 no dia 28 de outubro, seguido por outro *flare* classe X10 no dia 29 de outubro. Associados a estes *flares* duas CMEs resultaram em duas tempestades geomagnéticas distintas e muito intensas associadas aos *flares* (BLAGOVESHCHENSKAYA et al., 2006).

Os valores calculados para o $RIDX_a^{mod}$ e $RIDX_r^{med}$ são mostrados na Figura 4.3 e comparados a variação do índice magnético ap em função da hora corrida a partir das 0000 UT do dia 21 de outubro de 2003, tal qual a Figura 4.2. Analisando a Figura, é possível observar que os valores calculados para ambos os índices propostos por Jakowski et al. (2006) têm uma concordância com os valores medidos pelo ap . No entanto, é importante salientar que em alguns momentos o RIDX apresenta picos que não se relacionam com o índice magnético, especialmente observando o intervalo entre a hora 144 e a hora 168.

Figura 4.3 – Comparação dos índices de perturbação ionosférica $RIDX_a^{mod}$ e $RIDX_r^{med}$ com o índice magnético Ap para período de 21 a 31 de outubro de 2003.



Fonte: Adaptado de Jakowski et al. (2006).

Em 2012, em uma evolução da segunda abordagem, Jakowski et al. (2012) propuseram o DIX como um índice ionosférico cujo cálculo é baseado nas variações do TEC durante períodos magneticamente perturbados, em relação a um valor de TEC de referência. Foi originalmente concebido para expressar a resposta da ionosfera à distúrbios magnéticos, permitindo uma comparação direta com índices magnéticos (e.g. Kp, Dst, entre outros).

A evolução do método parte da Equação da fase portadora derivando o TEC oblíquo (do inglês, *slant TEC*) em função do tempo e considera os pares de *piercing points* relacionados a todas as passagens de satélite (com ângulo de elevação maior que 30°) em uma estação específica em uma grade de pontos predefinida. Além disso, estudos preliminares desenvolvidos por Jakowski et al. (2001, 2002) demonstraram que a estrutura espacial e temporal da distribuição horizontal do plasma ionosférico e as perturbações associadas às tempestades magnéticas podem ser monitoradas pelo TEC obtido por meio do GNSS.

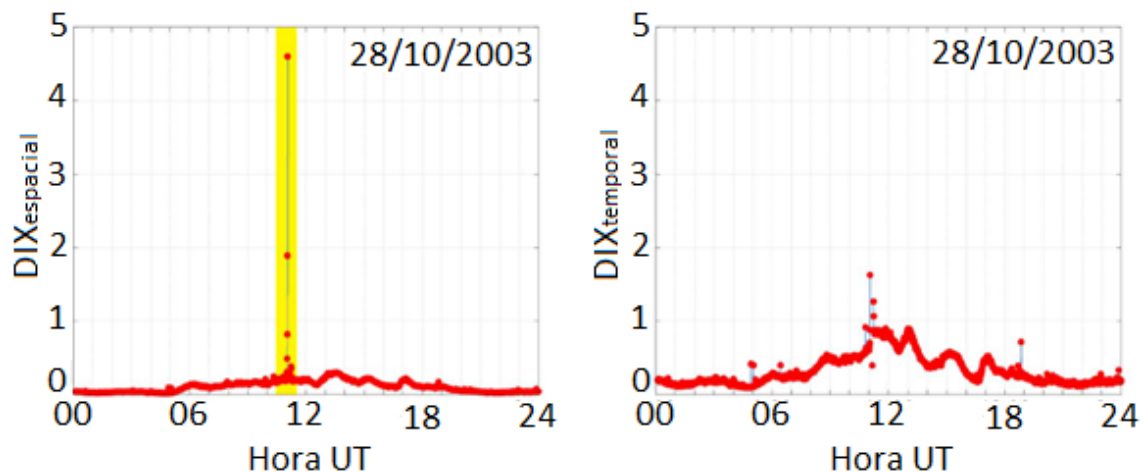
Desta forma, esta nova abordagem considera que as perturbações ionosféricas são caracterizadas por uma variabilidade espacial e temporal e, portanto, não é baseada em desvios de um parâmetro ionosférico normalizado pelo seu comportamento médio. Assim, a variabilidade espacial e temporal foi incluída na determinação do índice de perturbação, como mostra a Equação 4.3:

$$DIX^{cal} = SF^{cal} \sqrt{\frac{1}{N_p} \sum_{k,l} \left\{ \frac{1}{4} \left(\frac{TEC_k + TEC_l}{\Delta t} \right)^2 + \eta^{cal} \left(\frac{TEC_k + TEC_l}{\Delta S} \right)^2 \right\}} . \quad 4.3$$

Nesta última Equação SF^{cal} é o coeficiente de normalização da escala. O denominador N_p representa o número de pares de pontos de perfuração sub-ionosféricos (*IPP* do inglês, *ionospheric piercing points*). No contexto de pesquisa ionosférica utilizando GNSS, perfuração ionosférica é o ponto da projeção do caminho entre o satélite e o receptor instalado em solo que cruza o

máximo de densidade ionosférica, geralmente, a 300 km de altura, como convencionado. O TEC_k e TEC_l representam o TEC vertical calculado para os pontos k e l, respectivamente. O Δt representa a variação do tempo (considerado 30s no trabalho desenvolvido por Jakowski) e ΔS a distância entre os pares de *piercing points*. O coeficiente de normalização entre os termos espacial e temporal é representado por η^{cal} . Os termos da Equação 4.3 foram aplicados, separadamente, ao dia 28 de outubro de 2003 sobre a região da Europa. Neste dia uma região ativa do Sol (AR486) produziu um *solar flare* X17. Os resultados calculados para os termos temporal e espacial do DIX em função da hora (UT) são mostrados na Figura 4.4. Os valores calculados para o termo temporal são exibidos à esquerda enquanto os valores calculados para o termo espacial são exibidos à direita. A linha amarela no gráfico mostra o efeito do *flare* ocorrido no dia 28 de outubro. Ainda na Figura é possível observar um aumento nos valores para ambos os termos. No termo temporal observa-se um pico mais pronunciado nos valores, os quais alcançam valores em torno de 4.5. Já no termo espacial observa-se um pico menos pronunciado com valores em torno de 2.

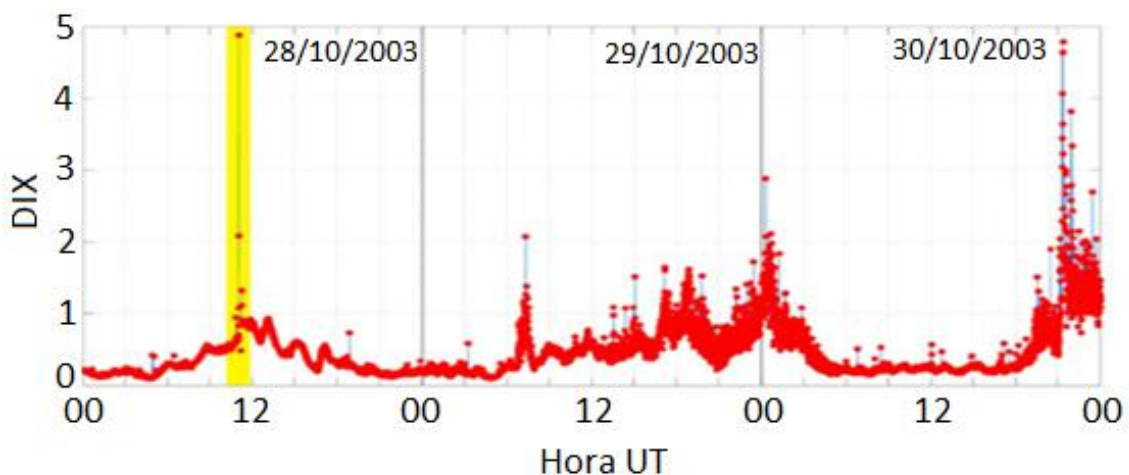
Figura 4.4 – Cálculo dos termos temporal e espacial sobre a Europa para o dia 28 de outubro de 2003.



Fonte: Adaptado de Jakowski et al. (2012).

Em seguida os dois termos foram combinados, resultando nos valores apresentados na Figura 4.5. Neste caso o DIX foi calculado para os dias 28, 29 e 30 de outubro de 2003. Os eixos da Figura 4.5 possuem a mesma descrição apresentada para a Figura 4.4.

Figura 4.5 – DIX calculado para os dias 28, 29 e 30 de outubro de 2003.



Fonte: Adaptado de Jakowski et al. (2012).

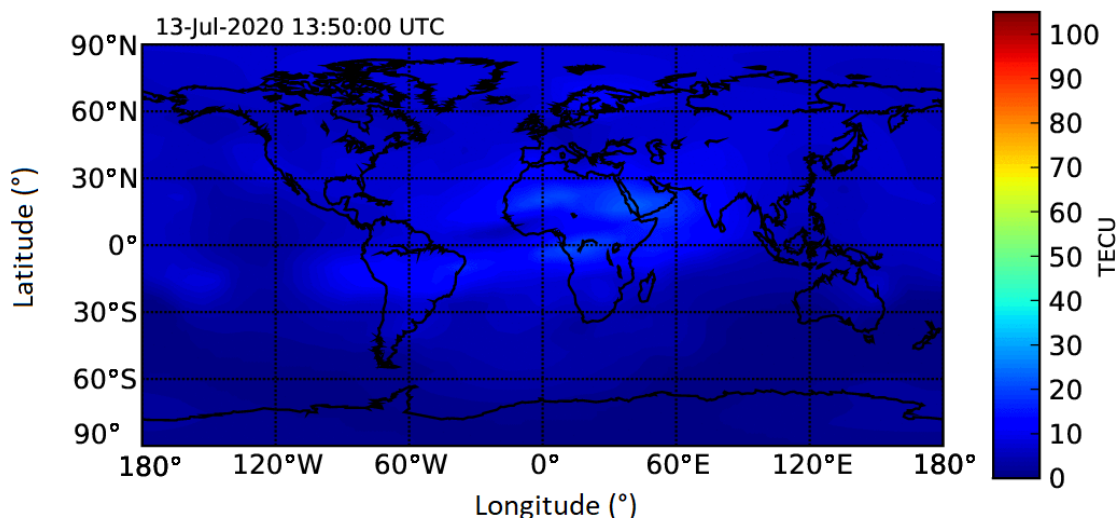
O índice proposto foi testado em outras tempestades apresentando resultados satisfatórios na resposta do DIX às tempestades solares e magnéticas, para mais detalhes verificar Jakowski et al. (2001; 2006; 2008; 2012).

4.3 Índice global de conteúdo de elétrons (GEC)

Afraimovich et al. (2008) propuseram um método para o cálculo do conteúdo global de elétrons (GEC) a partir de medições por GPS. Eles utilizam os modelos de ionosfera IRI-2001 e NeQuick. Este último é um modelo empírico do perfil de densidade eletrônica originalmente proposto por Giovanni e Radicella (1990). Com isso eles estudaram a dinâmica do conteúdo global de elétrons durante o 23º ciclo de atividade solar e compará-lo com as variações do EUV na faixa de

comprimento de onda de 0,1–50 nm. O método foi baseado no uso de mapas globais do conteúdo total de elétrons na ionosfera (GIM, do inglês *Global Ionosphere Maps*) gerados com base nos receptores de dados da rede internacional de receptores GPS. O GIM contém dados do TEC vertical com resolução espacial de 5 de longitude e 2,5 de latitude e uma resolução temporal de 2 h. O número total de células é igual a 5184 (72 células ao longo da longitude multiplicada por 72 células ao longo da latitude). Um exemplo de GIM é apresentado na Figura 4.6. Neste mapa mundial do exemplo, os dados foram coletados no dia entre as 1340 UT e 1350 UT do dia 13 de julho de 2020. A escala de cores refere-se ao TEC, variando de 0 a 100 TECu.

Figura 4.6 – Mapa Global da Ionosfera.



https://iono.jpl.nasa.gov/latest_rti_global.html.

Fonte: NASA (2020).

O conteúdo global de elétrons $G(t)$ é calculado pela soma dos valores absolutos do TEC vertical, $I_{i,j}$, multiplicados pela área das células, $S_{i,j}$, como mostra a Equação 4.4. Isso é feito sobre todas as células dos mapas globais da ionosfera (AFRAIMOVICH et al., 2006a, b).

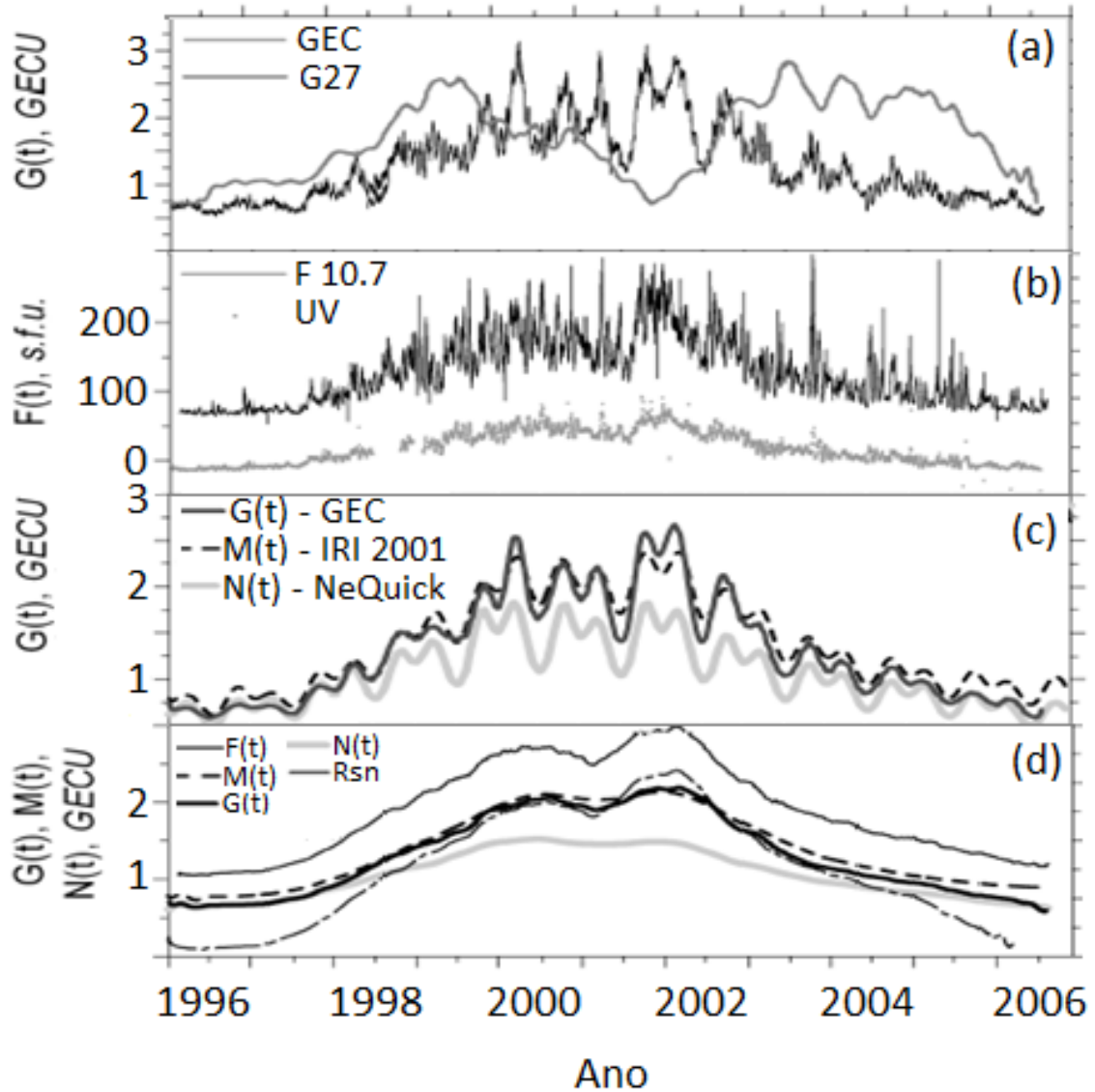
$$G = \sum_{i,j} I_{i,j} \cdot S_{i,j} \quad (4.4)$$

A Figura 4.7, dividida em quatro painéis (a-d), mostra no painel a, durante o 23º ciclo de atividade solar, uma comparação entre o GEC ($G(t)$) calculado para todo o globo (curva preta espessa) e a amplitude relativa da variação percentual de $G(t)$ considerando uma janela de 27 dias representada pela curva cinza.

No painel “b” são mostrados a emissão solar 10,7 cm ($F(t)$, linha preta contínua) e o fluxo solar do EUV ($U(t)$) na faixa de comprimento de onda entre 0,1 e 50 nm (linha cinza). O $G(t)$ calculado também foi comparado os resultados dos modelos numéricos IRI-2001 ($M(t)$, linha preta tracejada) e NeQuick ($N(t)$, linha cinza claro contínua) e apresentados no painel “c”. Finalmente, o painel d, mostra a dependência do índice calculado com a atividade solar, $F(t)$, $M(t)$, $N(t)$ e os números diários de manchas solares R_{sn} , onde fica evidente a influência do ciclo de 11 anos sobre o índice.

Os resultados calculados mostram que existe uma relação entre o GEC e as variações do fluxo solar F10.7 e radiação solar UV. Pois, observa-se um aumento dos valores do GEC durante no máximo do ciclo de atividade solar e uma diminuição durante no mínimo do ciclo de atividade solar. Estes resultados indicam uma boa concordância com a dinâmica das regiões ativas na superfície solar.

Figura 4.7 – Comparação entre o GEC e modelos empíricos e a atividade solar do ciclo solar 23.



Fonte: Adaptado de Afraimovich et al. (2006a).

4.4 Índice de tempestade ionosférica planetária (Wp)

O índice de tempestade ionosférica planetária (Wp) é calculado a partir dos mesmos GIMs utilizados na Seção anterior (MANNUCCI et al., 1998; SCHAER et al., 1998; FELTENS; SCHAER, 1998). A elaboração do índice proposto passa

pela criação de um mapa auxiliar contendo o que se convencionou denominar de W-Index. Neste, os valores de TEC são extraídos de 600 pontos do mapa entre 60° N a 60° S de latitudes com uma resolução de 5° e entre 0° a 345° E de longitude com resolução de 15°, fornecendo resultado de 1 em 1 hora. Os efeitos locais da radiação solar são filtrados, normalizando o TEC em termos do ângulo do zenital solar.

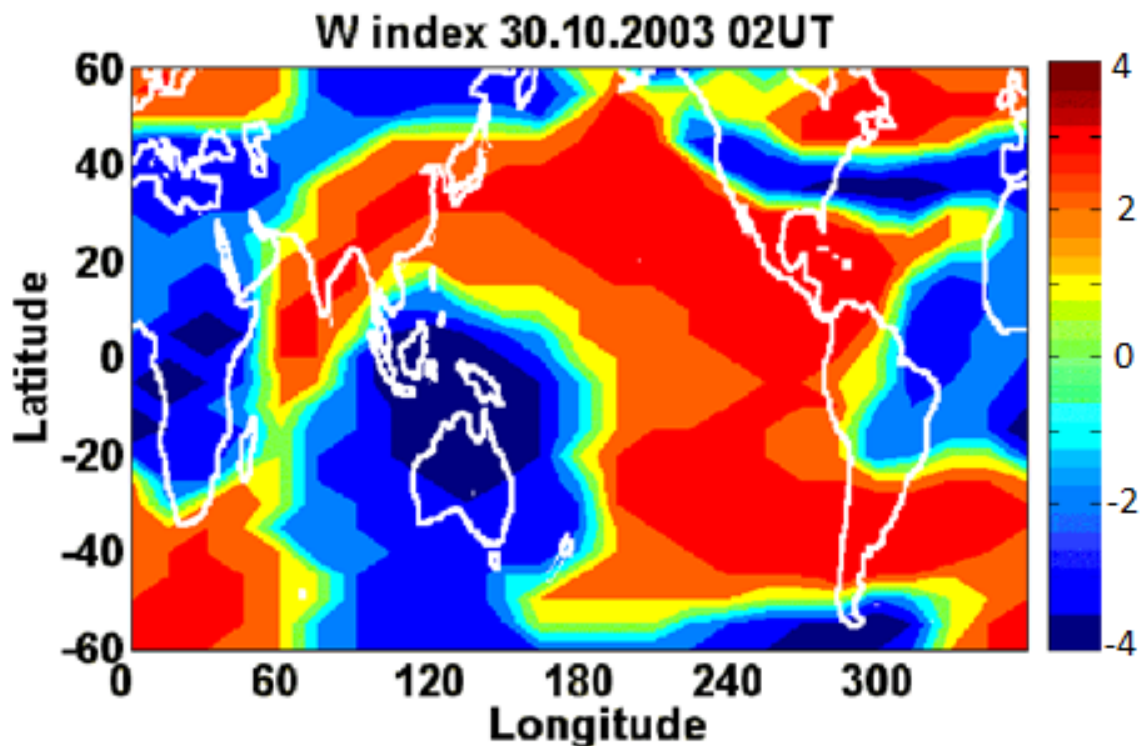
O grau de perturbação, DTEC, é calculado como um logaritmo do TEC em relação ao dia calmo de referência. Em seguida, este resultado é normalizado pelo TECmed que representa a média de 27 dias do dia calmo de referência. A Equação 4.5 demonstra matematicamente o que se quer dizer (GULYAEVA; STANISLAWSKA, 2008). Este é descrito pela expressão:

$$\text{DTEC} = \log (\text{TEC} / \text{TECmed}) \quad (4.5)$$

Considerando que a resposta da ionosfera a um forçante externo tem sido reportada em termos de uma fase e em outras fases existem um sinal correspondente no índice dado. Para esclarecimento vale lembrar que a fase negativa da tempestade ionosférica se refere a uma redução da densidade com relação a densidade normalmente observada em condições idênticas sem os efeitos da tempestade. O mesmo, porém, com sinal oposto, aplica-se a fase positivo. Dada esta explicação, o sinal do índice W refere-se à fase positiva ou negativa da perturbação ionosférica em cada ponto da grade do mapa. Para a classificação do DTEC foram utilizadas as seguintes faixas: 1 ou -1 representa um estado calmo da ionosfera, 2 ou -2 um estado de perturbação moderada, 3 ou -3 para uma tempestade ionosférica moderada, e 4 ou -4 para uma tempestade ionosférica intensa. Considerando a normalização, pode-se afirmar que o índice considera apenas fatores eternos em seu cálculo, o que pode ser uma limitação neste processo.

No trabalho do Gulyaeva e Stanislawski a metodologia foi aplicada ao dia 30 de outubro de 2003, às 0200 UT e seu resultado é apresentado na Figura 4.8. Na Figura observa-se as perturbações ionosféricas positivas e negativas em diferentes regiões do globo.

Figura 4.8 – Comportamento do índice ionosférico, com valores positivos e negativos, durante a tempestade magnética de 30 de outubro de 2003.



Fonte: Adaptado de Gulyaeva e Stanislawski (2008).

4.5 Índice de perturbação ionosférica generalizado para todo o globo (σ_{GEC})

O índice proposto por Yu et al. (2009) utiliza o GIM para sua construção. Adicionalmente, ele usa o método proposto por Jakowski et al. (2006) generalizado para todo o globo. Para isso, foi introduzida a média da área em coordenadas esféricas no método proposto por Jakowski et al. (2006). Isso foi feito para cobrir toda extensão do planeta ao invés de uma determinada faixa. Desta forma, as perturbações ionosféricas são descritas pelo desvio padrão

entre o TEC observado e o TEC modelado por uma função ortogonal empírica como mostra a Equação 4.6 (YU et al., 2009).

$$\sigma_{GEC}^2 = \frac{1}{M} \sum_j^M \frac{\sum_i^N (TEC_{i,j}^{obs} - TEC_{i,j}^{mod})^2 \cos \varphi_i}{\sum_i^n \cos \varphi_i} \quad (4.6)$$

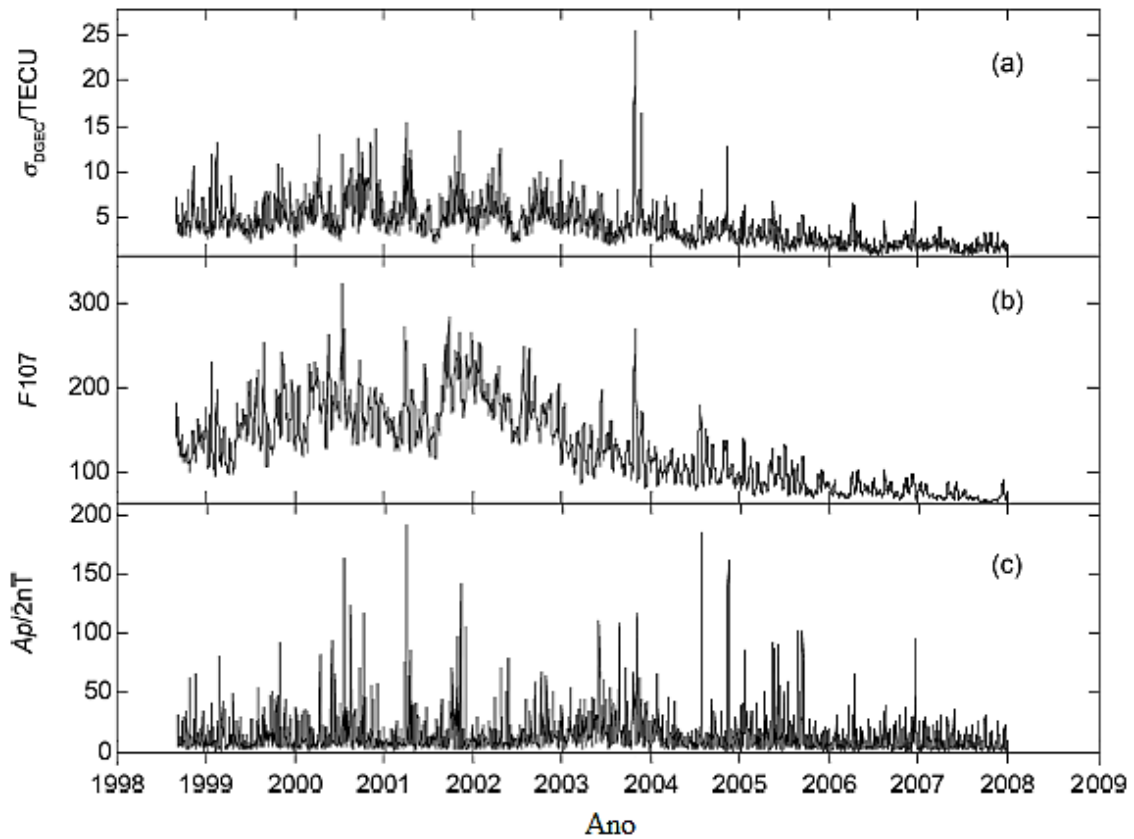
Nesta Equação, N e M são os números da faixa de pontos ao longo da longitude e latitude, respectivamente. $TEC_{i,j}^{obs}$ é o TEC observado na faixa de pontos (i,j) , enquanto $TEC_{i,j}^{mod}$ representa o TEC modelado ao longo da mesma faixa de pontos. Este TEC modelado segue a mesma definição apresentada por Jakowski et al. (2006) e discutida na Seção 4.2. A latitude é representada por φ_i .

Com o objetivo de estabelecer a relação entre o índice proposto e índices bem conhecidos pela comunidade científica, o σ_{GEC} foi calculado para um período entre 1998 e 2008. Neste estudo, os resultados do índice foram confrontados com os valores registrados pelo índice de atividade solar $F10.7$ e com os valores registrados pelo índice magnético Ap .

Esta comparação é mostrada na Figura 4.9, a qual foi dividida em três painéis. O painel “a” mostra os valores calculados para o σ_{GEC} , o painel “b” exibe os valores registrados pelo índice de atividade solar $F10.7$ e o painel “c” os valores registrados pelo índice magnético Ap .

Segundo YU et al. (2009) os resultados mostram que o σ_{GEC} está relacionado com o $F10.7$ e o Ap , pois, existe um aumento nos valores de σ_{GEC} calculado quando existe um aprimoramento nos valores de $F10.7$ e Ap . Os autores afirmam, ainda que o índice proposto é capaz de apresentar claras variações anuais e semestrais.

Figura 4.9 – Variação do índice σ_{GEC} entre os anos de 1998 e 2008.



Fonte: Adaptado de Yu et al. (2009).

4.6 Razão da variação do TEC ao longo do arco da trajetória (AATR)

Este indicador é baseado no valor raiz média quadrada da taxa do TEC ao longo do arco de trajetória. O *AATR* (do inglês, *Along Arc TEC Rate*) pode ser reproduzido seguindo a sequência apresentada por (Sanz et al., 2014). Dado um sistema transmissor-receptor, a variação ao longo do tempo do STEC (*Along Arc STEC Rate* - $AASR_i$) pode ser calculada utilizando a Equação 4.7.

$$AASR_i = \frac{\Delta STEC_i}{\Delta T} \quad (4.7)$$

Nesta Equação $\Delta STEC_i$ corresponde à diferença de STEC entre duas observações consecutivas no mesmo arco receptor e ΔT a variação do tempo. A taxa do TEC vertical pode ser obtida dividindo a Equação 4.5 pela função de mapeamento $M(\epsilon)$. Essa função varia em termos da altura da ionosfera e do ângulo de elevação. Além disso, ao invés de aplicar um ângulo limite nos cálculos, os autores consideraram a função de mapeamento ao quadrado para reduzir o efeito dos raios de baixa elevação. Como resultado tem-se a Equação 4.8.

$$AATR_i = \frac{\Delta STEC_i}{[M(\epsilon)]^2 \Delta T} \quad (4.8)$$

Desta forma, fica definido o índice como raiz da média do quadrado dos valores instantâneos de $AATR_i$, calculados a partir das medições coletadas por um determinado receptor com uma variação de hora em hora (Equação 4.8).

$$AATR = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N AATR_i^2} \quad (4.9)$$

Na Equação N é o número de observações em uma hora.

4.7 Índice ionosférico de perturbação do gradiente espacial (DIXSG)

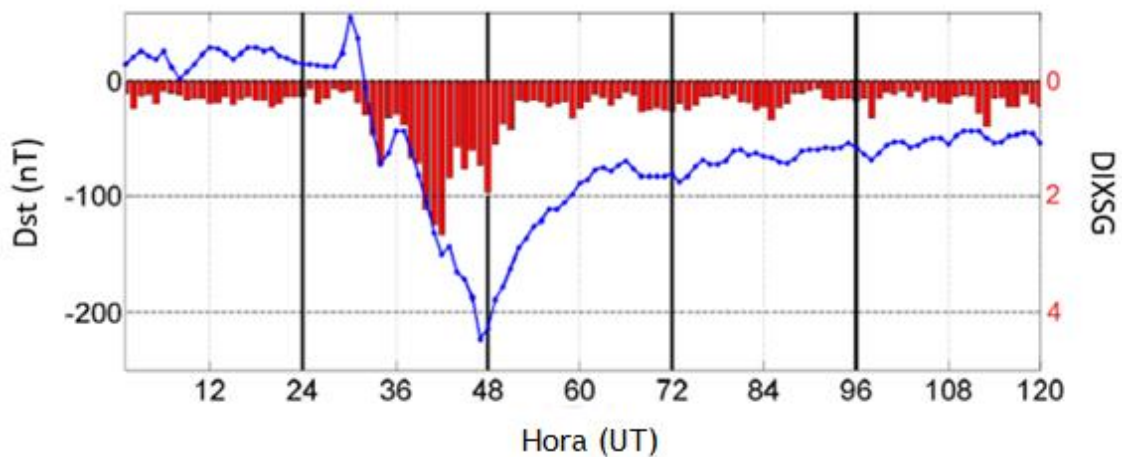
Seguindo a abordagem elaborada para o DIX, Wilken et al. (2018), sugeriram a criação do DIXSG (*Disturbance ionosphere Index Spatial Gradient*). Este é uma versão modificada e mais desenvolvida do índice apresentado por Jakowski et al. (2012). O índice foi construído concentrando-se em perturbações espaciais a partir da razão entre a diferença $cROT_{i,j}^k$ para um par de receptores (i,j) .

Essa razão é ponderada pela distância dos pares de IPP. A forma de cálculo é apresentada na Equação 4.10.

$$DIXSG (cROT_{(level)})_{i,j}^k = \left(\frac{|cROT_i^k - cROT_j^k|}{cROT_{(level)}} \right)^3 \cdot \left(\frac{d}{D} \right)^{-1} \quad (4.10)$$

Aqui, o $cROT_i^k = \left| \frac{\Delta STEC_i^k}{\Delta t \cdot \Delta s_i} \right|$, d é a distância entre os IPP, D é maior distância permitida entre os pontos, e $cROT_{(level)}$ representa um ajuste na sensibilidade do índice. Para testar o método modificado, o *DIXSG* foi aplicado a vários eventos ionosféricos, tendo respondido aos distúrbios ionosféricos induzidos por todos os eventos. No estudo desenvolvido pelos autores, os valores do *DIXSG* para a tempestade de *St. Patrick* ocorrida em 17 de março de 2015. Neste período uma CME que atingiu a atmosfera da Terra às 0445 UT resultando em uma tempestade magnética. Durante a fase principal da tempestade os valores do Dst alcançaram um mínimo de -223 nT às 23:00 UT (BORRIES et al., 2016). Os valores do *DIXSG* calculados para este evento são exibidos na Figura 4.10. Os valores calculados para o índice proposto (barras vermelhas) foram confrontados com os valores registrados pelo Dst (linha azul).

Figura 4.10 – *DIXSG* comparado com os valores de Dst da tempestade de *St. Patrick* para um período entre 16 – 20 de março de 2015.



Fonte: Adaptado de Wilken et al. (2018).

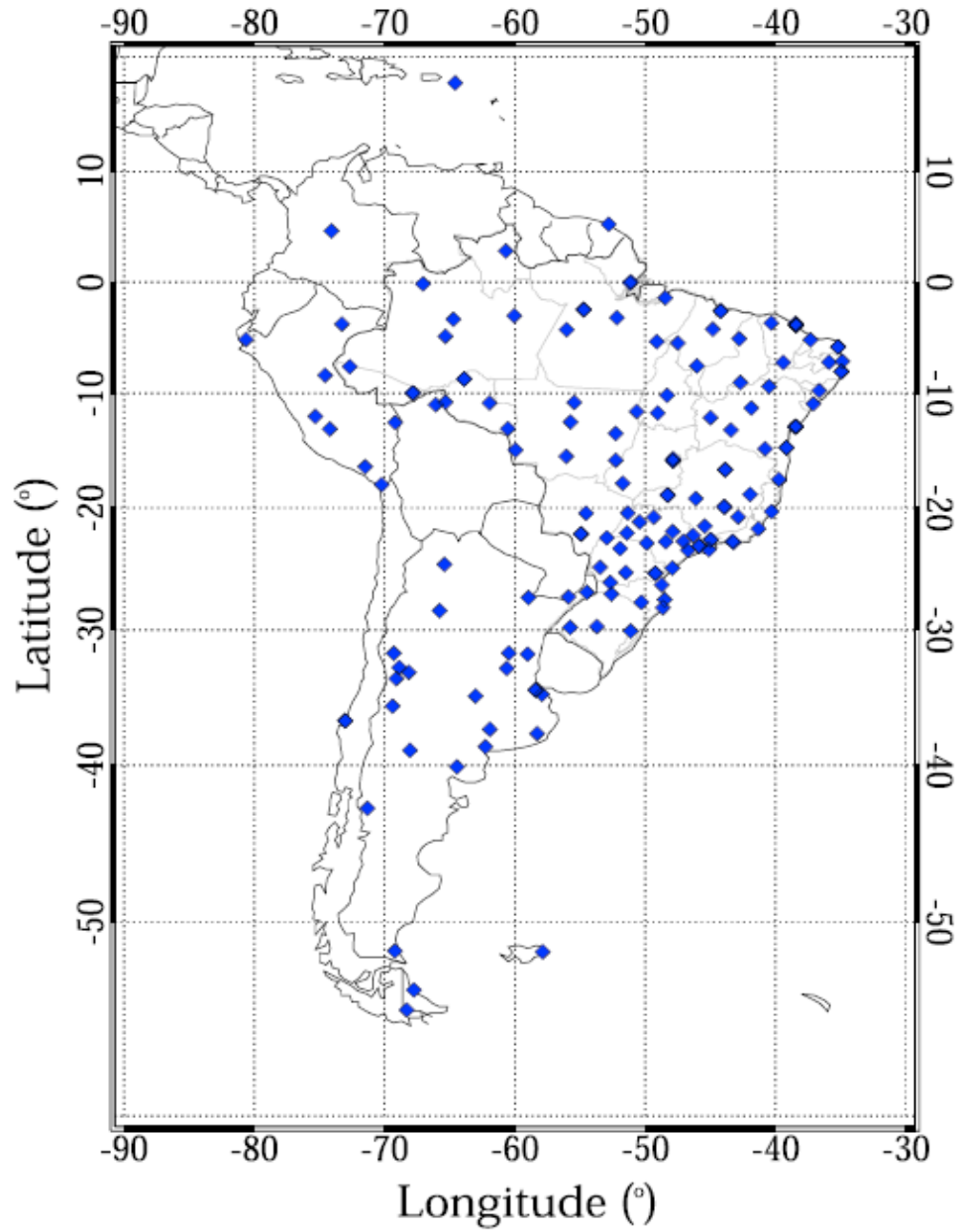
5 METODOLOGIA E ESTATÍSTICA UTILIZADA

5.1 Breve descrição dos DIXMaps

O DIXMap é uma forma generalizada e modificada do DIX, proposto originalmente por Jakowski et al. (2012), para as regiões equatorial e de baixa latitudes. Assim, pretende-se adequar o índice às variações latitudinais e ao comportamento particular da ionosfera sobre a região da América do Sul. Os mapas de DIX propostos no presente trabalho cobrem uma faixa latitudinal de 10°N a 60°S e a faixa longitudinal de 90°W a 30°W, com resolução de 5° em ambas as coordenadas.

Ao que tange os insumos, o índice é construído utilizando como entrada os mapas de TEC (TECMAP), cujo processamento dos dados fornece um mapa bidimensional do TEC absoluto em função da hora e da localização. Os TECMAPs são construídos à taxa de um mapa a cada 10 minutos, com resolução espacial variando entre 50 e 500 km, dependendo da densidade dos pontos de observação. Os dados são fornecidos por receptores GNSS terrestres a partir de 4 redes receptoras: RBMC (Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo) / IBGE, LISN (Rede de Sensores Ionosféricos de Baixa Latitude), IGS (International GNSS Service) e RAMSAC (Rede Argentina de Monitoramento Contínuo de Satélites). Eles perfazem num total de 140 receptores distribuídos por todo o continente sul-americano. A localização geográfica dos receptores utilizados para a construção dos DIXMaps desta tese é apresentada na Figura 5.1 (TAKAHASHI et al., 2016). O processamento dos dados pelo EMBRACE (Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial) é baseado no método desenvolvido por Otsuka et al. (2002) e modificado por um procedimento de ajuste mínimo para remover desvios instrumentais do receptor e satélite GPS.

Figura 5.1 - Receptores GNSS terrestres que compõem as redes RBMC / IBGE, LISN, IGS e RAMSAC.



Fonte: Takahashi et al. (2016).

5.2 Desenvolvimento do cálculo do DIXMap

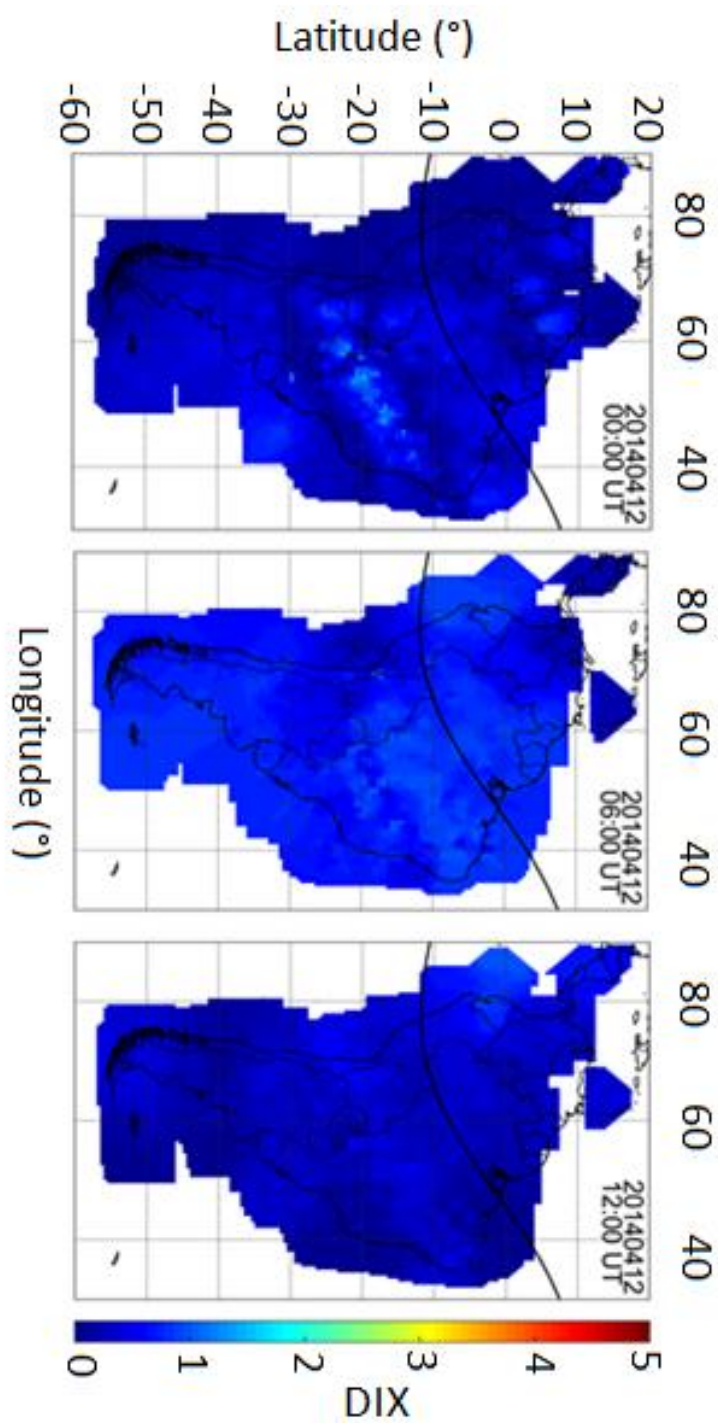
A primeira alteração ao DIX proposto por Jakowski et al. (2006, 2008, 2012), Equação 4.2, foi baseada na diferença absoluta do TEC durante um determinado período e a média mensal do TEC, normalizada pela média mensal (JAKOWSKI et al., 2012). Ao invés de calcular o DIX para cada par de IPP, passou-se a calcular os valores do DIX para cada célula de um mapa com uma faixa latitudinal e longitudinal definidas na Seção anterior. A Equação resultante desta primeira modificação é apresentada abaixo:

$$DIX_k(t) = \left| \frac{TEC_k(t) - TEC_k^{avg}(t)}{TEC_k^{avg}(t)} \right| \quad (5.1)$$

Nesta Equação, $TEC_k(t)$ representa os valores do TEC provenientes dos Mapas de TEC para essa célula e $TEC_k^{avg}(t)$ o valor médio mensal do TEC provenientes dos Mapas de TEC para a essa célula.

Os primeiros mapas de DIX são apresentados na Figura 5.2. Os mapas de DIX construídos cobrem uma faixa latitudinal entre 10°N e 60°S e uma faixa longitudinal entre 90°W e 30°W, com resolução de 5° em ambas as coordenadas. O DIXMap apresenta uma escala de cores que mostra a intensidade do DIX. Esta escala varia entre 0 (azul, período calmo) e 5 (vermelho, período extremamente perturbado). Ainda nos mapas, a linha preta contínua sobre o mapa representa o equador magnético. Além disso, os DIXMaps têm uma resolução temporal de 10 minutos.

Figura 5.2 – Os primeiros DIXmaps construídos para a América do Sul.



Fonte: Produção do autor.

Observando a Figura é possível notar que existe uma resposta da ionosfera a perturbação causada pela tempestade magnética, mas com uma baixa intensidade. Essa primeira alteração acentuou os efeitos do período noturno no cálculo do DIX causado pela variação percentual do TEC medido durante a noite. Estes resultados serão discutidos como mais detalhes ao final da pesquisa.

Já neste ponto da pesquisa, foi decidido que o valor máximo do DIX seria 5. A partir daí, foi definido empiricamente uma classificação do estado da ionosfera de acordo com o grau de perturbação calculado pelo DIX. Os níveis de perturbação da ionosfera são mostrados na a Tabela 5.1.

Tabela 5.1 - Classificação do nível de perturbação da ionosfera de acordo com o DIX calculado.

DIX	Estado da Ionosfera
$0 \leq DIX \leq 1$	Calmo
$1 < DIX \leq 2$	Fracamente Perturbado
$2 < DIX \leq 4$	Perturbado
$4 < DIX \leq 5$	Excepcionalmente Perturbado
$DIX \geq 5$	Extremamente Perturbado

Fonte: Adaptado de Denardini et al. (2020a).

Vale lembrar que a definição dos diferentes níveis da Tabela 5.1 foi estabelecida de forma aleatória com base no valor máximo do DIX, baseado no conjunto de dados disponíveis. Isto limitou a valor em 5 para este estudo. No entanto, dado que não se pode precisar o limite superior dos efeitos ionosféricos de uma CME interagindo com o sistema terrestre, essa escala permite valores maiores que 5. Ainda são necessários estudos criteriosos para que os níveis de perturbação sejam definitivamente calculados.

Portanto, dentro deste cenário, foi necessário o aprimorar o método, alterando a Equação do DIX. As modificações finais foram baseadas no conceito de

momento estatístico de segunda ordem, caracterizado por um valor típico para uma distribuição de probabilidade, representado e um valor de dispersão (KAY, 1993). Além disso, as alterações tiveram como objetivo incorporar a resposta da ionosfera a processos internos, (Bolhas de Plasma, Distúrbios Ionosféricos Propagantes, por exemplo) e incorporar os efeitos da atmosfera neutra (Ondas Atmosféricas de Gravidades, por exemplo). Adicionalmente, melhorou-se a resposta a processos externos (Tempestades Magnéticas, por exemplo), registrando com mais precisão os efeitos de interação entre o Sol e a Terra.

Nesse sentido, foi proposta a Equação 5.2, a qual ilustra a nova configuração para o cálculo do novo índice. Cabe ressaltar que o termo TEC_k^{Qd} deve representar o TEC para um dia calmo, para isso é calculado utilizando a média móvel de 3 em 3 horas do dia de referência (para mais detalhes veja PIKANÇO, 2019; DENARDINI et al., 2020a). O termo ΔTEC_k representa a diferença entre o dia a ser analisado e TEC_k^{Qd} (calmo de referência). O coeficiente α é representado pelo valor do TEC_k^{Qd} a meia-noite visa normalizar a resposta do DIX, independentemente da hora local. O coeficiente β , por sua vez, normaliza os valores calculados para o DIX em uma escala que varia de 0 a 5 e seu comportamento varia em função dos efeitos latitudinais de tempestades magnéticas. Por fim, TEC_k são as medidas do TEC provenientes dos TECMAPs. Desta forma, o DIX pode ser escrito em sua forma geral, como mostra a Equação 5.2:

$$DIX_k(t) = \left| \frac{g(\alpha)(\Delta TEC_k(t)/TEC_k^{Qd}(t)) + \Delta TEC_k(t)}{f(\beta)} \right| \quad 5.2$$

Neste caso, $g(\alpha) = \alpha$ e $f(\beta) = \beta$.

O termo $\Delta TEC_k(t)$ tem como objetivo incorporar a resposta ionosférica a processos internos (EPB, TID, por exemplo) e processos da atmosfera neutra

(ondas atmosféricas de gravidade, por exemplo). O termo $TEC_k^{Qd}(t)$ foi incorporado para melhorar a resposta do DIX aos processos externos com a detecção de efeitos da interação entre o Sol e a Terra (tempestades geomagnéticas, por exemplo).

Etapas para o desenvolvimento do DIXMap:

a) o método de seleção dos dias de referência (metodologia já definida por PIKANÇO, 2019; DENARDINI et al., 2020a);

b) a seleção do valor do coeficiente α (representado pelo valor do TEC_k^{Qd} à meia-noite);

c) a definição dos valores dos coeficientes β em função da inclinação magnética; e

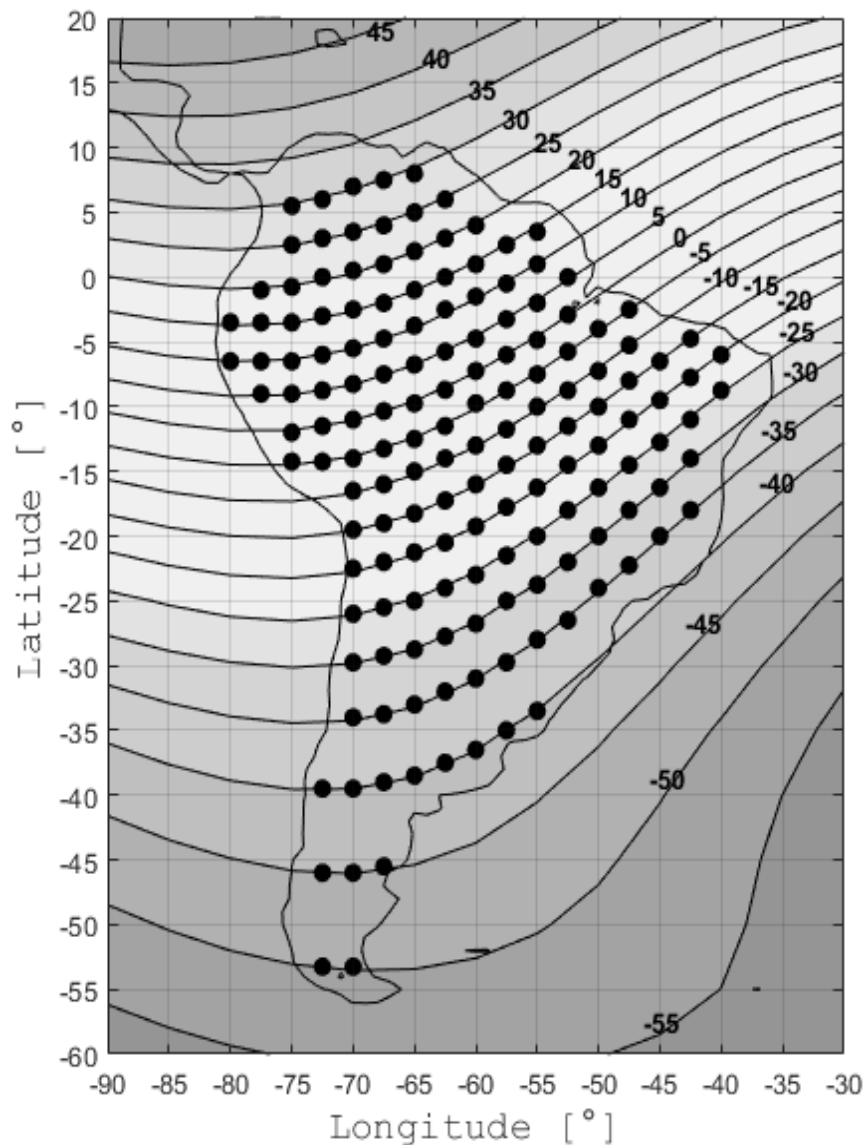
d) a construção do Mapa de DIX.

5.3 Aspectos relacionados à definição do coeficiente β

O coeficiente β desempenha um papel importante na definição da resolução do DIXMap. O método de construção dos coeficientes β foi baseado na sua variação em função da inclinação magnética durante tempestades magnéticas moderadas, intensas e extremas, e foi analisado o impacto latitudinal destas tempestades na ionosfera sobre a América do Sul.

Para realizar o cálculo da variação do coeficiente β em função da inclinação magnética, a América do Sul foi dividida em células de 5° de latitude por 5° de longitude (quadrados cinza-claros). Em seguida, considerando o ano de 2015, foram definidos 159 pontos (pontos pretos) localizados sobre as isolinhas linhas da inclinação magnética dentro de uma faixa entre 30° e -50°, com uma variação de 5° em 5°. O mapa da América do Sul dividido em células e a distribuição dos pontos sobre as linhas da inclinação magnética são mostrados na Figura 5.3.

Figura 5.3 – Mapa da América do Sul dividida em células e a distribuição dos pontos sobre as linhas da inclinação magnética.



Fonte: Denardini et al. (2020a).

Desta forma, decidiu-se que o valor de β não seria um valor único, mas uma função dos efeitos latitudinais das tempestades magnéticas (fatores externos) sobre a ionosfera. A partir daí, foi realizado um estudo do comportamento do coeficiente β em função da inclinação magnética para um período entre os anos de 2013 e 2017. Neste período ocorreram mais de 80 inícios súbitos para o

campo geomagnético e dentro destas ocorrências foram selecionadas 13 tempestades foram utilizadas no trabalho. Ao longo destes anos ocorreram 7 tempestades moderadas ($-100 \text{ nT} \leq Dst \leq -50 \text{ nT}$), 4 tempestades intensas ($-200 \text{ nT} \leq Dst \leq -100 \text{ nT}$) e 2 tempestades extremas ($Dst \leq -200 \text{ nT}$). As tempestades e suas características são mostradas na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 – Lista de tempestades magnéticas moderadas, intensas e extremas, utilizadas para o desenvolvimento do coeficiente β .

	Mês, Ano	Período Analisado (Dias)	SSC (Dia, Hora)	Fase Principal (Dia, Hora, Dst)
Moderadas	NOV-2013	06-07-08-09-10-11-12	08 - 21:00	09 - 09:00 -80 nT
	ABR-2014	9-10-11-12-13-14-15	11 - 02:00	12 - 10:00 -87 nT
	AGO-2014	24-25-26-27-28-29-30	25 - 17:00	27 - 19:00 -79 nT
	SET-2014	10-11-12-13-14-15-16	11 - 23:44	13 - 00:00 -88 nT
	DEZ-2014	19-20-21-22-23-24-25	21 - 19:11	22 - 06:00 -71 nT
	JAN-2015	04-05-06-07-08-09-10	07 - 06:16	07 - 12:00 -99 nT
	MAI-2016	05-06-07-08-09-10-11	07 - 22:00	08 - 09:00 -88 nT
Intensas	FEV-2014	16-17-18-19-20-21-22	18 - 14:00	19 - 09:00 -119 nT
	DEZ-2015	17-18-19-20-21-22-23	19 - 16:16	20 - 23:00 -155 nT
	JAN-2016	29-30-31-01-02-03-04	31 - 00:49	01 - 01:00 -110 nT
	SET-2017	05-06-07-08-09-10-11	06 - 23:43	08 - 02:00 -124 nT
Extremas	MAR-2015	14-15-16-17-18-19-20	17 - 04:45	17 - 23:00 -222 nT
	JUN-2015	20-21-22-23-24-25-26	22 - 18:33	23 - 05:00 -204 nT

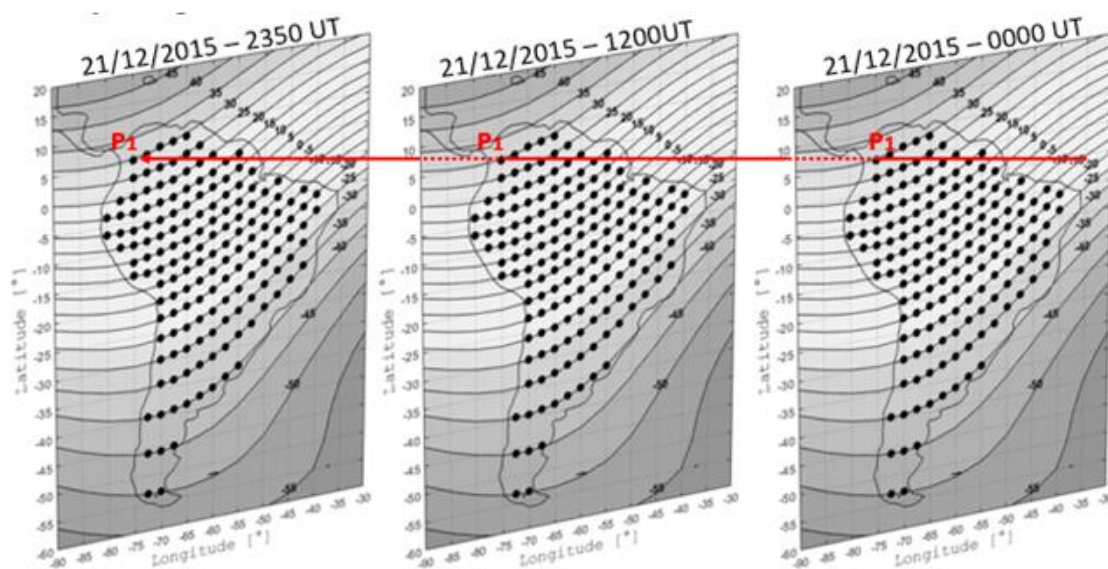
Fonte: Produção do autor.

5.4 Estudo para a definição do coeficiente β

Para esse estudo foram consideradas as tempestades mostradas na Tabela 5.2 dentro de um período de 7 dias completos (0000 UT – 2350 UT) para cada uma das tempestades. Neste período, definiu-se que 3 dias seriam anteriores ao valor mínimo do Dst, o dia central, no qual o Dst alcançou seu valor mínimo e 3 dias posteriores ao valor mínimo do Dst.

Dentro deste critério, após a seleção dos dias de interesse, foram calculados os valores de β para todos os horários considerando os 159 pontos. Os mapas de TEC utilizados para o cálculo do DIXMap são gerados de 10 em 10 minutos. Portanto, foram encontrados 144 valores de β para cada um dos 159 pontos localizados sobre as linhas da inclinação magnética. Uma ilustração gráfica do método é apresentada na Figura 5.4. Em seguida foram selecionados o maior valor entre os 144 pontos calculados, independente do horário, para β para cada um dos 159 pontos.

Figura 5.4 – Ilustração do critério para o cálculo do coeficiente β .



Fonte: Produção do autor.

Após calcular os maiores valores de β , para cada um dos 159 pontos, foi definido um perfil padrão para reproduzir o comportamento de β em função da inclinação magnética. Este perfil foi construído a partir da média e do desvio padrão dos maiores valores de beta, independente do dia e do horário, para o intervalo de 7 dias preestabelecidos, para cada inclinação magnética. Para o cálculo do DIXMap, foram utilizados os maiores valores de β dentro deste desvio padrão, contemplado, 67% das amostras. A seguir serão apresentados os resultados do estudo do comportamento do coeficiente β .

5.5 Resultados da metodologia de obtenção do coeficiente β

Com base na metodologia apresentada nas secções anteriores, serão apresentados nestas nesta Seção 5.5 os resultados dos cálculos do β em função da inclinação magnética. Neste estudo faixa da inclinação magnética varia entre 30° e -50° na direção norte-sul em relação ao equador magnético. Além disso, os gráficos foram agrupados de acordo com a intensidade da tempestade (moderadas, intensas e extremas) e por mês de acordo com sua sazonalidade (equinócios de primavera e outono e solstícios de verão e inverno). Já ao lado direito de cada um dos gráficos, é possível observar a data em que ele foi construído.

Em todos os gráficos os pontos em preto representam os maiores valores β para cada um dos 159 pontos localizados sobre as isolinhas da inclinação magnética apresentadas na Figura 5.3. Os valores vermelhos destes gráficos representam o valor médio dos valores máximos de β marcado sobre sua respectiva isolinha. Ainda analisando a Figura 5.3, vale ressaltar que o número de amostras sobre cada isolinha não é homogêneo, ou seja, o número de amostras varia com a isolinha que está sendo analisada. Portanto, as isolinhas que possuem um maior número de amostra possui uma maior representatividade.

Dentro deste contexto, os valores do coeficiente de normalização β calculados para as tempestades moderadas são mostrados nos gráficos das Figuras

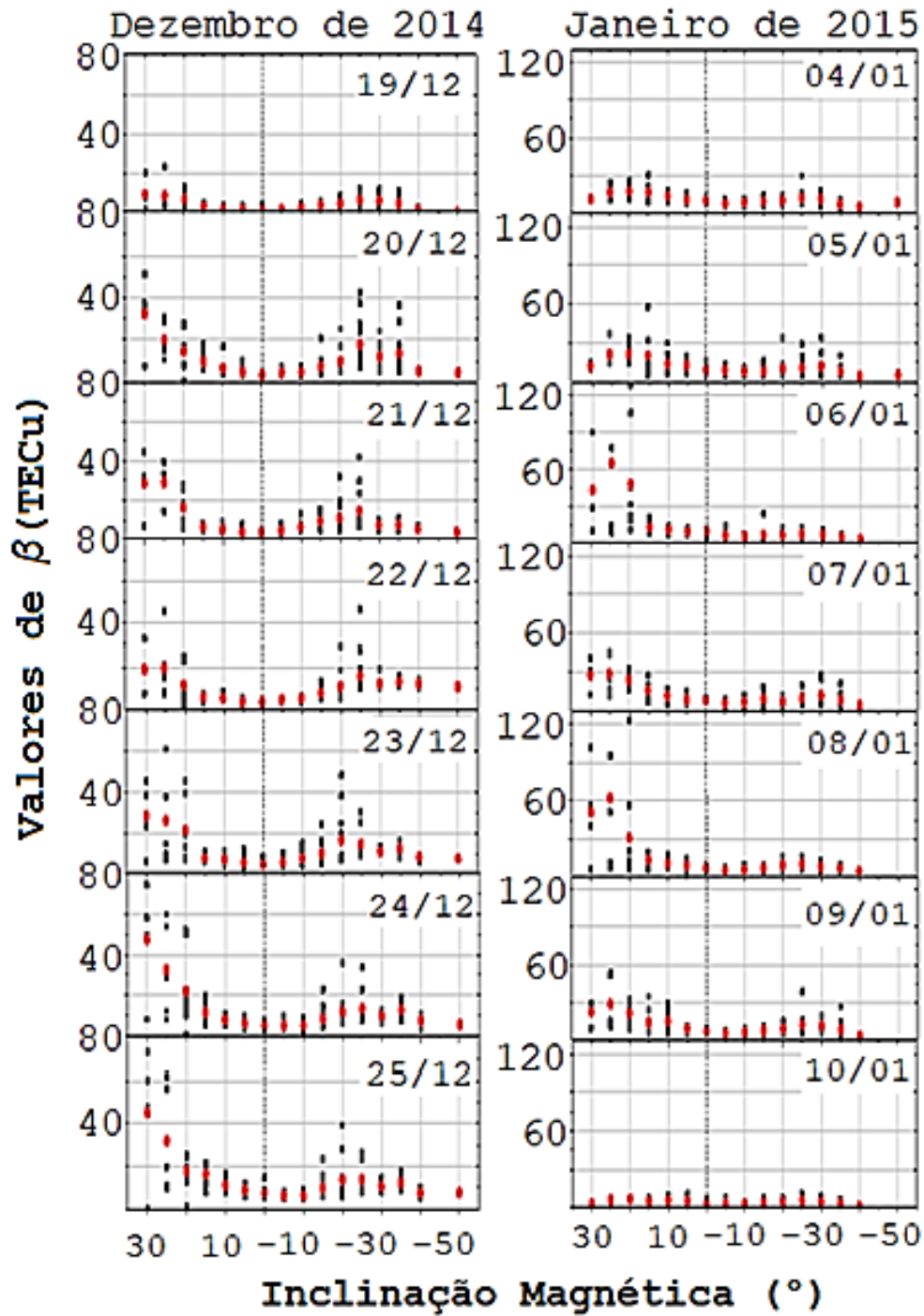
numeradas de 5.5 a 5.8. e seguem a mesma descrição apresentada anteriormente.

Nesta primeira sequência, foi possível observar que o comportamento de β é caracterizado por picos ao norte e ao sul do equador magnético. Na maioria das vezes estes picos são assimétricos.

Na sequência de gráficos mostrados na Figura 5.5, é possível notar que no mês de dezembro de 2014 os maiores valores dos pontos pretos obtidos para a tempestade de dezembro de 2014 apresentam maior simetria em relação ao equador magnético. Exceto no dia 20, período que antecedeu a tempestade, onde é possível observar uma maior amplitude do β máximo ao norte do equador magnético. Já para o mês de janeiro de 2015 os maiores valores calculados de β ocorrem, preponderantemente, na região localizada ao norte do equador magnético. Nesta região os valores máximos de β apresentaram amplitudes maiores nos dias 06, período que antecedeu a tempestade, 07, período em que ocorreu a tempestade, e 08, já na fase de recuperação da tempestade.

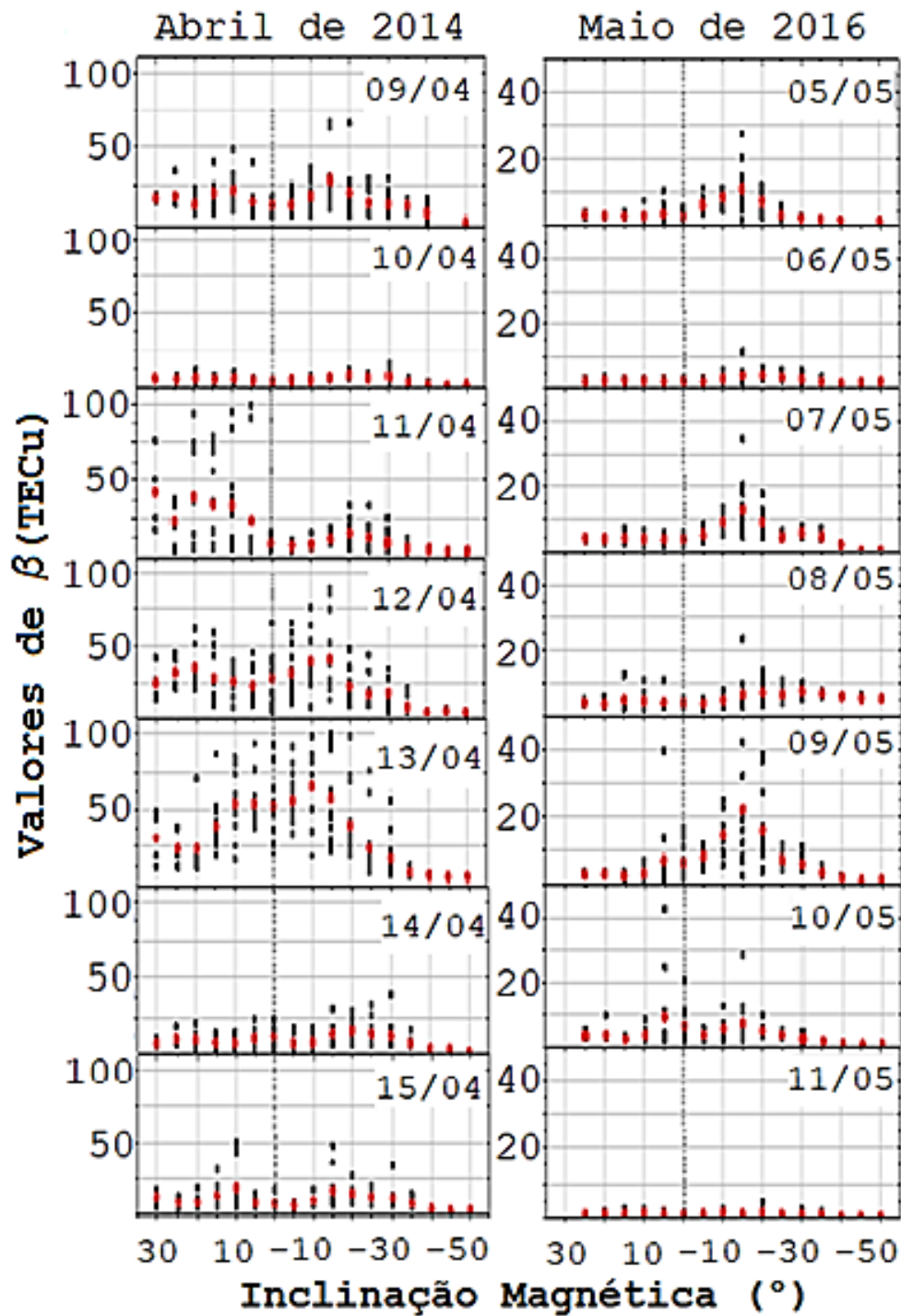
Os gráficos apresentados na Figura 5.6 mostram a distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β definidos para 7 dias completos dos meses de abril de 2014 e maio de 2016. Estes gráficos seguem a mesma descrição apresentada anteriormente. No mês de maio é possível observar nos dias 11, período que antecedeu a tempestade, 12, período em que ocorreu a tempestade, e 13, já na fase de recuperação da tempestade, é possível observar um aumento na amplitude nos maiores valores de β tanto para a região localizada ao norte do equador quanto para a região localizada ao sul do equador magnético. No gráfico que mostra os resultados para a tempestade ocorrida em maio de 2016, é possível notar que no dia 09, durante a fase de recuperação, ocorreu um aumento da amplitude dos valores máximos de β . Além disso, estes valores máximos ocorreram, preponderantemente, ao sul do equador magnético.

Figura 5.5 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de dezembro de 2014 e janeiro de 2015 (solstício de verão).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.6 Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de abril de 2014 e maio de 2016 (equinócio de outono).



Fonte: Produção do autor.

Os resultados calculados para distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para 7 dias completos do mês de agosto de 2014 são apresentados na Figura 5.7.

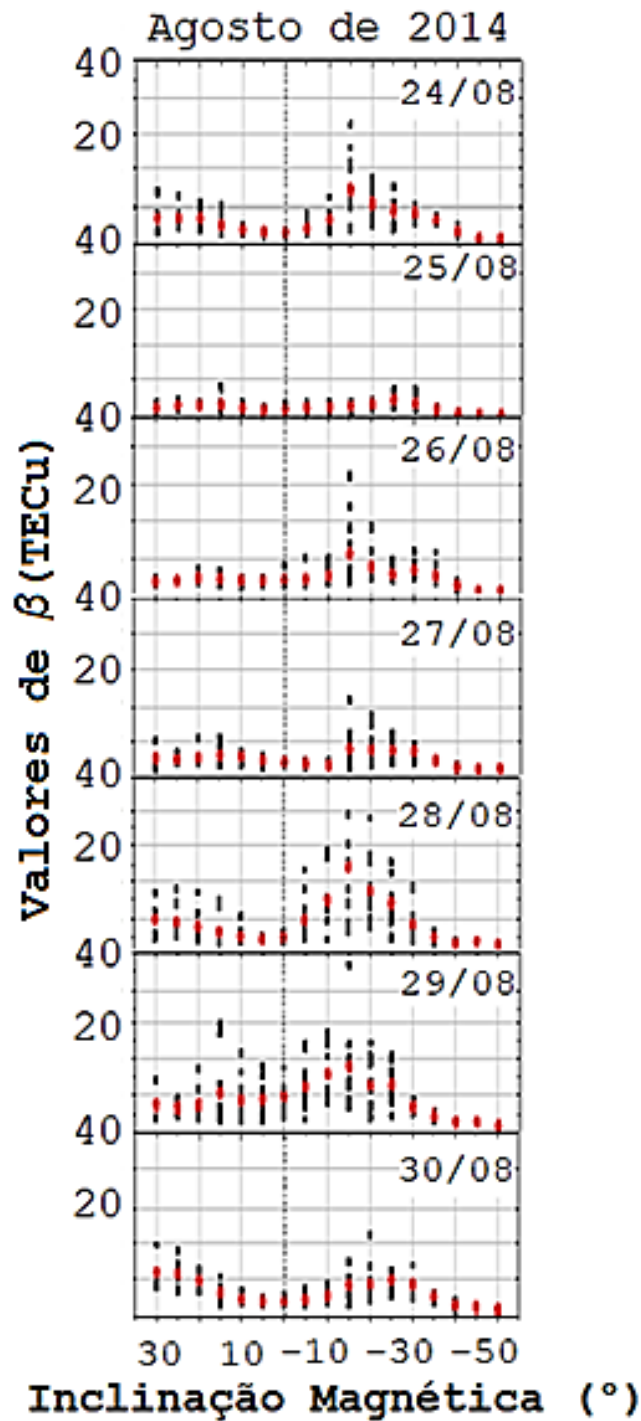
Esta Figura segue a mesma descrição apresentada anteriormente. Nela é possível observar um aumento na amplitude nos valores máximos de β localizados na região ao sul do equador no dia 26, período que antecedeu a tempestade e nos dias 28, 26 e 29 durante a fase de recuperação da tempestade.

Os valores calculados para a distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para 7 dias completos dos meses de novembro de 2013 e setembro de 2014 são exibidos na Figura 5.8. Esta Figura segue a mesma descrição apresentada anteriormente. Nos gráficos construídos para o mês de novembro, é possível perceber que maiores valores calculados para o coeficiente de β ocorreram no dia 9, no dia da ocorrência da tempestade.

Durante este período os maiores valores atribuídos aos pontos pretos ocorreram, preponderantemente, ao norte do equador magnético. Já os dias demais apresentam uma maior simetria em dos valores máximos dos pontos pretos em relação ao equador magnético.

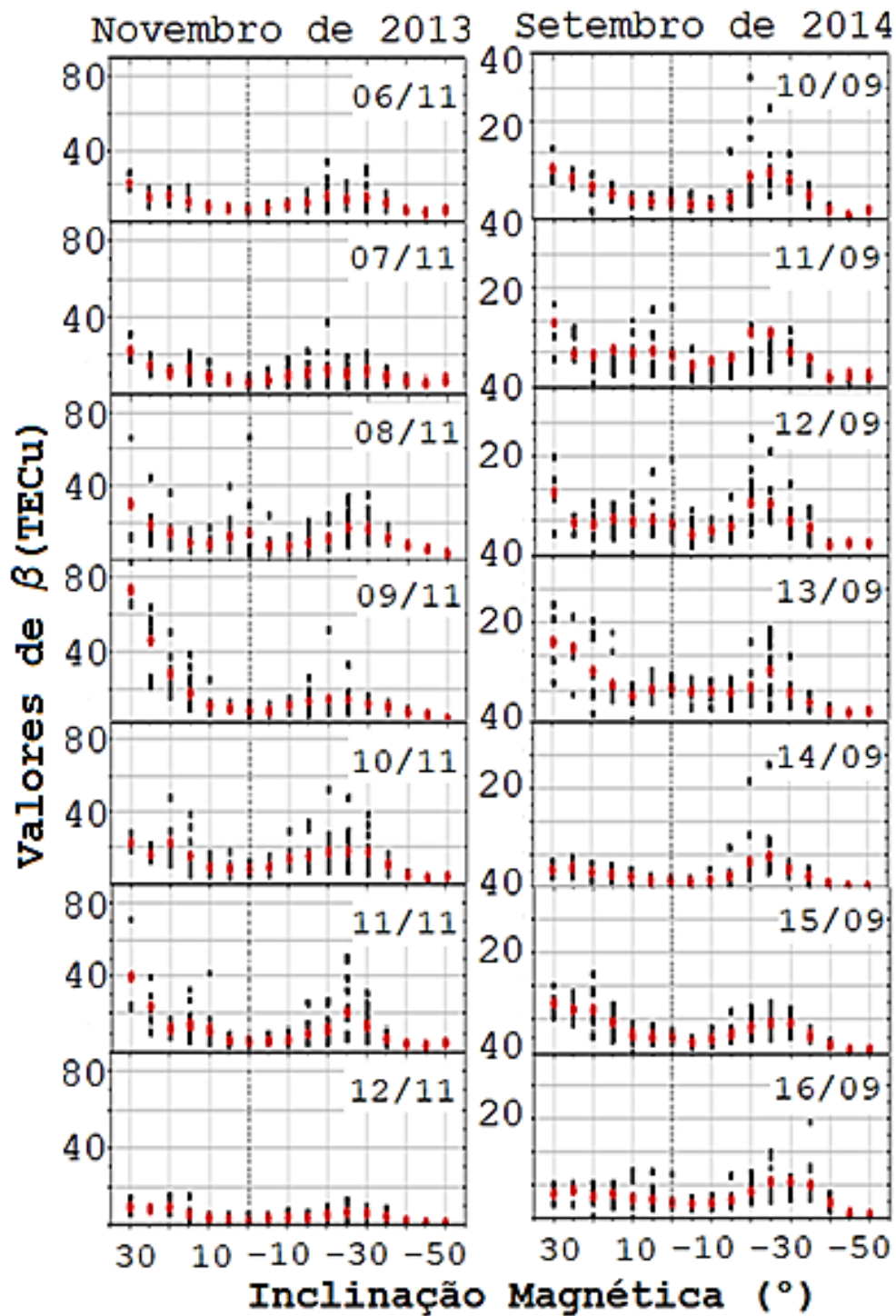
Analisando os gráficos construídos para o mês de setembro de 2014 é possível observar que os maiores valores do coeficiente β ocorrem nos dias 10 e 12, período que antecedeu a tempestade, no dia 13, o dia em que ocorreu a tempestade, e no dia 14, já durante a fase de recuperação da tempestade.

Figura 5.7 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos do mês de agosto de 2014 (solstício de inverno).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.8 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de novembro de 2013 e setembro de 2014 (solstício de primavera).



Fonte: Produção do autor.

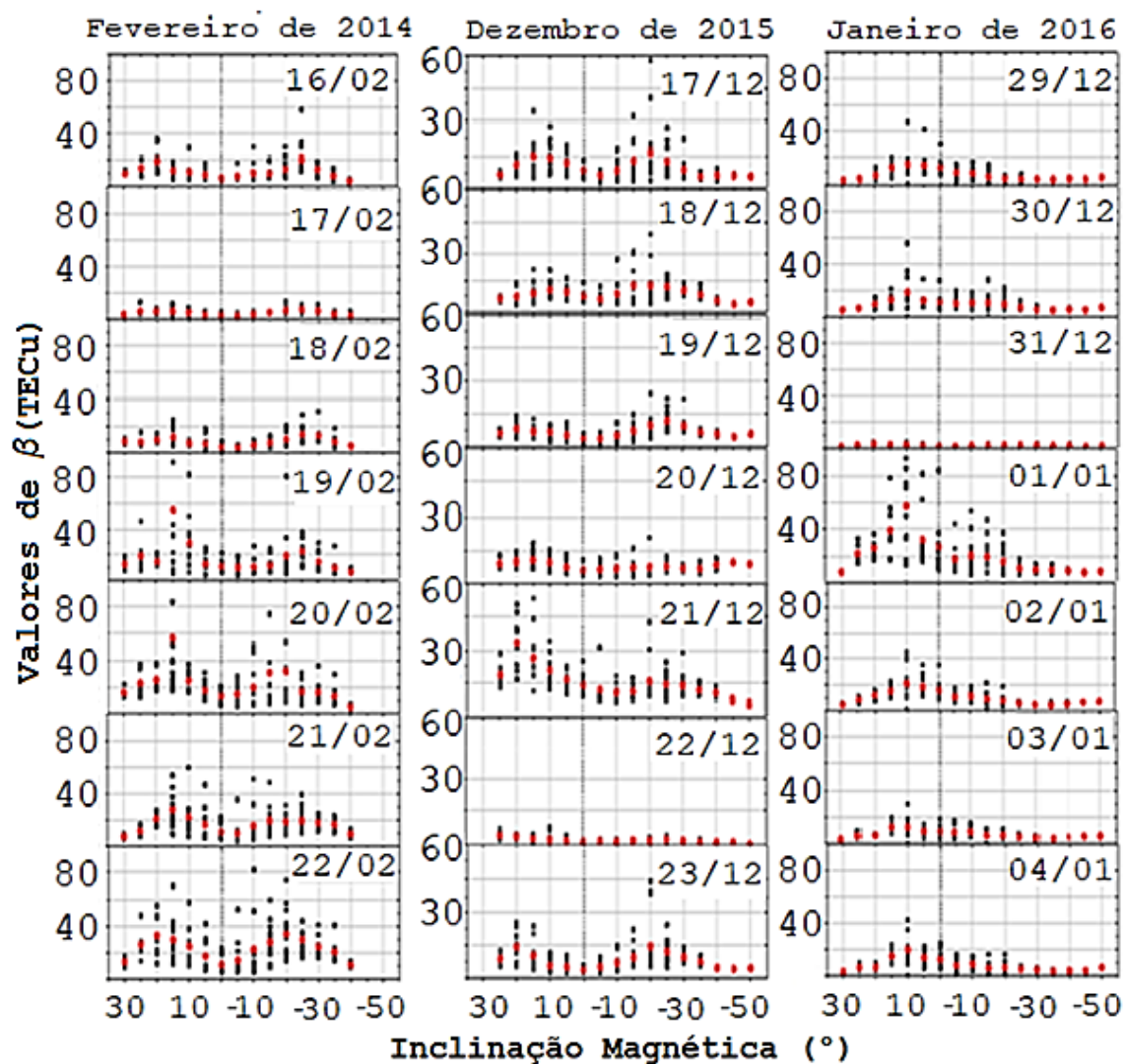
Os valores do coeficiente de normalização β foram calculados para as tempestades intensas e mostrados nos gráficos das Figuras numeradas de 5.9 a 5.10. Estas Figuras seguem a mesma descrição apresentada anteriormente.

Os gráficos construídos para fevereiro de 2014 mostram que os maiores valores de β calculados para ocorreram nos dias 19, o dia da tempestade, 20, 21 e 22, durante a fase de recuperação da tempestade.

Já para o mês de dezembro de 2015 os maiores valores atribuídos aos pontos pretos ocorreram no dia 17, período que antecedeu a tempestade, e no dia 21, durante a fase de recuperação da tempestade. Neste dia é possível observar que os maiores valores de β ocorrem, preponderantemente, ao norte do equador magnético. Os resultados do mês de janeiro de 2016 mostram que os valores máximos de β ocorreram no dia 01, dia em que ocorreu a tempestade. Neste período os maiores valores calculados para o coeficiente β ocorreram ao norte do equador magnético. Os resultados da distribuição latitudinal dos valores médios do coeficiente β para os 7 dias completos dos meses de setembro de 2017 é apresentado na Figura 5.10 e segue a mesma descrição apresentada anteriormente. Os gráficos construídos para este o mês mostram que os maiores valores médios calculados para o coeficiente β ocorrem no dia 8, dia em que ocorreu a tempestade.

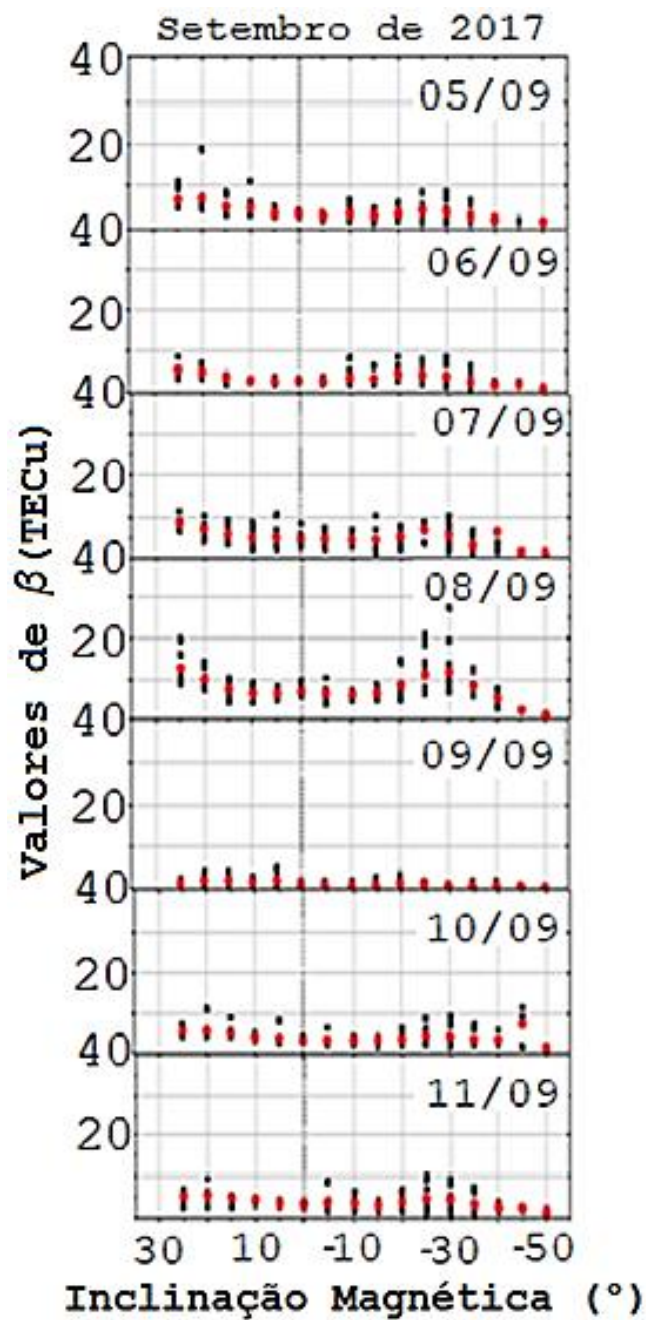
Os valores calculados para o coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de setembro de 2017 é exibido na Figura 5.11. A Figura segue a mesma descrição apresentada anteriormente. Durante o mês de março de 2015 os maiores valores calculados para β ocorrem nos dias 15 e 16 em um período que antecedeu. Nestes dias os maiores valores do coeficiente β ocorreram, preponderantemente, ao sul do equador magnético. As amplitudes de β aumentam nos dias 18, 19 e 20 de março, já na fase de recuperação da tempestade. No dia 18 existe um aumento significativo na amplitude dos valores de β localizados ao norte do equador magnético. No mês de junho as amplitudes de β são baixas, exceto nos dias 21 e 26 quando a amplitude dos valores dos pontos pretos aumenta na região localizada ao sul do equador magnético.

Figura 5.9 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de fevereiro de 2014, dezembro de 2015 e janeiro de 2016 (solstício de verão).



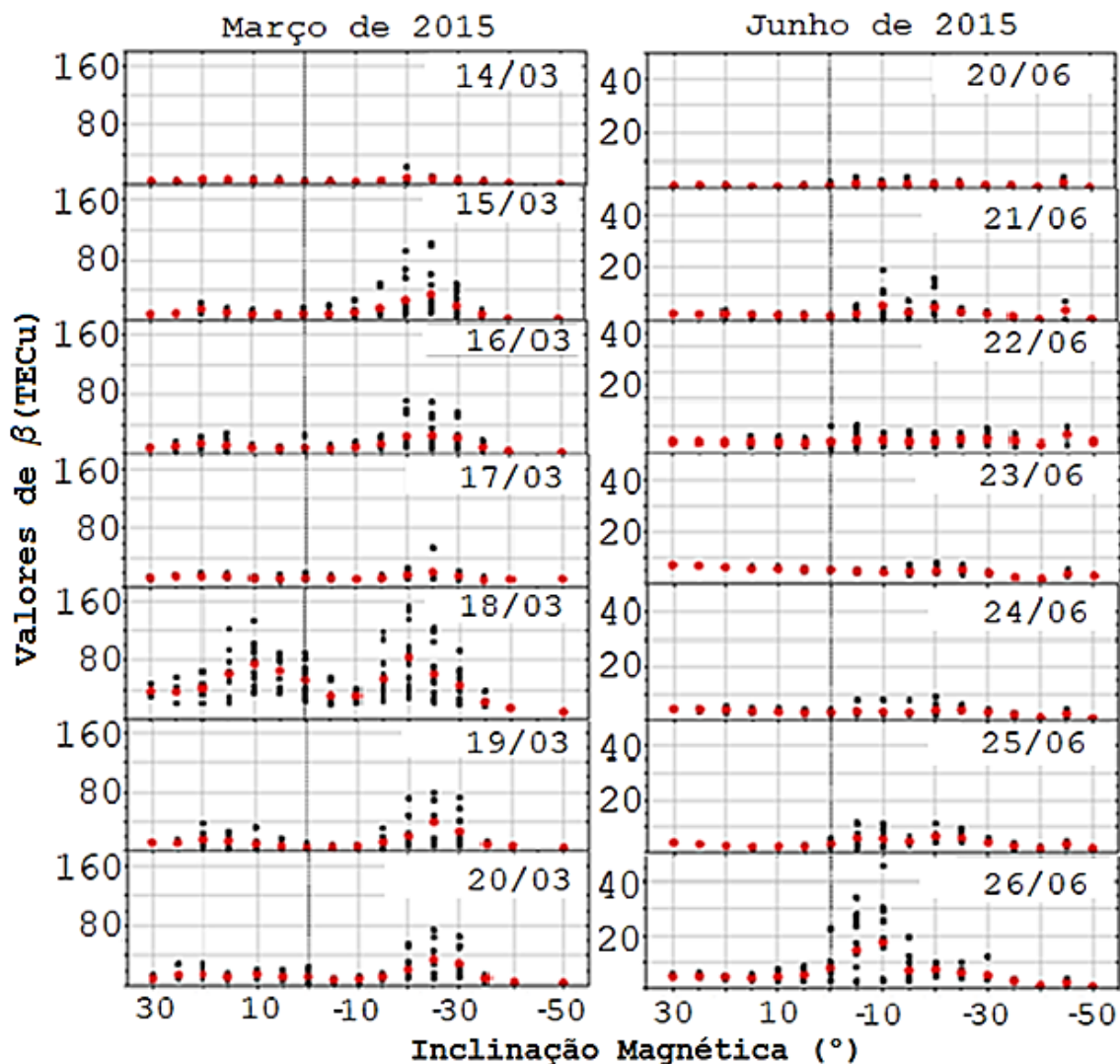
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.10 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de setembro de 2017 (equinócio de primavera).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.11 – Distribuição latitudinal dos valores do coeficiente β para um período de 7 dias completos dos meses de março de 2015 e junho de 2015, equinócio de outono e solstício de inverno, respectivamente.



Fonte: Produção do autor.

Após a apresentação dos resultados exibidos nas Figuras de 5.5 a 5.11, é possível observar que o comportamento do parâmetro β é caracterizado por picos, na maioria das vezes, assimétricos ao norte e ao sul do equador magnético. Dentro do período analisado, durante o solstício de verão e durante o equinócio de primavera, as maiores amplitudes do parâmetro β aconteceram,

preponderantemente, ao norte do equador magnético. Por sua vez, durante o equinócio de outono e solstício de inverno, preponderantemente, ao sul do equador. Esta variação sazonal é um indicativo da influência dos ventos meridionais da ionosfera em localidades próximas ao equador magnético.

O vento meridional convergente, com ventos direcionados para o equador, tendem a manter o plasma em altas altitudes, resultando em um aumento na densidade eletrônica em regiões próximas ao equador, desta forma, as cristas da anomalia equatorial da ionização, são formadas mais próximas do equador magnético e diminuindo assim a assimetria das cristas e do coeficiente β . Já na presença de um vento meridional divergente, direcionados do equador para os polos, o plasma ionizado é arrastado para regiões mais afastadas do equador magnético e transportado para altitudes menores favorecendo as reações de perdas por recombinação, visto que concentração de O_2 e N_2 é maior, desta forma em regiões próximas ao equador devido ao araste iônico e as reações de perdas da ionosfera, existe uma diminuição da densidade eletrônica e os picos tendem a se formarem em regiões mais afastadas do equador magnético (FAGUNDES, 1995; TITHERIDGE, 1995; BATISTA, 2011).

Embora seja possível está associação entre os ventos termosféricos e o comportamento sazonal do coeficiente β , é difícil afirmar com certeza qual o processo físico influencia o comportamento do parâmetro, considerando que fenomenologia que envolve a ionosfera tem dependência com a hora local (bolhas de plasma ocorrem prioritariamente no período noturno, AEI tem seu início por volta das 0800 LT permanecendo até aproximadamente 0300 LT, corrente do eletrojato equatorial e a camada F_3 com duração das 0900 às 1300 LT, por exemplo) e os maiores valores de β foram definidos independentemente do horário em que este valor foi calculado, de qualquer maneira, para este trabalho, a definição da metodologia do cálculo de β atende o objetivo do estudo: a definição de um evento extremo.

Após definir os maiores valores de β em função da latitude magnética e ordená-los de acordo com a estação do ano e intensidade da tempestade magnética, os

resultados de β máximo calculados para cada mês foram confrontados entre si. Neste momento do trabalho, foi decidido selecionar o mês onde ocorreu a tempestade que apresentou os maiores valores de β . Para os meses em que não foi possível a comparação de valores entre meses coincidentes, considerou-se os valores do mês onde foi possível o cálculo de β . Em seguida os meses foram sequenciados de forma a completar “um ano”. Os resultados da distribuição latitudinal dos maiores valores do coeficiente β ao longo deste “um ano” são apresentados na Figura 5.12. Na Figura, os pontos vermelhos representam a média dos maiores valores de β em função da inclinação magnética e as barras azuis um desvio padrão superior.

Neste ponto é importante salientar que é necessário analisar se o critério definido para a seleção das tempestades ainda precisa de um aperfeiçoamento. Esta análise pode ser realizada utilizando mais tempestades. De qualquer forma, sabe-se que o critério criado é capaz de atender ao objetivo deste trabalho.

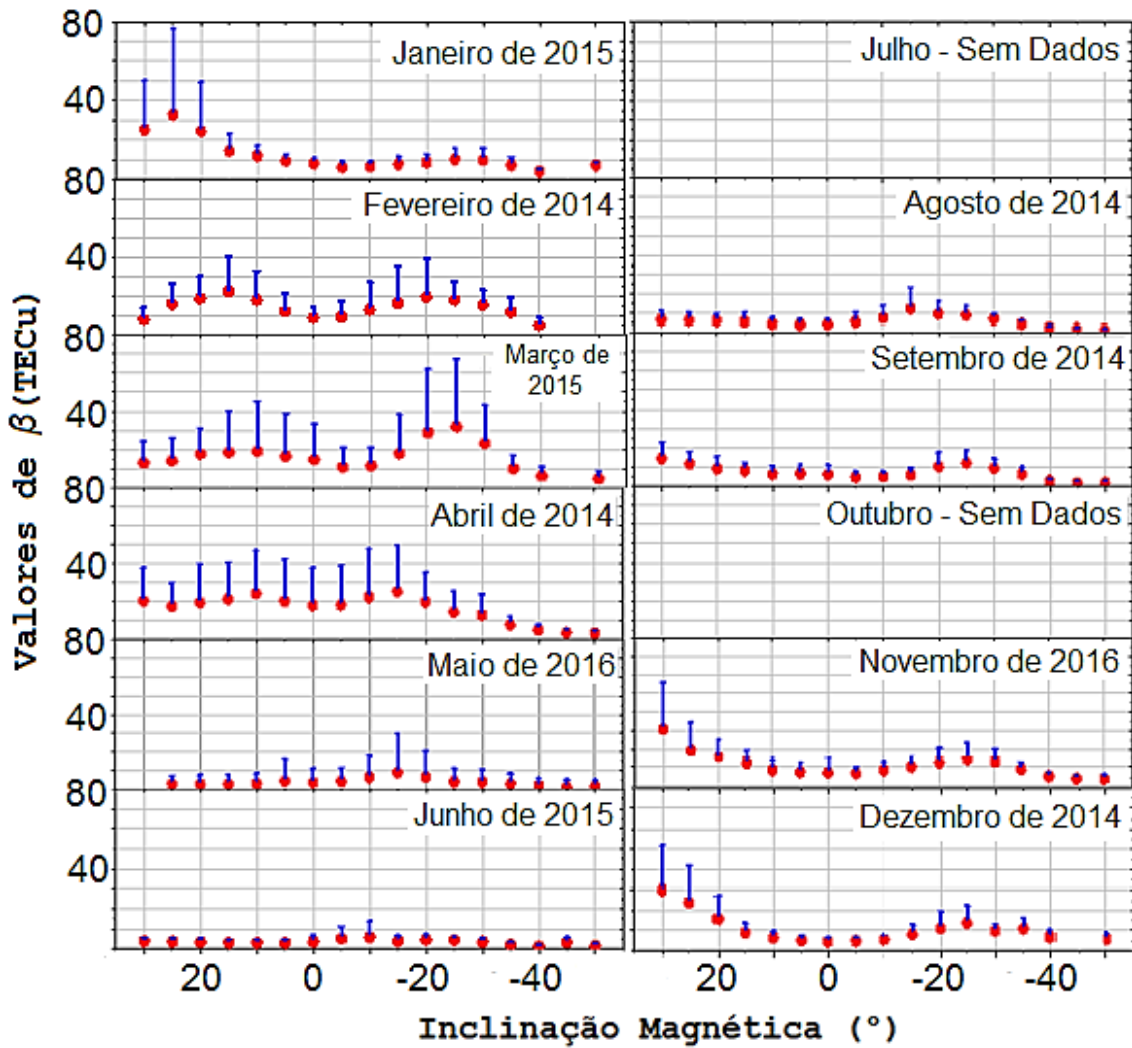
Analisando as Figuras numeradas de 5.5 a 5.12, é possível perceber que tempestades distintas afetam diferentemente a ionosfera equatorial e de baixa latitude. Em outras palavras, os diferentes fenômenos e dinâmicas das latitudes equatoriais (e.g. EPB) e baixa (e.g. EIA) parecem responder com gradações independentes aos efeitos das tempestades magnéticas, apesar de levarem a respostas semelhantes. E isso parece estar se refletindo no DIX. Neste caso, existe uma tendência de que a dependência da resposta da ionosfera ocorra devido a sazonalidade e não a intensidade relativa da tempestade magnética. Até porque, diferentes fenômenos (e.g. EPB vs EIA) apresentam diferentes mecanismos de geração (e.g. deriva, ventos, alinhamento magnético e condutividades das EPB vs predominantemente deriva da EIA). Esta tendência pode ser confirmada ao se realizar uma análise comparativa entre as Figuras numeradas de 5.5 a 5.11 e entre os meses apresentados na Figura 5.12. Durante a ocorrência de uma tempestade magnética, os campos elétricos são um dos principais agentes de modificação da ionosfera, pois afetam a maioria dos fenômenos (e.g. EPB e EIA). Eles podem alterar o comportamento dos dínamos

ionosféricos e conseqüentemente o comportamento a dinâmica da ionosfera de maneira mais ou menos intensa. Estes campos elétricos associados aos ventos termosféricos que no solstício de verão sopram para o norte, quando cruzam o equador magnético, aumentam a crista da EIA.

O resultado apresentado para o solstício de verão é subsidiado pelos resultados dos equinócios de outono e primavera. Nestes períodos é possível observar um aumento das cristas tanto ao norte como o sul do equador magnético. Isso indica que existe um aumento na deriva ascendente do plasma tanto para o período de equinócio quanto para o período de solstício. Além disso, a análise indica que esta intensificação, não ocorre ou é menos evidente durante o solstício de inverno. Infelizmente o número de tempestades analisado ainda é reduzido, mas se o trabalho fosse suportado por mais tempestades, seria possível teorizar que o pico durante o solstício de inverno seria caracterizado por picos mais pronunciados ao sul do equador. Além disso, os resultados indicam que as respostas da ionosfera durante o verão tendem a ser mais intensas que a respostas durante o inverno que tendem a serem menos intensas, ou seja, as respostas são semelhantes, porém com direções distintas. Esta diferença na intensidade das repostas da ionosfera durante períodos perturbados pode ser explicada pela variação semianual do TEC.

Os resultados apresentados ilustram os valores máximos do β dentro de um desvio padrão em função da sazonalidade e da inclinação magnética. Estes resultados indicam os valores de β em que o DIX atinge o valor máximo de 5, aproximando-se da definição de um evento extremo. Esta definição completa a análise preliminar desenvolvida para a definição das características do comportamento do parâmetro β . Com o perfil mensal de β definido, foi possível definir um evento extremo, o qual foi caracterizado pelo maior valor do parâmetro β dentro de um desvio padrão, considerando o desvio padrão superior.

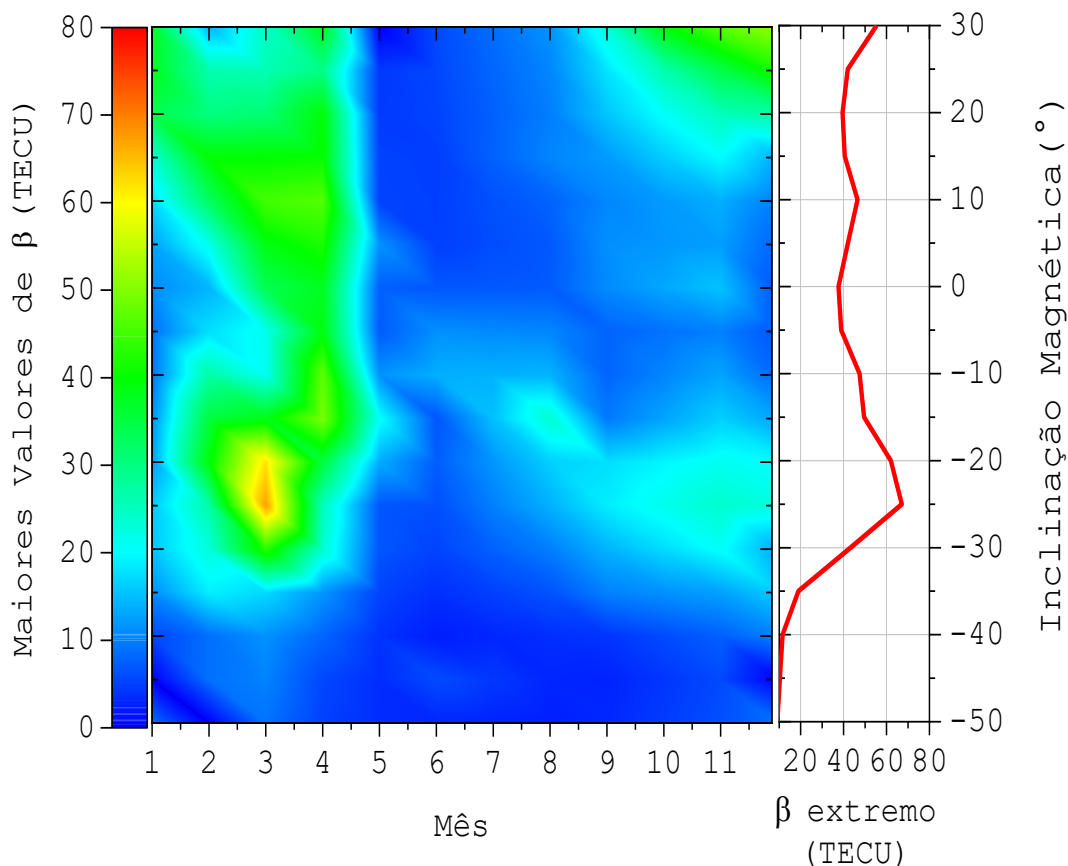
Figura 5.12 - Distribuição latitudinal dos maiores valores do coeficiente β .



Fonte: Produção do autor.

O perfil do evento extremo é mostrado na Figura 5.13. Nesta Figura é possível observar a variação mensal (eixo horizontal) em função da latitude magnética (eixo vertical) do valor de β (em cores). Já direita, é exibido o perfil latitudinal do valor de β extremo, o qual considera cada setor latitudinal, caracterizando, assim, o perfil extremo do valor de β em função da latitude magnética e da estação do ano.

Figura 5.13 – Perfil de β extremo para o período de 2013 a 2017.



Fonte: Produção do autor.

É relevante salientar que os maiores valores de β ocorrem prioritariamente no mês de março, refletindo o evento extremo da tempestade de St Patrick, a qual afetou significativamente o TEC ionosférico (ASTAFYEVA et al., 2015; WU et al., 2016; VENKATESH et al., 2017). Além disso, para os meses de junho e outubro foi realizada uma interpolação utilizando as *splines* cúbicas. Este método é constituído de polinômios de terceira ordem por partes que passam por um conjunto de m pontos de controle. Além disso, este método fornece um polinômio de interpolação mais suave e com erro menor comparado a outros polinômios de interpolação, evitando os problemas de bordas, por exemplo. Definindo o perfil de um evento extremo podemos seguir para a etapa final: a construção dos mapas de DIX.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste Capítulo serão apresentados os resultados dos mapas de DIX para dois períodos calmos: o primeiro de 13 a 14 de fevereiro de 2015 e o segundo no dia 10 de dezembro de 2015. Além dos períodos calmos, também serão apresentados os resultados dos mapas de DIX para três tempestades magnéticas: a tempestade extrema ocorrida em março de 2015 (*St. Patrick Storm*), a tempestade intensa ocorrida em dezembro de 2015 e a tempestade moderada ocorrida em abril de 2014. Os resultados obtidos serão confrontados com dados tradicionalmente usados em pesquisas, tais como imageamento da ionosfera que são capazes de identificar bolhas de plasma (PAULINO et al., 2010; 2011a; PIMENTA et al., 2001; 2003; SANTANA et al., 2001). Além disso, serão confrontados com dados de ionogramas que mostram espalhamento da camada F que são notadamente associados a bolhas de plasmas (ABDU et al. 1998; ABDU, 2012; BESHIR et al., 2020; HOANG et al., 2010).

6.1 DIXMap para períodos calmos e períodos perturbados

Após a definição do método de seleção do dia de referência, da seleção dos valores do coeficiente α e da determinação da distribuição latitudinal típica do parâmetro β , o próximo passo foi a construção do DIXMap. Os mapas de DIX, os quais possuem a mesma resolução de espaço e tempo do TECMaps fornecidos pelo EMBRACE/INPE, foram construídos utilizando a Equação 5.2 e considerando o perfil de β extremo definido na Seção anterior. Desta forma, para exemplificar os resultados obtidos com o novo DIX, foram selecionados os dias 14 de fevereiro de 2015 e 10 de dezembro de 2015 (períodos magneticamente calmos), o período da tempestade de abril de 2014 (tempestade moderada), o período da tempestade de dezembro de 2015 (tempestade intensa) e o período da tempestade de St. Patrick (tempestade extrema).

6.2. Análise comparativa da resposta da ionosfera durante períodos calmos

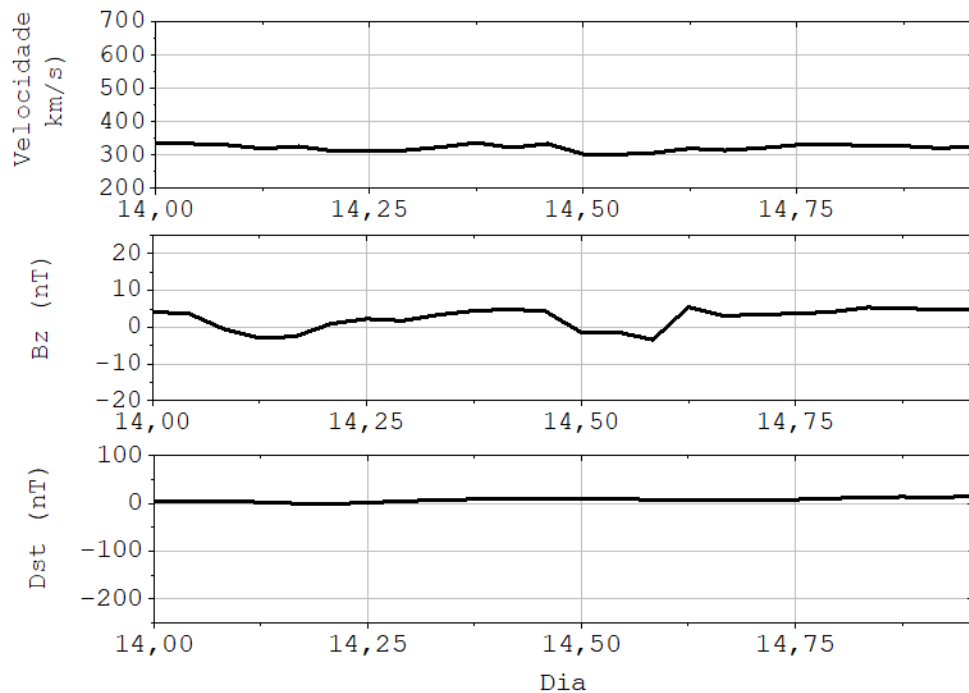
Além dos efeitos dos ventos neutros, dos campos elétricos e da alteração da produção e perda dos íons durante os períodos perturbados, a distribuição do plasma da ionosfera também pode ser alterada em períodos geomagneticamente calmos. Nesse sentido, a presente seção visa ilustrar o comportamento do índice DIXMap durante períodos geomagneticamente calmos, em especial durante o período noturno de 13 de fevereiro a partir das 2300 UT, até 14 de fevereiro até as 0400 UT, período calmo, cujo o Dst oscilou entre 15 nT e 21 nT. Os mapas também foram construídos para o dia 10 de dezembro de 2015, das 0110 às 0600 UT, período em que o Dst oscilou entre -8 e 9 nT.

6.2.1 Análise comparativa da resposta da ionosfera para o dia 14 de fevereiro de 2015

Nesta Seção serão utilizados dados das variações de alguns parâmetros interplanetários e geofísicos para o dia 14 de fevereiro de 2015 para caracterizar o período calmo. Os parâmetros interplanetários e geofísicos são representados pela variação da velocidade do vento solar, pela intensidade e direção da componente B_z do campo magnético interplanetário e pelo índice Dst. Estes parâmetros são apresentados na Figura 6.1. Após a caracterizar que o dia 14 de fevereiro se trata de um dia calmo, os DIXMaps foram construídos dentro dos critérios apresentados até aqui nas seções anteriores desta tese.

Analisando a Figura 6.1, é possível observar que os valores da componente B_z do campo magnético interplanetário oscilaram entre -05 e 05 nT. Porém, estas oscilações parecem não ter causado perturbações magnéticas, uma vez que o valores do Dst para o mesmo período mostraram pouca variação. O valor da velocidade do vento solar não ultrapassou 350 km/s, mantendo-se quase constantes ao longo do dia.

Figura 6.1 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico para o dia 14 de fevereiro de 2015.



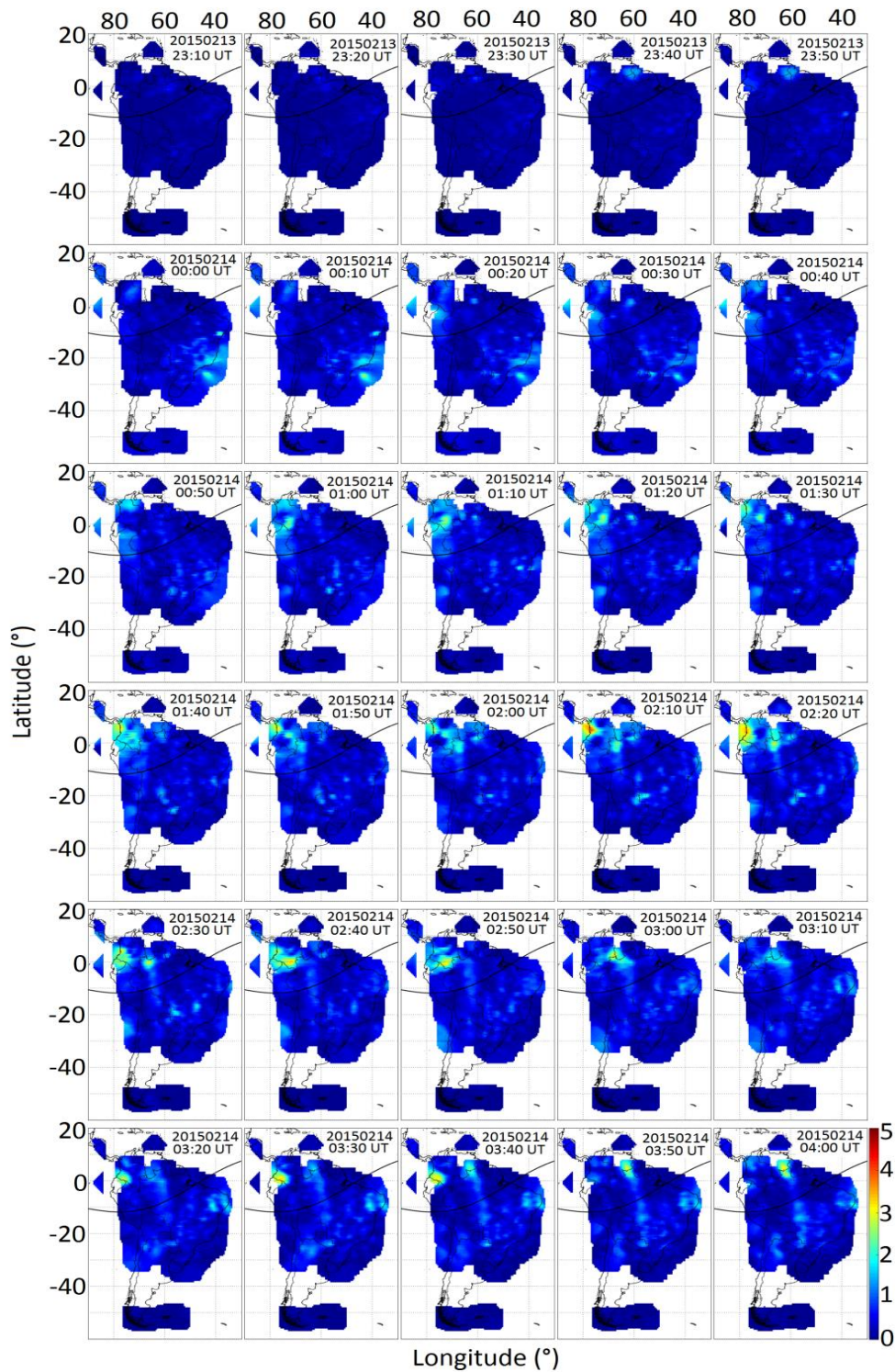
Fonte: Produção do autor.

Os resultados dos mapas de DIX são apresentados na Figura 6.2. Os mapas de DIX obtidos cobrem uma faixa latitudinal entre 10°N e 60°S e uma faixa longitudinal entre 90°W e 30°W, com resolução de 5° em ambas as coordenadas. O DIXMap apresenta uma escala de cores que mostra a intensidade do DIX.

Esta escala varia entre 0 (azul, período calmo) e 5 (vermelho, período extremamente perturbado) e possui relação com os graus de perturbação definidos na Tabela 5.2.

Ainda nos mapas, a linha preta contínua sobre o mapa representa o equador magnético. Além disso, os DIXMaps têm uma resolução temporal de 10 minutos.

Figura 6.2 – Sequência de DIXMaps obtidos para os dias 13 e 14 de fevereiro de 2015.



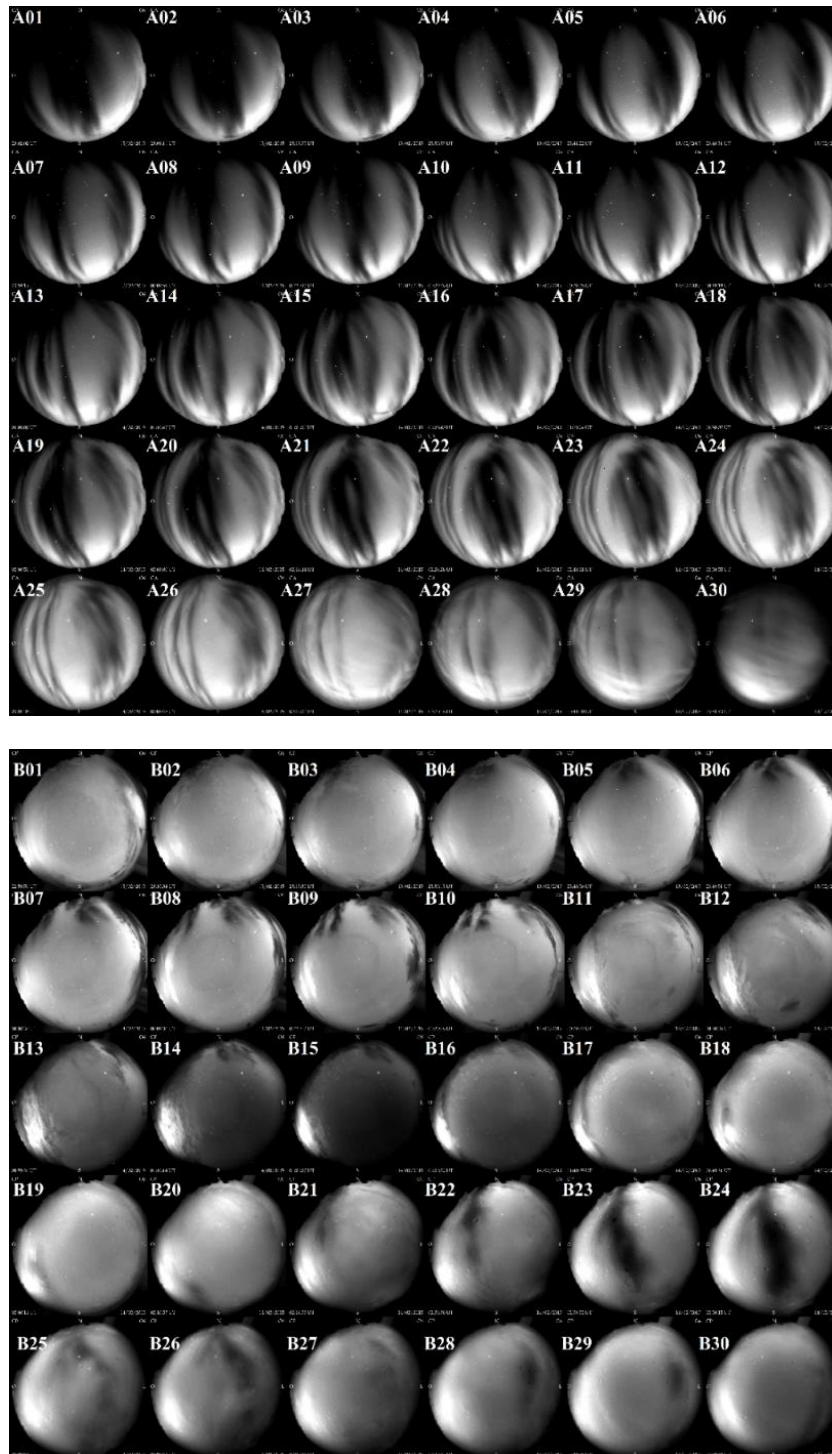
Fonte: Produção do autor.

Para este conjunto de mapas foram considerados os dias 13 de fevereiro, a partir das 2310 UT, e o dia 14 de fevereiro, até as 0400 UT. A sequência de DIXMaps apresentada na Figura 6.2, mostra regiões fracamente perturbadas, com valores de DIX próximos de 2, a partir das 0000 UT ao sul do equador magnético, além disso, estas regiões perduraram até as 0400 UT. Por volta da 0140 UT surgiram regiões perturbadas, com valores do DIX próximos de 3, ao norte do equador magnético, cuja perturbações perduraram até as 0400 UT do período analisado. Observando as regiões perturbadas, localizadas ao norte do equador, e as regiões fracamente, perturbadas localizadas ao sul do equador magnético, foi possível perceber um movimento destas regiões para a direção leste do continente.

A seguir uma sequência de imagens geradas por imageadores é apresentada na Figura 6.3. Os imageadores estão instalados na estação de Cachoeira Paulista (representada pela letra A na parte superior das imagens) e na estação de São João do Cariri (representada pela letra B na parte superior das imagens) para o período de 13 a 14 de fevereiro de 2015. Analisando a sequência de imagens, é possível observar o desenvolvimento de bolhas de plasma sobre a estação de São João do Cariri durante todo o período de observação. A imagem A01, registrada no dia 13 de fevereiro de 2015 as 2300 UT, mostra duas bolhas de plasma cobrindo o campo de visão oeste do imageador *all-sky*. Nas imagens seguintes é possível observar que as bolhas se movem para o leste. À medida que as bolhas alcançam a região leste do campo de visão do imageador, é possível observar que novas bolhas surgem na região oeste do campo de visão do equipamento.

Com as imagens registradas na estação de São João do Cariri, durante o período analisado, possibilita a identificação da ocorrência de uma série de eventos de bolhas de plasma com várias bifurcações, conforme é possível observar na imagem A15 (0020 UT). O padrão das ocorrências se repete durante toda a noite até 0350 UT quando algumas nuvens cobriram as imagens e não foi mais possível obter bons dados de aeroluminescência.

Figura 6.3 - Sequência de imagens de imageadores registradas em São João do Cariri (A) e Cachoeira Paulista (B) de 2300 UT do dia 13 de fevereiro as 03:50 UT do dia 14 de fevereiro 2015, com uma resolução de 10 minutos.



Fonte: Denardi et al. (2020a).

O imageador instalado na estação de Cachoeira Paulista, mesmo com o equipamento parcialmente encoberto pelo mau tempo, registrou o desenvolvimento de bolhas de plasma entre as 2340 UT, imagem B05, e 0500 UT, imagem B12. Por volta das 0220 UT (B21), sob as condições climáticas melhores, é possível identificar o desenvolvimento de bolhas de plasma a oeste do campo de visão do equipamento. Além disso, é possível verificar um deslocamento das estruturas para o leste e observar um aumento de sua extensão, imagens B23 (0240 UT) e B24 (0250 UT). A partir das 0300 UT o mau tempo voltou a encobrir o imageador, impedindo o registro de boas imagens. Portanto, as imagens registradas nas estações de São João do Cariri (A) e Cachoeira Paulista (B) e agrupadas na Figura 6.3, sugerem a ocorrência de bolhas de plasma durante toda a noite nas duas estações. Após seu desenvolvimento, as estruturas deslocam-se para direção leste do campo de visão do imageador. Além disso, neste período, as bolhas de plasma estenderam-se para o sul até alcançar regiões próximas a crista sul da AEI, onde está localizada a estação de Cachoeira Paulista.

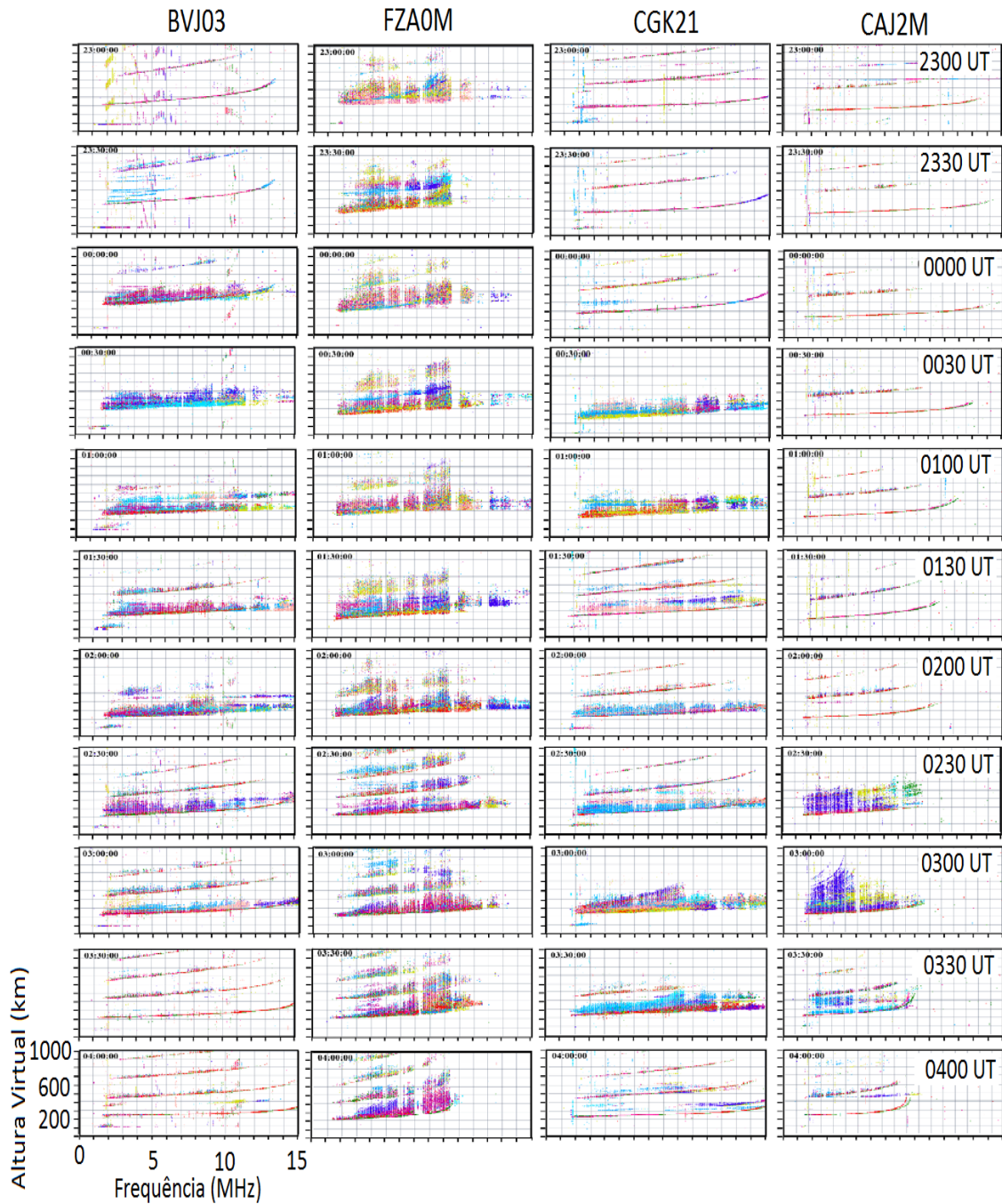
Para se confrontar os dados dos mapas de DIX como dados de ionosondas, uma sequência de ionogramas registrados nas estações de Boa Vista, Fortaleza, Campo Grande e Cachoeira Paulista para o período de 13 a 14 de fevereiro de 2015 é mostrada na Figura 6.4. A sequência de ionogramas selecionados na Figura 6.4 mostra, na região equatorial de Fortaleza (segunda coluna da esquerda), a presença de *spread-F* durante todo o período analisado. As imagens geradas na estação de São João do Cariri e mostradas na Figura 6.3, confirmam a presença de EBPs durante o período analisado, desta forma, pode-se supor que o espalhamento no traço da camada F observados nos ionogramas da estação de Fortaleza ocorreram devido o desenvolvimento destas bolhas de plasma.

Os ionogramas registrados em Campo Grande mostram um espalhamento do traço da camada F entre 0030 e 0330 UT durante o período estudado. Já os ionogramas registrados na estação de Cachoeira Paulista, apresentam uma boa

concordância com as imagens geradas pelo imageador instalado na mesma estação. O espalhamento ocorrido nos ionogramas registrados na estação entre as 02:30 e 03:30 UT, corresponde ao mesmo período da ocorrência das bolhas de plasma observada nas imagens B24, B25 e B26 e mostradas na Figura 6.3. Sendo assim, o espalhamento observado nas estações de Fortaleza, Campo Grande e Cachoeira Paulista, está associado ao desenvolvimento de bolhas de plasma, as quais se desenvolvem nas regiões equatoriais, crescem em altura e estendem-se para regiões afastadas do equador, podendo ser observadas ao sul do equador magnético. Adicionalmente, se compararmos os ionogramas registrados em Boa Vista e Campo Grande, pode-se observar um comportamento semelhante entre eles, porém com uma defasagem de aproximadamente 30 minutos.

Dentro deste cenário, ao comparar os resultados obtidos pelos imageadores e pelas ionossondas, com os mapas de DIX construídos para o mesmo período, e mostrados na Figura 6.2, pode-se identificar, como descrito anteriormente, regiões fracamente perturbadas, com valores de DIX em torno de 2, em regiões próximas a crista sul da EIA após 0000 UT e que perduram por todo o período analisado. No período analisado, também foi possível observar regiões perturbadas, onde o DIX alcançou valores em torno de 3, ao norte do continente a partir das 0140 UT. Estas regiões onde o DIX apresentou seus maiores valores, indicando uma ionosfera perturbada, parecem se mover para leste do continente à medida que o tempo passa. Estas regiões podem estar relacionadas com aos movimentos das bolhas de plasmas registradas nos imageadores e nas ionossondas. Esta relação pode ser ilustrada comparando, respectivamente, os DIXMaps construídos para o dia 14 de fevereiro de 2015 as 0220 UT, 0230 UT, 0240 UT e 0250 UT, agrupados na Figura 6.2, e as imagens A20, A21, A22 e A23, agrupadas na Figura 6.3.

Figura 6.4 - Sequência ionogramas registrados em Boa Vista, Fortaleza, Campo Grande e Cachoeira Paulista de 2300 UT (2000 LT) do dia 13 de fevereiro as 0400 UT (0100 LT) do dia 14 de fevereiro 2015, com uma resolução de 30 minutos.



Fonte: Denardi et al. (2020a).

Ainda nos mapas de DIX, é possível observar que as regiões com o tom de azul mais claro, além de moverem-se para o leste, são alinhadas latitudinalmente, de acordo com o esperado para bolhas de plasma. A observação deste movimento para leste das regiões mais perturbadas da ionosfera é possível pelo fato dos mapas de DIX apresentarem uma cobertura geográfica mais ampla, cobrindo toda a América do Sul, se compararmos com os imageadores e as ionossondas. O estudo deste primeiro período calmo, mostra que o DIXMap é capaz de responder a ocorrência de EPB, com boa concordância com os dados gerados por imageadores, e de spread F, com boa concordância com os ionogramas registrados pelas ionossondas, além de contemplar uma cobertura geográfica mais ampla do que a cobertura contemplada pelos bem estabelecidos equipamentos de monitoramento, como o imageador e a ionossonda. Durante o período de ocorrência da bolha de plasma, o DIX alcançou valores em torno de 3.

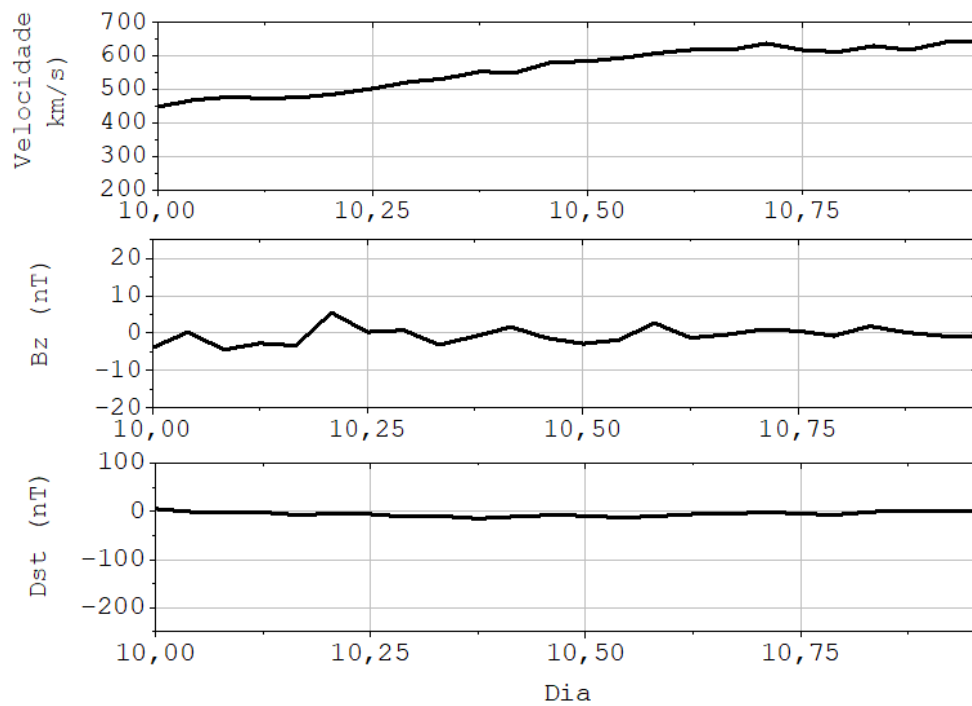
6.2.2 Análise comparativa da resposta da ionosfera para o dia 10 de dezembro de 2015

Nesta Seção, como descrito na Seção anterior, serão utilizados dados das variações de alguns parâmetros interplanetários e geofísicos para o dia 10 de dezembro de 2015 para caracterizar o período calmo. Após esta caracterização, serão apresentados os resultados dos DIXMaps. Os resultados obtidos pelos mapas de DIX serão comparados com os dados de ionossondas e de imageadores. As Figuras que serão apresentadas nesta Seção seguem a mesma descrição das Figuras apresentadas nas seções anteriores.

Durante o dia 10 de dezembro, os valores da velocidade do vento solar alcançaram 650 km/s, mas, aparentemente, estes valores parecem não ter causado perturbações magnéticas, uma vez que os valores do Dst para o mesmo período mostraram pouca variação. Como o critério para o cálculo do DIX é baseado nos valores do Dst, mesmo com o aumento dos valores da velocidade do vento solar, este dia foi considerado magneticamente calmo. Os valores da

componente Bz do campo magnético interplanetário oscilaram entre -05 e 05 nT ao longo do dia. Os parâmetros interplanetários e geofísico para o dia 10 de dezembro de 2015 são apresentados na Figura 6.5. Estes parâmetros foram utilizados para caracterizar a análise o dia calmo.

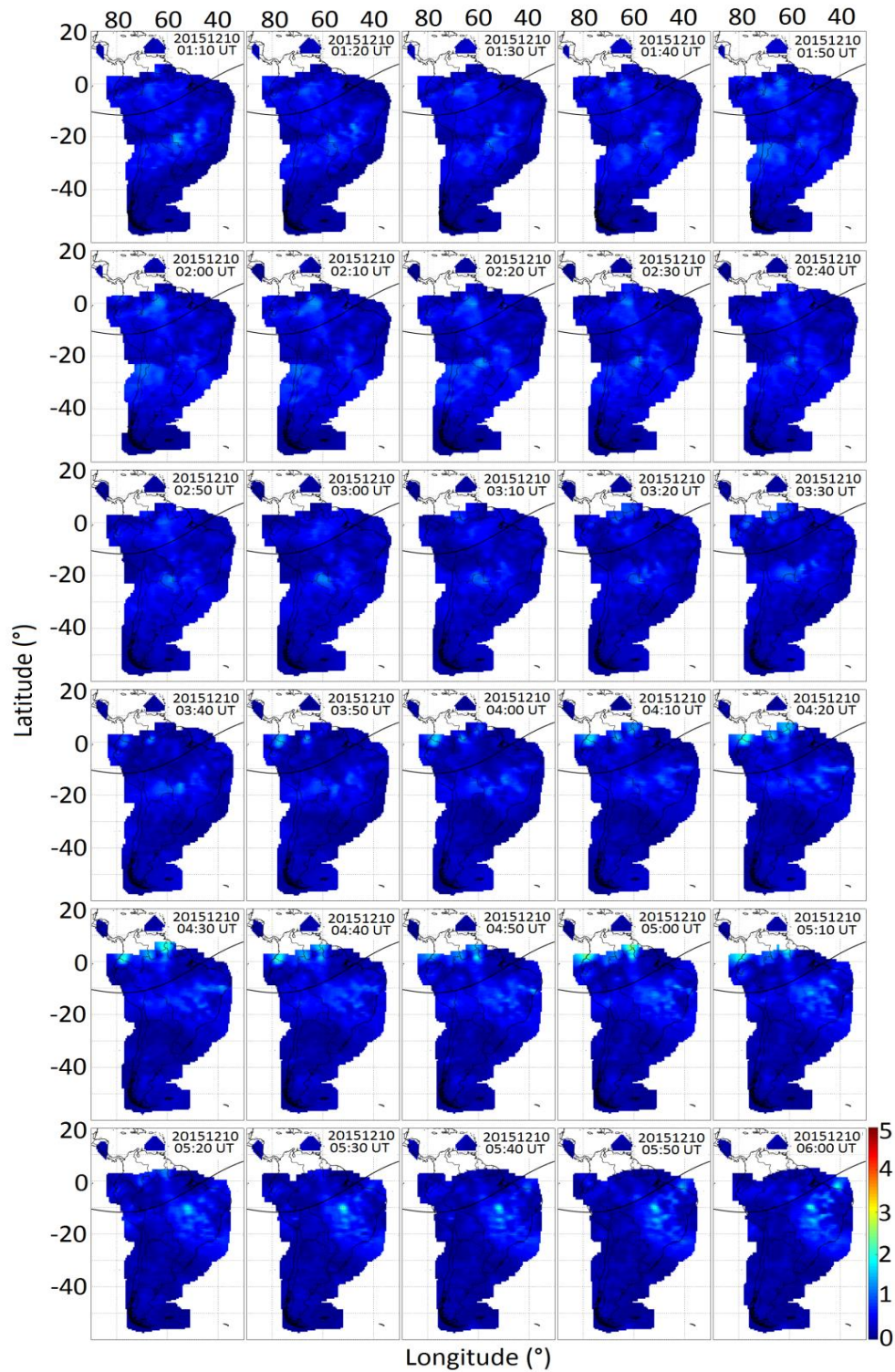
Figura 6.5 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico para o dia 10 de dezembro de 2015.



Fonte: Produção do autor.

A seguir, uma sequência de DIXMaps construídos para a noite de 10 de dezembro de 2015 entre 0110 UT e 0600 UT é apresentada na Figura 6.6. Os mapas de DIX foram construídos utilizando a Equação 5.2, os critérios definidos nas seções anteriores e dentro das condições interplanetárias e geofísicas definidas na Figura 6.5.

Figura 6.6 – Sequência de DIXMaps obtidos para o dia 10 de dezembro de 2015.



Fonte: Produção do autor.

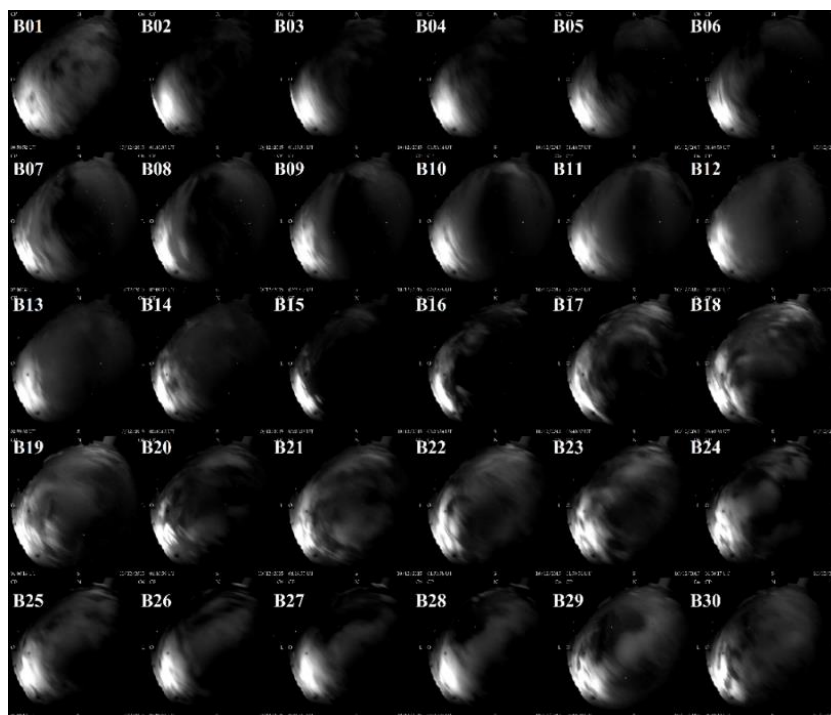
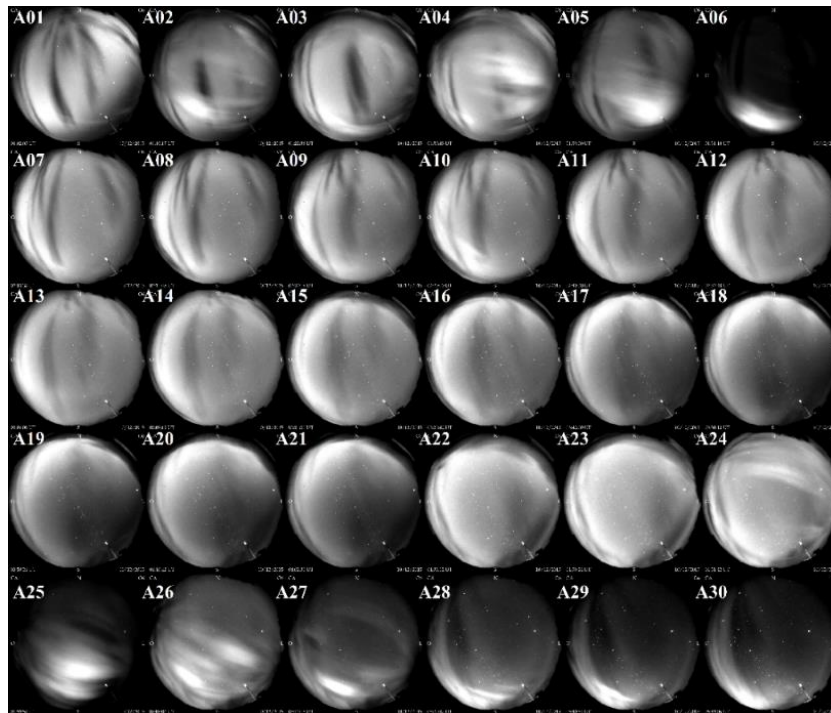
Analisando esta segunda sequência de mapas construídos para o período magneticamente calmo de 10 de dezembro de 2015, é possível notar o surgimento de regiões fracamente perturbada, a partir das 0110 UT, ao sul, afastadas, do equador magnético.

Já as 0200 UT foi possível observar o surgimento de regiões fracamente perturbadas ao norte do equador. Mesmo com uma intensidade fracamente perturbada estas regiões, localizadas tanto ao norte quanto ao sul do equador, perduraram por quase todo o período analisado. Adicionalmente, comparando as sequências dos DIXMaps construídos para os dois períodos magneticamente calmos, 13 e 14 de fevereiro de 2015 e 10 de dezembro de 2015, foi possível observar que os distúrbios ocorridos no segundo período foram menos intensos que os ocorridos no primeiro período.

A seguir uma sequência de imagens geradas por imageadores é apresentada na Figura 6.7. As imagens foram geradas por imageadores instalados nas estações de São João do Cariri (A) e de Cachoeira Paulista (B) para o dia 10 de dezembro de 2015 das 0100 às 0550 UT. As imagens registradas pelo equipamento instalado na estação de São João do Cariri mostram o desenvolvimento e a movimentação de EPBs sobre ao equador no período entre as 0100 UT, imagem A01, e as 03:10 UT e no período entre as 0530 UT, imagem A28, e as 0550 UT, imagem A30.

As estruturas não são observadas na imagem A06, quando ocorreu, provavelmente, um erro no registro dos dados e nas imagens de A22 a A24 quando o campo de visão do equipamento estava encoberto pelo mau tempo. Observando as estruturas desenvolvidas neste segundo período calmo, é possível perceber que as bolhas de plasma não são tão extensas quanto as que foram observadas no primeiro período analisado (13 e 14 de fevereiro de 2015).

Figura 6.7 - Sequência de imagens de imageadores registradas em São João do Cariri (A) e Cachoeira Paulista de para o dia 10 de dezembro de 2015 das 0100 UT as 0550 UT, com uma resolução de 10 minutos.



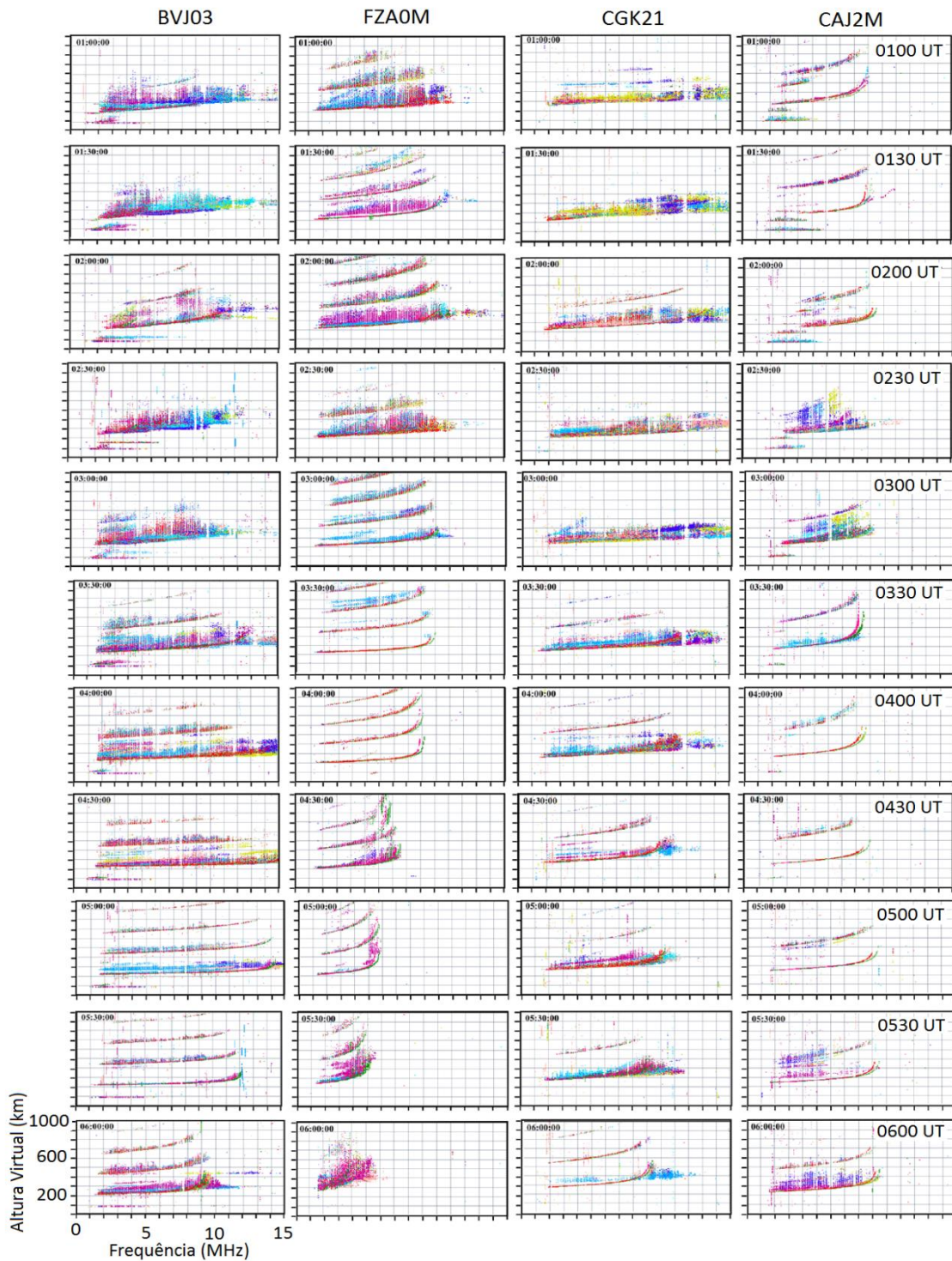
Fonte: Denardi et al. (2020a).

Não foi possível fazer uma análise das imagens registradas na estação de Cachoeira Paulista, uma vez que o mau tempo na região impossibilitou a geração de imagens adequadas. Já no conjunto de ionogramas mostrados na Figura 6.8, é possível perceber que mesmo as bolhas de plasma tendo um desenvolvimento menor, comparando com as estruturas analisadas no primeiro período, a ocorrência destas bolhas foi refletida nos ionogramas registrados para o mesmo período.

Os ionogramas registrados na estação de Fortaleza, e mostrados na Figura 6.8, mostram a ocorrência de Spread-F no período entre as 0100 e as 03:10 UT e no período entre as 0530 e as 0600 UT, quando a densidade de elétrons estava baixa e a altura da camada F estava maior que o período anterior. O período de ocorrência do Spread-F observado nos ionogramas coincide com a ocorrência de EPB observada nas imagens distribuídas na Figura 6.7.

Desta forma, neste segundo caso, o DIXMap foi capaz de responder não apenas a ocorrência de EPB, com boa concordância com os dados gerados por imageadores, e de spread F, com boa concordância com os ionogramas registrados pelas ionossondas, mas também foi capaz de responder a intensidade da perturbação ocasionada pelas EPBs. Além de contemplar uma cobertura geográfica mais ampla do que a cobertura contemplada pelos bem estabelecidos equipamentos de monitoramento. Durante a ocorrência da EPB, os valores do DIX alcançaram valores em torno de 2.

Figura 6.8 - Sequência de ionogramas registrados em Boa Vista, Fortaleza, Campo Grande e Cachoeira Paulista para o dia 10 de dezembro de 2015 das 0100 UT as 0550 UT, com uma resolução de 30 minutos.



Fonte: Denardi et al. (2020a).

6.3 Análise comparativa da resposta da ionosfera durante períodos perturbados

Nesta Seção será realizada uma análise comparativa entre os DIXMaps e os dados de ionogramas de maneira similar ao que foi realizado na Seção anterior. Além disso, os DIXMaps serão confrontados com os dados de TEC com o objetivo de analisar a expansão e a retração da AEI durante o período estudado. Para este estudo, serão gerados mapas de DIX para três tempestades magnéticas: a tempestade moderada ocorrida em abril de 2014, a tempestade intensa ocorrida em dezembro de 2015 e a tempestade extrema ocorrida em março de 2015 (*St. Patrick Storm*). Serão apresentados, ainda, os valores das variações dos parâmetros interplanetários e geofísicos para o período em que as tempestades ocorreram. Estes parâmetros têm como objetivo demonstrar em que contexto se encontrava a relação Sol-Terra durante o período estudado.

6.3.1 Análise comparativa da resposta da ionosfera para a tempestade moderada de abril de 2014

Nesta Seção, serão utilizados dados das variações de alguns parâmetros interplanetários e geofísicos para um período entre 09 e 16 de abril de 2014 para caracterizar o período perturbado. Após esta caracterização, serão apresentados os resultados dos DIXMaps. Os resultados obtidos pelos mapas de DIX serão comparados com os dados de ionosondas e com dados de TEC. As Figuras que serão apresentadas nesta Seção seguem a mesma descrição das Figuras apresentadas anteriormente.

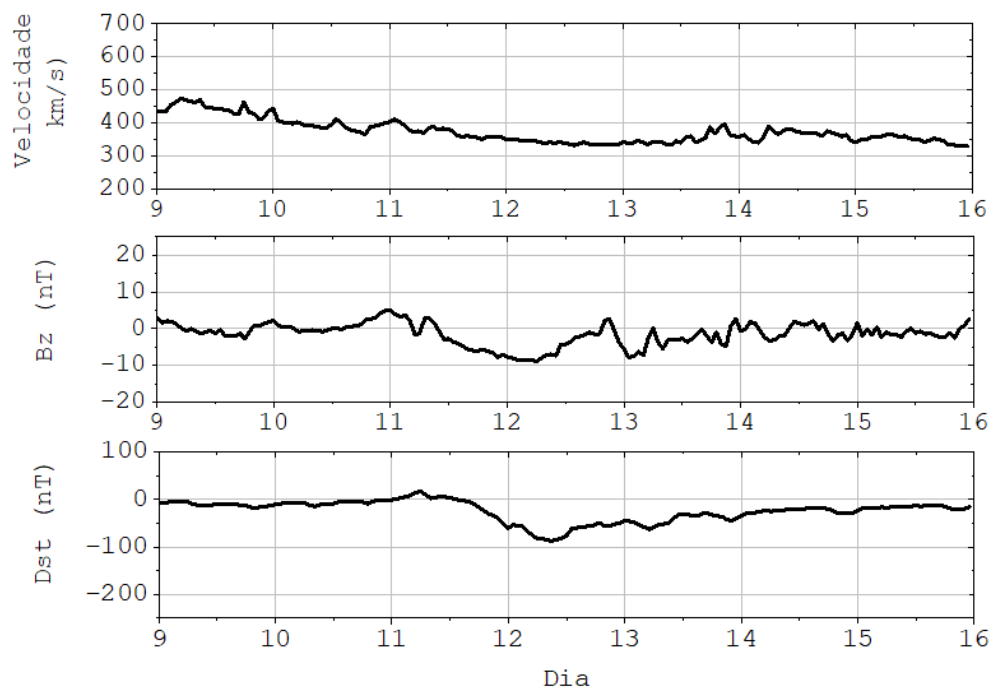
A tempestade moderada aconteceu entre os dias 11 e 16 de abril de 2014. No dia 07 de abril ocorreu uma *CME* as 2128 UT com uma velocidade de propagação em torno de 490 km/s, atingindo a Terra no dia 11 de abril de 2014, conforme registrado no site <https://cdaw.gsfc.nasa.gov/>.

No dia 09 de abril o vento solar alcançou uma velocidade próxima a 500 km/s e a partir do dia 10 de abril, oscilou entre 350 e 400 km/s, como mostra os gráficos

da Figura 6.9. O SSC teve início por volta das 0200 UT do dia 11 de abril de 2014. Na manhã deste dia, a componente B_z estava na direção norte com valores positivos próximos a 05 nT. A variação da componente B_z é mostrada na Figura 5,14b.

Após o SSC, a componente apresentou valores negativos, iniciando a fase principal da tempestade. A fase principal da tempestade teve início por volta das 1400 UT e a componente B_z alcançou valores próximos a -10 nT. Neste período, o Dst continuou diminuindo até alcançar -87 nT, às 1000 UT no dia 12 de abril, iniciando, em seguida, a fase de recuperação da tempestade. A fase de recuperação persistiu até as 1100 UT do dia 16 de abril, quando atingiu 10% do valor mínimo do Dst, registrado durante a fase principal da tempestade (KAMIDE et al., 1998).

Figura 6.9 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico durante a tempestade moderada de abril de 2014.



Fonte: Produção do autor.

Após a definição do período perturbado, os mapas de DIX foram construídos para um período entre os dias 11 e 14 de abril de 2014. Os mapas foram elaborados utilizando a Equação 5.2, os critérios definidos nas seções anteriores e dentro das condições interplanetárias e geofísicas definidas na Figura 6.9.

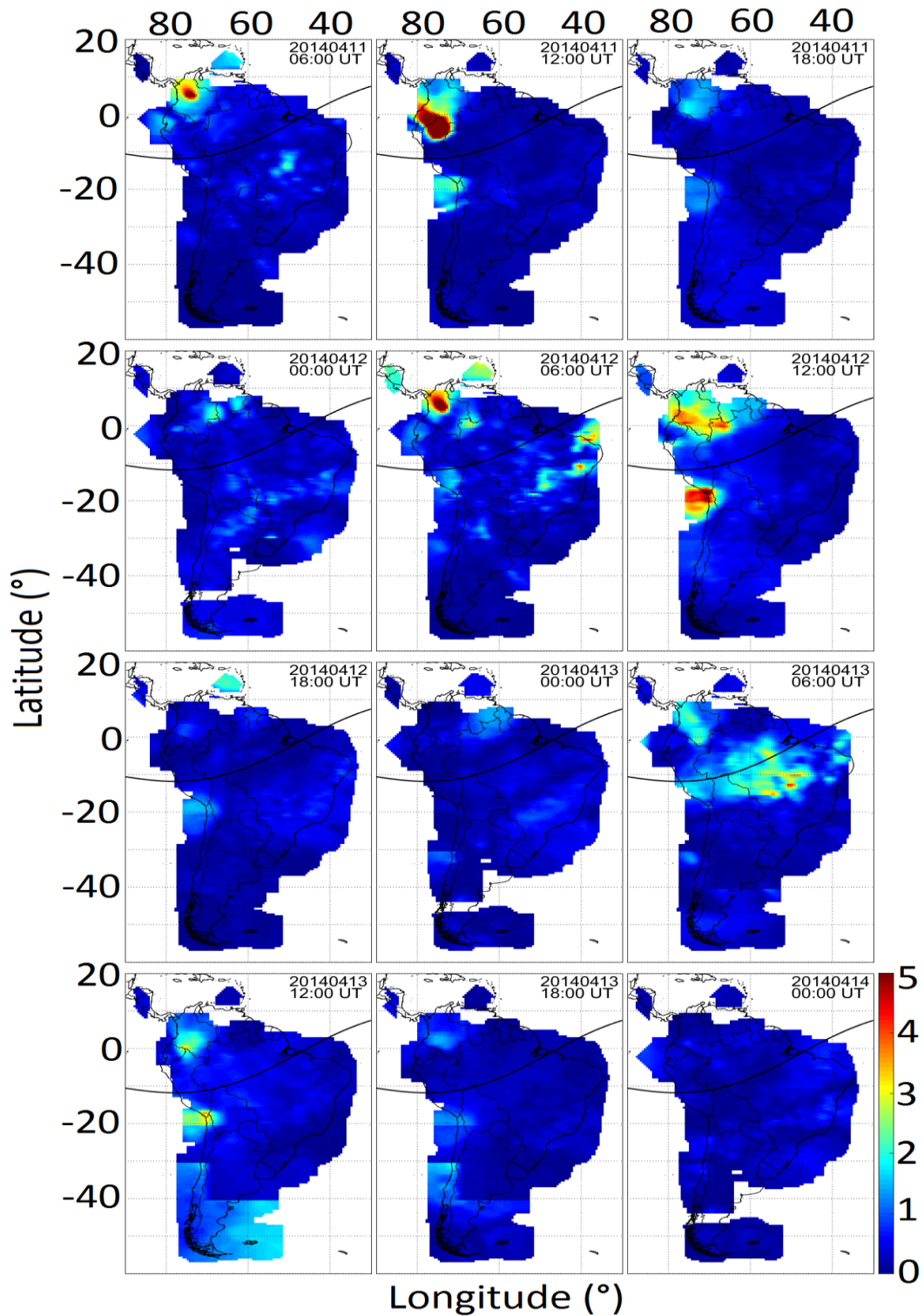
Os resultados dos DIXMaps são exibidos na Figura 6.10 e seguem a mesma descrição apresentada na Seção 6.2.1. Para esta sequência, embora os mapas tenham resolução de 10 minutos, eles foram agrupados de maneira a apresentar os períodos mais representativos da tempestade, portanto, nem sempre serão mostrados em conjuntos de 10 minutos em 10 minutos.

No dia 11 de abril de 2014 as 0600 UT, antes do início da tempestade foi possível identificar regiões extremamente perturbadas, com valores de DIX próximos a 5, na região localizada ao norte do equador magnético.

Também se observa regiões fracamente perturbadas, com DIX em torno de 2, nas regiões ao sul do equador magnético. As perturbações da ionosfera mostraram uma intensificação entre as 0600 UT e as 1200 UT, quando perderam intensidade a partir das 1800 UT.

Após as 1800 UT, as perturbações ionosféricas oscilam entre 2 e 4, tanto ao norte quanto ao sul do equador, a partir das 0000 UT do dia 12 de abril, durante a fase principal da tempestade, até as 0000 UT do dia 13 de abril. Ainda no dia 13 de abril, por volta das 0600 UT, foi possível observar o surgimento de uma extensa região perturbada, com valores de DIX em torno de 3, ao sul, porém em latitudes próximas do equador magnético. As regiões perturbadas também foram observadas na região ao norte do equador magnético.

Figura 6.10 – Sequência de DIXMaps obtidos a partir do dia 11 de abril de 2014, as 0600 UT, ao dia 14 de abril de 2014, as 0000 UT, com resolução de 6 horas.



Fonte: Produção do autor.

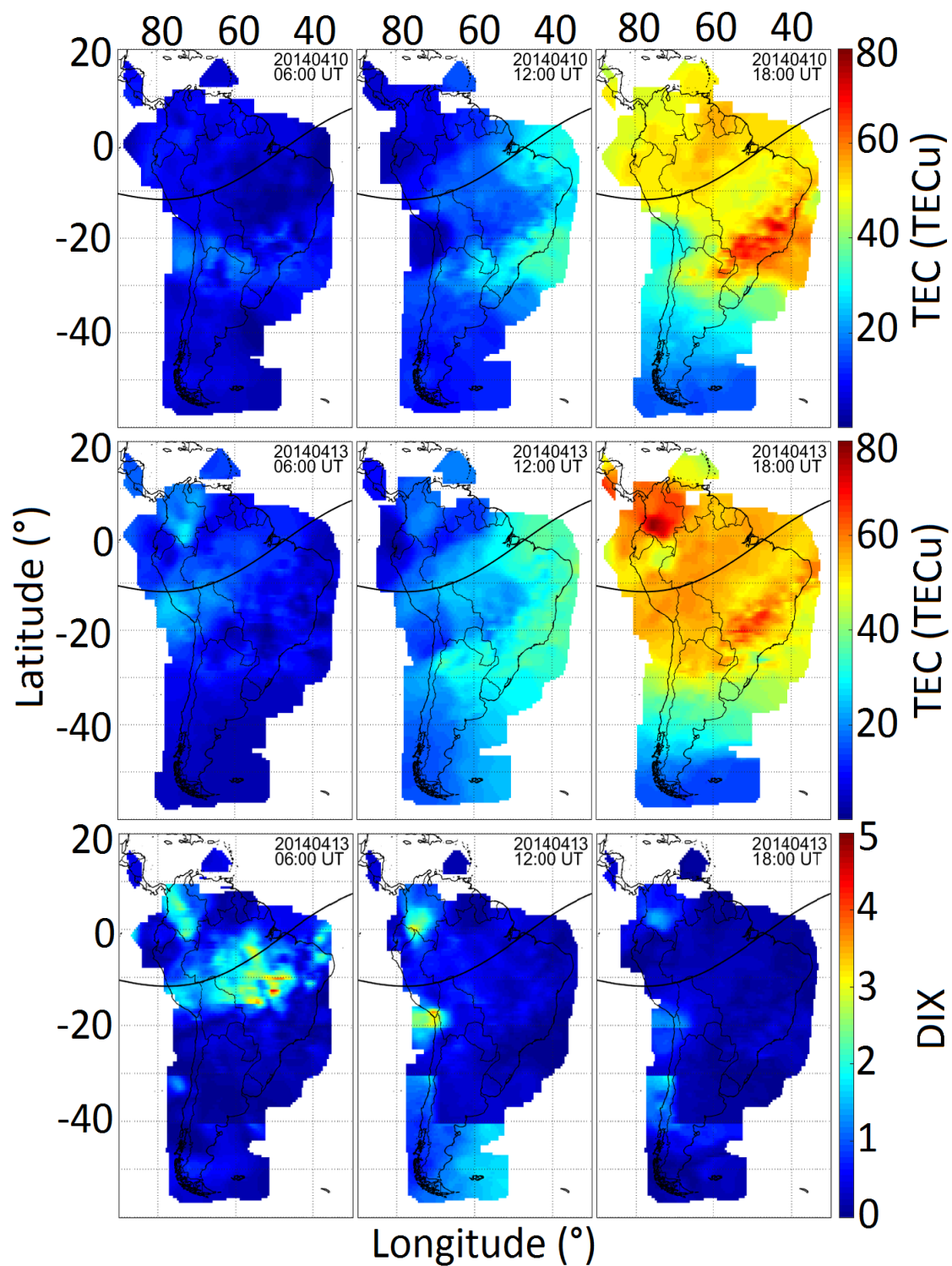
Após elaborar os mapas de DIX, seus resultados foram confrontados com os dados de TEC. Esta comparação é mostrada na Figura 6.11. Nesta Figura é exibido uma sequência de TECMAPs e DIXMaps. No painel superior estão os mapas de TEC para o dia 10 de abril, o dia calmo de referência utilizado conforme os critérios definidos na metodologia da construção dos DIXMaps.

O painel central mostra os mapas de TEC para o dia 13 de abril, durante a fase de recuperação da tempestade. Já no painel inferior, são mostrados os mapas de DIX construído para o dia 13 de março. Todos os mapas foram construídos para as 0600 UT, 1200 UT e 1800 UT. Analisando a sequência de mapas, é possível observar que os DIXMaps mostram respostas que representam as perturbações ocorridas na ionosfera durante o período estudado do mês de abril de 2014. As 0600 UT do dia 13 de abril de 2014 o TEC apresenta-se intensificado em relação ao dia calmo de referência, em especial na proximidade do equador magnético. Essa perturbação é refletida no DIXmap, apresentando perturbações variando entre 2 e 4. Nos horários das 1200 e 1800 UT também é possível observar perturbações ionosféricas, contudo em uma menor intensidade.

Com o objetivo de interpretar as perturbações ocorridas nos DIXmaps, os resultados alcançados nos mapas de DIX foram confrontados com os dados de ionosondas e com o índice magnético *AE*. O índice magnético *AE* (linha vermelha) e dos parâmetros ionosféricos *h'F* (linha lilás) e *foF2* (linha laranja) para a estação de São Luís (2,53°S, 44,30°O) durante o período de 11 a 13 de abril de 2014 são apresentados na Figura 6.12.

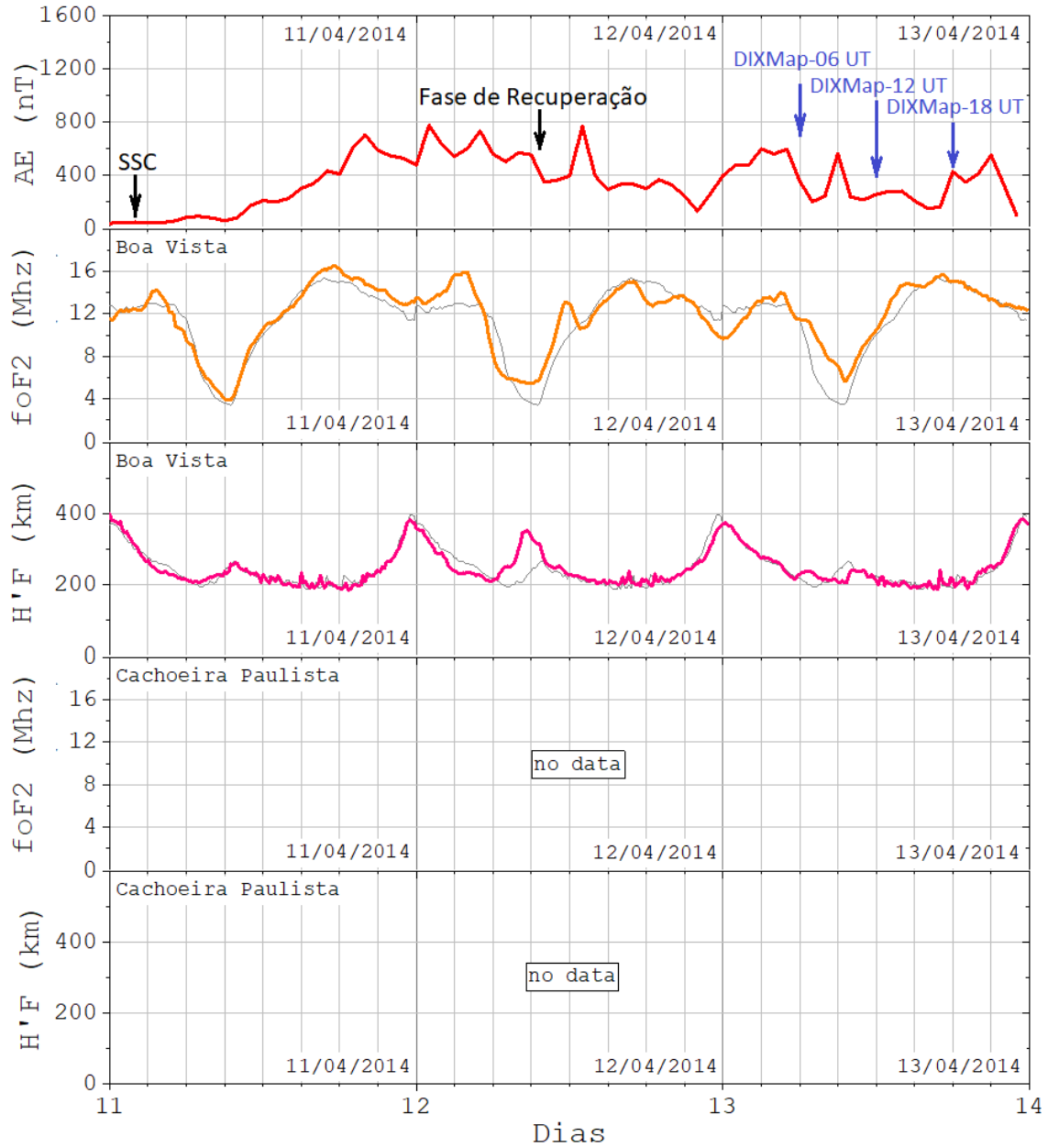
Na Figura, a linha cinza em todos os gráficos representa o dia calmo de referência (dia 10 de abril). As setas pretas indicam o início da tempestade (SSC) e o início da fase de recuperação da tempestade. Já as setas azuis indicam o horário da ocorrência das perturbações observadas nos mapas mostrados na Figura 6.11. Para este período não houve registro de ionogramas para a estação de Cachoeira Paulista (22,4°S, 44,5°O).

Figura 6.11 – Sequências de TECMAPs obtidos para os dias 10 e 13 de abril, e de DIXMaps, construídos para o dia 13 de abril de 2014.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.12 - Variação do índice magnético AE (linha vermelha) e dos parâmetros ionosféricos h'F (linha lilás) e foF2 (linha laranja) para a estação de São Luís (2,53°S, 44,30°O) durante o período de 11 a 13 de abril de 2014.



Fonte: Produção do autor.

No início do dia 11, antes da fase principal da tempestade magnética, é possível observar um aumento na frequência crítica da camada F₂ em torno das 0400 UT e é possível observar no DIXMap elaborado para o dia 11 de abril o surgimento de perturbações ionosféricas as 0600 UT. Este processo ainda não é bem estabelecido e existem algumas teorias que tentam entender a sua ocorrência, DANILOV e BELIK (1991, 1992) sugeriram que o efeito pode estar relacionado a um canal alternativo de penetração da energia do vento solar perturbado em altas altitudes além da penetração usual que considera o aquecimento Joule.

Além disso, as perturbações ionosféricas anteriores ao início das tempestades magnéticas têm sido observadas em um período que pode ser de 4h até alguns dias (DANILOV; KONSTANTINOVA, 2019; DANILOV, 2013; NOGUEIRA et al., 2011). MANSILLA (2007) defende que os efeitos pré-tempestade na ionosfera podem ser causados pela precipitação de partículas em altas latitudes, porque nesse tempo ainda não existe a circulação atmosférica alterada, nem mudanças na composição neutra causada pela tempestade.

Vários mecanismos podem influenciar a ionosfera, conhecidos como regiões pré-choque interplanetárias. BLAGOVESHCHENSKY; KALISHIN (2009) sugeriram que a energia do vento solar poderia penetrar na ionosfera durante a fase pre-tempestade, gerando intensificação da densidade eletrônica / TEC. De acordo com BLAGOVESHCHENSKY; KALISHIN (2009), a perturbação pré-tempestade do TEC poderia ser usada para prever a próxima tempestade magnética, demonstrando importância significativa para estudos do clima espacial.

Ainda no dia 11 de abril, é possível observar o aumento da atividade auroral a partir das 1800 UT. Esta intensificação na atividade auroral é identificada pelo aumento dos valores registrado pelo índice AE. Neste período de atividade auroral, existe uma variação na foF₂ entre as 0000 e as 0600 UT do dia 12 de abril, mas sem reflexo na altura da camada F. Já entre as 0600 e 1200 UT ocorre

um aumento na altura da camada, indicando a penetração do campo elétrico direcionado para leste.

No dia 13 de abril, embora a atividade auroral seja baixa, é possível observar um aumento na altura da camada F entre as 0600 e as 0900 UT. Este aumento na altura da camada pode ter relação com o desenvolvimento de um campo elétrico do dínamo perturbado direcionado para leste. Esta intensificação do campo elétrico leste causou um aumento no TEC que pode ser observado no TECMAP calculado para o dia 13 de abril as 0600 UT se comparado ao dia de referência. Além disso, o DIXMap também respondeu a esta perturbação gerada pela ação do dínamo perturbado. Já por volta das 1000 UT existe uma diminuição da altura da camada, o que caracteriza o efeito do dínamo perturbado.

6.3.2 Análise comparativa da resposta da ionosfera para a tempestade intensa de dezembro de 2015

Nesta Seção, como realizado e descrito na Seção anterior, serão utilizados dados das variações de alguns parâmetros interplanetários e geofísicos para um período entre 17 e 23 de dezembro de 2015, com o objetivo de caracterizar o período perturbado. Após esta caracterização, serão apresentados os resultados dos DIXMaps. Os resultados obtidos pelos mapas de DIX serão comparados com os dados de ionosondas e com dados de TEC. As Figuras que serão apresentadas nesta Seção seguem a mesma descrição das Figuras apresentadas anteriormente.

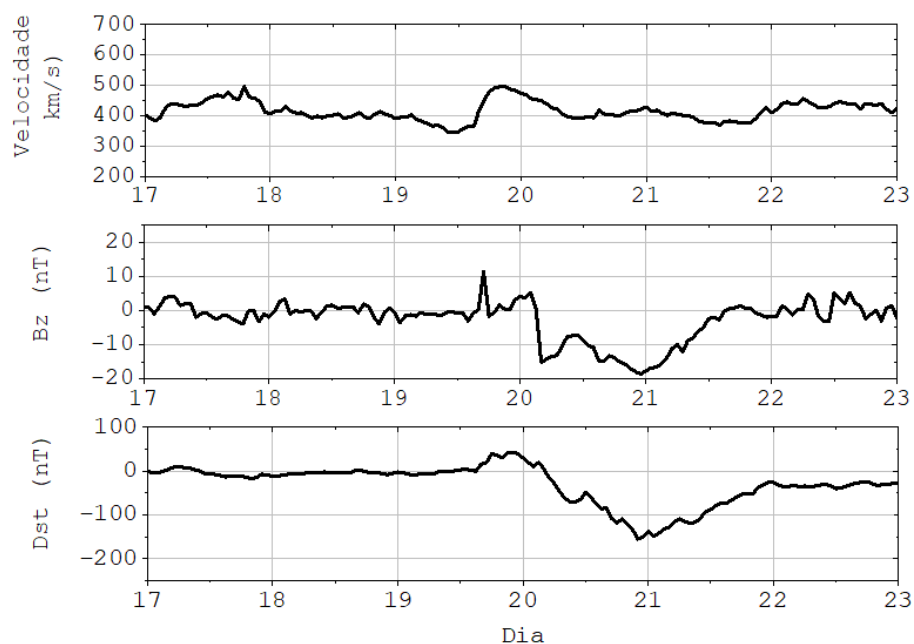
No dia 16 de dezembro de 2015, por volta das 09:36 UT, ocorreu uma ejeção de massa coronal associada a um *flare* C6.6 produzido na região ativa 12468. Em seguida, outra CME foi identificada, em torno das 1430 UT, esta, porém, mais lenta que a primeira emissão. As duas ejeções atingiram a Terra no dia 19 de dezembro por volta das 1640 UT (BALASIS et al., 2018), quando foi registrado um aumento repentino nos parâmetros do vento solar e do campo magnético interplanetário. Estas alterações dos parâmetros interplanetários são mostras na

Figura 6.13. O SSC foi registrado em 19 de dezembro de 2015 por volta das 1620 UT. Após o choque das *CMEs*, a componente *Bz* do campo magnético interplanetário permaneceu direcionada para sul. Contudo, em seguida, ela se tornou direcionada para o norte, e apresentou um aumento subido alcançando valores próximos a 15 nT em torno das 1705 UT. A partir deste horário, a componente *Bz* permaneceu oscilando por aproximadamente 7 horas.

Durante este período, a velocidade do vento solar aumentou, acentuadamente, de 350 km/s para 500 km/s. Esta variação na velocidade do vento solar é exibida na Figura 6.23a. Após o período de oscilação, a componente *Bz* ficou direcionada para o sul, com valores próximos a -15 nT e permanecendo nessa direção por mais de 35 horas (CHERNIK; ZAKHARENKOVA, 2018). Durante a fase principal da tempestade, o valor do Dst alcançou o valor mínimo de -155 nT em torno das 2300 UT do dia 20 de dezembro. A fase de recuperação da tempestade foi longa e teve uma duração de mais de 24 horas, terminando no dia 22 de dezembro (MANSILLA; ZOSSI, 2020). Além disso, neste período de recuperação, o vento solar oscilou entre 300 e 400 km/s.

Após a definição do período perturbado, os mapas de DIX foram construídos para um período entre os dias 18 e 21 de dezembro de 2015. Os mapas foram elaborados utilizando a Equação 5.2, os critérios definidos nas seções anteriores e dentro das condições interplanetárias e geofísicas definidas anteriormente. Os resultados dos DIXMaps são exibidos na Figura 6.14 e seguem a mesma descrição apresentada na Seção anterior. Para esta sequência, embora os mapas tenham resolução de 10 minutos, eles foram agrupados de maneira a apresentar os períodos mais representativos da tempestade, portanto, nem sempre serão mostrados em conjuntos de 10 minutos em 10 minutos.

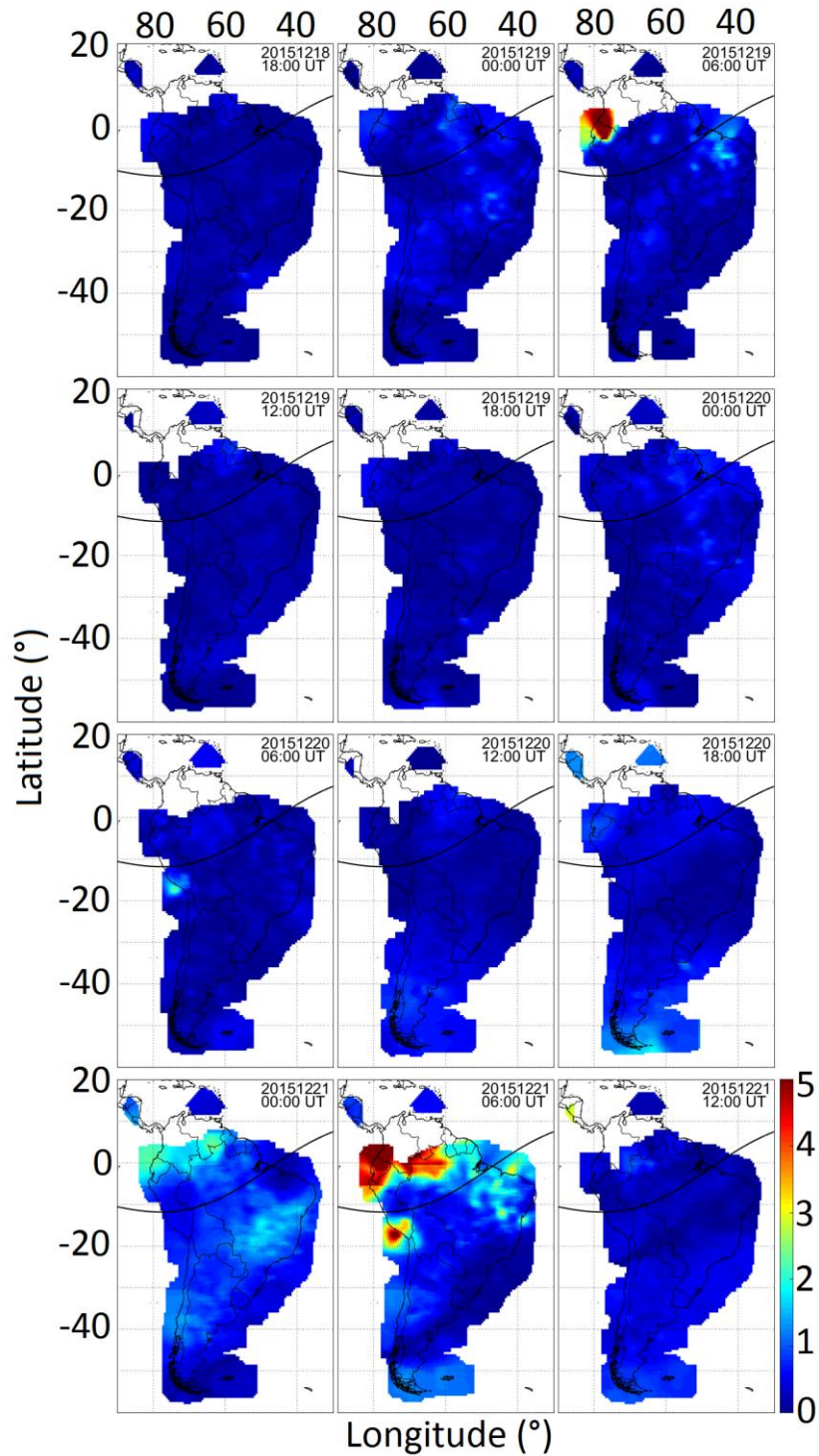
Figura 6.13 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico durante a intensa tempestade de dezembro de 2015.



Fonte: Produção do autor.

No dia 19 de dezembro de 2015 as 0600 UT, algumas horas antes do SSC da tempestade, foi possível observar regiões fracamente perturbadas. O desenvolvimento destas regiões teve início por volta das 0000 UT em regiões localizadas ao sul do equador magnético na porção leste do continente. Estas perturbações ionosféricas não foram observadas no período entre das 1200 UT do dia 19 de dezembro e 1800 UT do dia 20 de dezembro de 2015, já durante a fase principal da tempestade. As regiões perturbadas, com valores de DIX entre 2 e 3, ressurgiram as 0000 UT do dia 21 de dezembro, durante a fase de recuperação da tempestade, e as 0600 UT estas regiões alcançaram valores em torno de 5, ou seja, uma região extremamente perturbada, em função do DIX. Já as 1200 UT as perturbações ionosféricas não foram observadas. Os mapas ainda mostram, uma intensificação da perturbação da ionosfera no dia 21 de dezembro entre as 0000 UT e as 1200 UT, com DIX em torno de 3, em regiões ao norte e, em torno de 2, em regiões ao sul do equador magnético.

Figura 6.14 - Sequência de DIXMaps obtidos a partir do dia 18 de dezembro de 2015, as 1800 UT, até o dia 21 de dezembro de 2015, as 1200 UT, com resolução de 6 horas.



Fonte: Produção do autor.

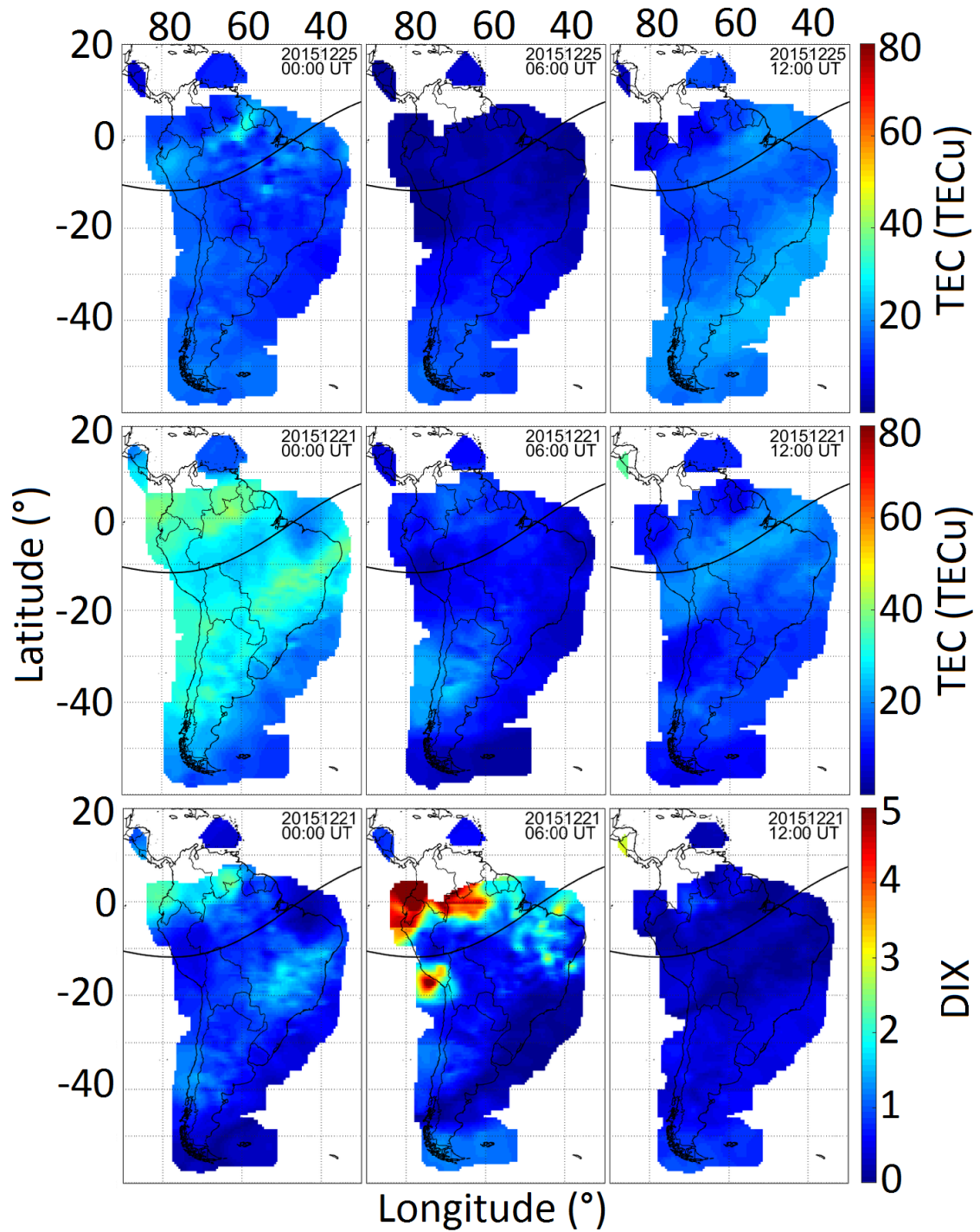
Após a elaboração dos mapas de DIX, seus resultados foram confrontados com os dados de TEC. Esta comparação é mostrada na Figura 6.15. Nesta Figura é exibido uma sequência de TECMAPs e DIXMaps. No painel superior estão os mapas de TEC para o dia 25 de dezembro, o dia calmo de referência utilizado conforme os critérios definidos na metodologia da construção dos DIXMaps.

O painel central mostra os mapas de TEC para o dia 21 de dezembro, durante a fase de recuperação da tempestade. Já no painel inferior, são mostrados os mapas de DIX construído para o dia 21 de dezembro. Todos os mapas foram construídos para as 0600 UT, 1200 UT e 1800 UT. Analisando esta sequência de mapas, assim como mostrado anteriormente, é possível observar que os DIXMaps mostram respostas que representam as perturbações ocorridas na ionosfera durante o período estudado do mês de dezembro de 2015.

Na sequência de DIXMap é possível observar que o no dia 21 de dezembro as 0000 UT e as 0600 UT os valores do TEC foram maiores que os valores para o dia de referência, 25 de dezembro de 2015. Por sua vez, às 1200 UT podemos observar que as cristas da anomalia equatorial não se desenvolveram no dia 21 de dezembro, como já era possível observar no dia 25 de dezembro de 2015.

Neste período, o acréscimo do campo direcionado para o leste intensificou a deriva vertical ascendente, aumentando o efeito fonte e elevando o plasma para altas altitudes onde as taxas de recombinação são mais baixas, aumentando, assim, a densidade eletrônica e, conseqüentemente, uma intensificação na anomalia equatorial de ionização, como mostra o mapa de TEC construído para o dia 21 de dezembro de 2015 às 0000 UT. Já no dia 21 de dezembro, a partir das 0000 UT. Esta uma diminuição na concentração eletrônica é reflexo do desenvolvimento do dínamo perturbado, caracterizado por um campo elétrico no sentido oeste durante o dia que produzem derivas de plasma na região F direcionadas para baixo (na direção equatorial), (KELLEY, 2009).

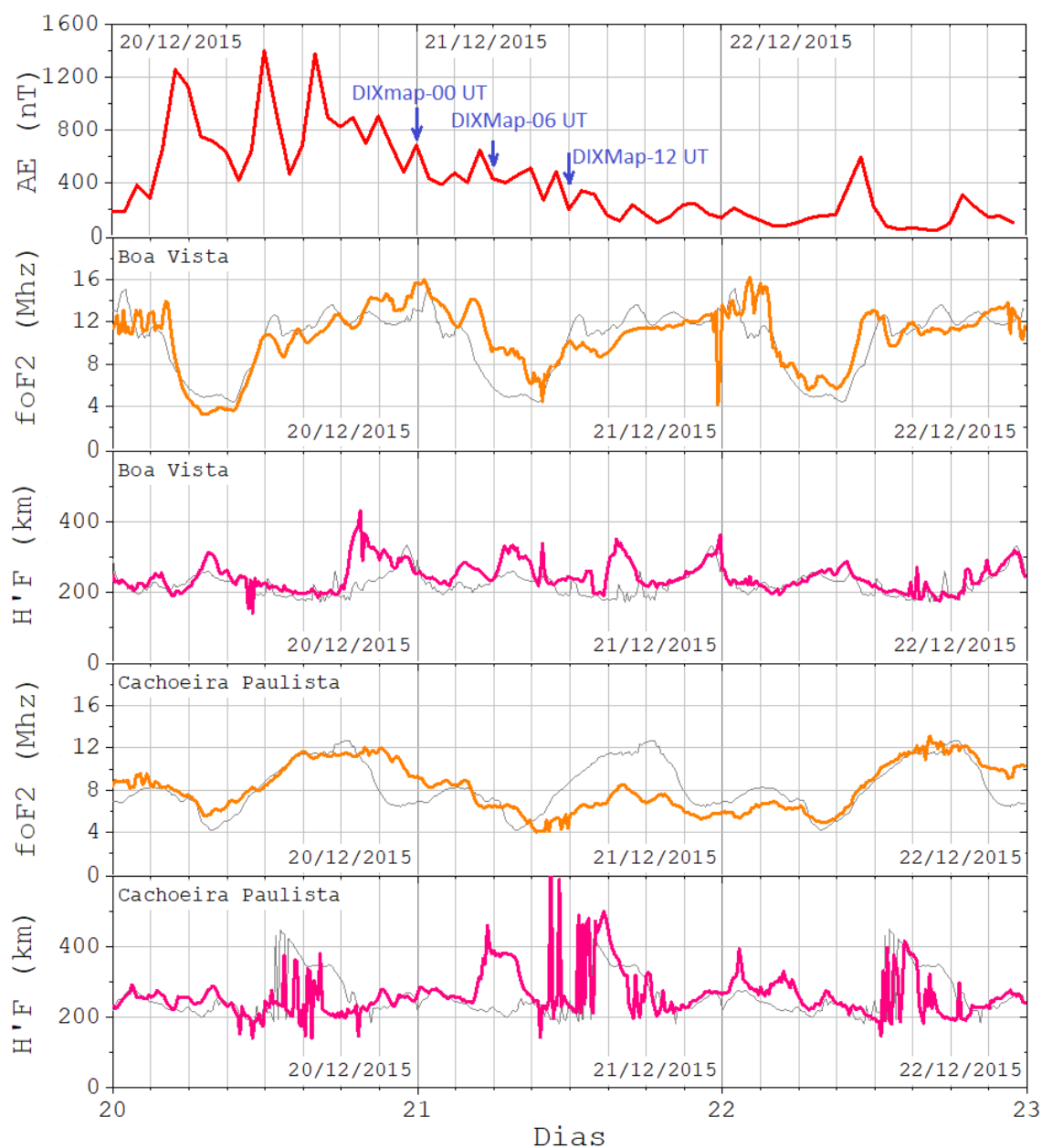
Figura 6.15 – Sequências de TECMAPs e DIXMaps para o dia 21 e 25 dezembro de 2015.



Fonte: Produção do autor.

Com o objetivo de interpretar as perturbações ocorridas nos DIXmaps, os resultados alcançados nos mapas de DIX foram confrontados com os dados de ionosondas e com o índice magnético *AE*. A variação do índice magnético *AE* (linha vermelha) e dos parâmetros ionosféricos *h'F* (linha lilás) e *foF2* (linha laranja) para a estação de São Luís (2,53°S, 44,30°O) e para a estação de Cachoeira Paulista (22,4°S, 44,5°O). O período estudado contempla um intervalo entre os dias 20 e 23 de dezembro de 2015. Os gráficos com os valores de cada parâmetro são mostrados na Figura 6.16. Nos gráficos é possível observar que no dia 20 de dezembro de 2015 uma intensa atividade auroral ao longo do dia. Por volta das 1800 UT ocorreu um aumento na altura da camada F na estação de Boa Vista e na estação de Cachoeira Paulista em torno das 2100 UT, porém de maneira menos intensa nesta última estação. Esta movimentação indica a penetração de um campo elétrico direcionado para leste. Neste período a penetração direta de um campo elétrico de polaridade leste (*undershielding*) ocasionou um acréscimo do campo direcionado para o leste que intensificou a deriva vertical ascendente, aumentando o efeito fonte e elevando o plasma para altas altitudes. Nestas regiões as taxas de recombinação são mais baixas, aumentando, assim, a densidade eletrônica e, conseqüentemente, uma intensificação na anomalia equatorial de ionização. No dia 21 de dezembro também é possível verificar um aumento na altura da camada F entre as 0300 UT e as 0900 UT na estação de Boa Vista e de Cachoeira Paulista, o que indica uma penetração de um campo elétrico direcionado para leste. Já no período entre as 1500 UT e as 1800 UT existe um aumento na altura da camada, porém a atividade auroral baixa indica o desenvolvimento de campos elétricos do dínamo perturbado. Além disso, é possível verificar uma diminuição da *foF2* para o período entre as 1200 UT e as 2100 UT tanto na estação de Boa Vista quanto na estação de Cachoeira Paulista. Desta forma, a evolução da ionosfera, durante o período estudado de dezembro, para um estado excepcionalmente perturbado, com valores de DIX maiores que 5 no dia 21 de dezembro as 0600 UT, mostra o reflexo da grande variabilidade eletrodinâmica.

A Figura 6.16 - Variação do índice magnético AE (linha vermelha) e dos parâmetros ionosféricos h'F (linha lilás) e foF2 (linha laranja) para a estação de São Luís (2,53°S, 44,30°O) e Cachoeira Paulista (22,4°S, 44,5°O) durante o período de 20 a 22 de dezembro de 2015.



Fonte: Produção do autor.

Além disso, no período entre 0000 UT e 0600 UT do dia 19 de dezembro, antes da ocorrência do SSC da tempestade, é possível notar o desenvolvimento de

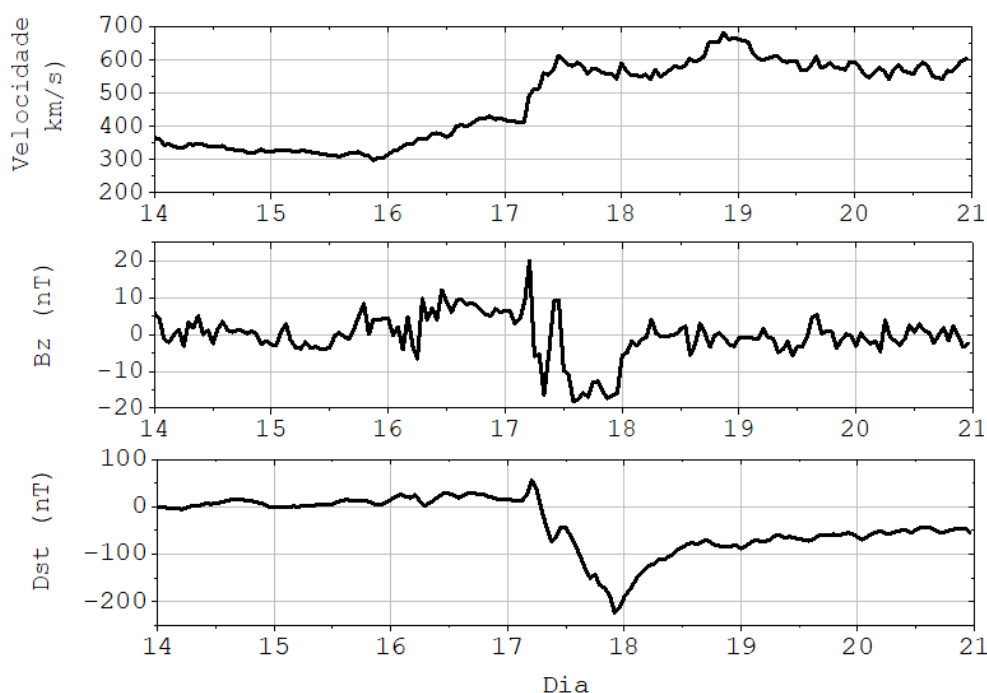
regiões fracamente perturbadas, com valores de DIX em torno de 2. Estes resultados estão de acordo com Amaechi et al. (2018) que também observaram o desenvolvimento de perturbações em seu estudo sobre a tempestade de dezembro de 2015, antes da ocorrência do SSC da tempestade. De qualquer forma, é importante salientar novamente que o índice proposto, respondeu as perturbações ionosféricas ocorridas no período analisado da tempestade moderada de dezembro de 2015.

6.3.3 Análise comparativa da resposta da ionosfera para a tempestade extrema de março de 2015 (*St. Patrick Storm*)

Nesta Seção, como realizado e descrito na Seção 6.3.2, serão utilizados dados das variações de alguns parâmetros interplanetários e geofísicos para um período entre 14 e 21 de março de 2015, com o objetivo de caracterizar o período perturbado. Após esta caracterização, serão apresentados os resultados dos DIXMaps. Os resultados obtidos pelos mapas de DIX serão comparados com os dados de ionosondas e com dados de TEC. As Figuras que serão apresentadas nesta Seção seguem a mesma descrição das Figuras apresentadas anteriormente.

A tempestade extrema de St. Patrick aconteceu durante o ciclo solar 24 e seus efeitos na ionosfera tornaram-se um tópico importante no estudo do comportamento do clima espacial. No dia 15 de março ocorreu, às 02:00 UT, uma ejeção de massa coronal (CME) do tipo halo, associada a um *flare* classe C9, que atingiu a Terra no dia 17 de março (KATAOKA et al., 2015; NAYAK et al., 2016; BARBOSA et al., 2018). O início súbito da tempestade (SSC) teve início por volta das 0445 UT do dia 17 de março (<http://isgi.unistra.fr/index.php>). Neste período é possível observar um aumento da velocidade do vento solar passando de aproximadamente 400 km/s para 600 km/s, conforme mostra a Figura 6.17.

Figura 6.17 – Variações dos parâmetros interplanetários e geofísico durante a tempestade extrema de março de 2015.



Fonte: Produção do autor.

A fase principal da tempestade teve início por volta das 0730 UT do dia 17 de março (Figura 6.17), quando a componente Bz do campo magnético interplanetário, na direção sul, apresentou valores negativos próximos a -20 nT. Em seguida, a componente, na direção norte, apresentou, por um curto período (em torno de 40 minutos), valores positivos próximos a 15 nT. Após este curto período a componente voltou a apresentar valores negativos, por volta das 0830 UT, e alcançou novamente valores próximos a -20 nT. Apresentou, novamente, valores positivos próximos a 20 nT entre as 1000 UT e 1230 UT. A partir das 1230 UT a componente Bz apresentou valores negativos inferiores a -20 nT. (ASTAFYEVA et al., 2015).

Neste período o Dst continuou diminuindo até alcançar -223 nT, iniciando, em seguida, uma longa fase de recuperação, como mostra a Figura 6.27d., persistindo até em torno das 1200 UT do dia 22 de março de 2015, quando atingiu 10% do menor valor do Dst, durante a fase principal da tempestade.

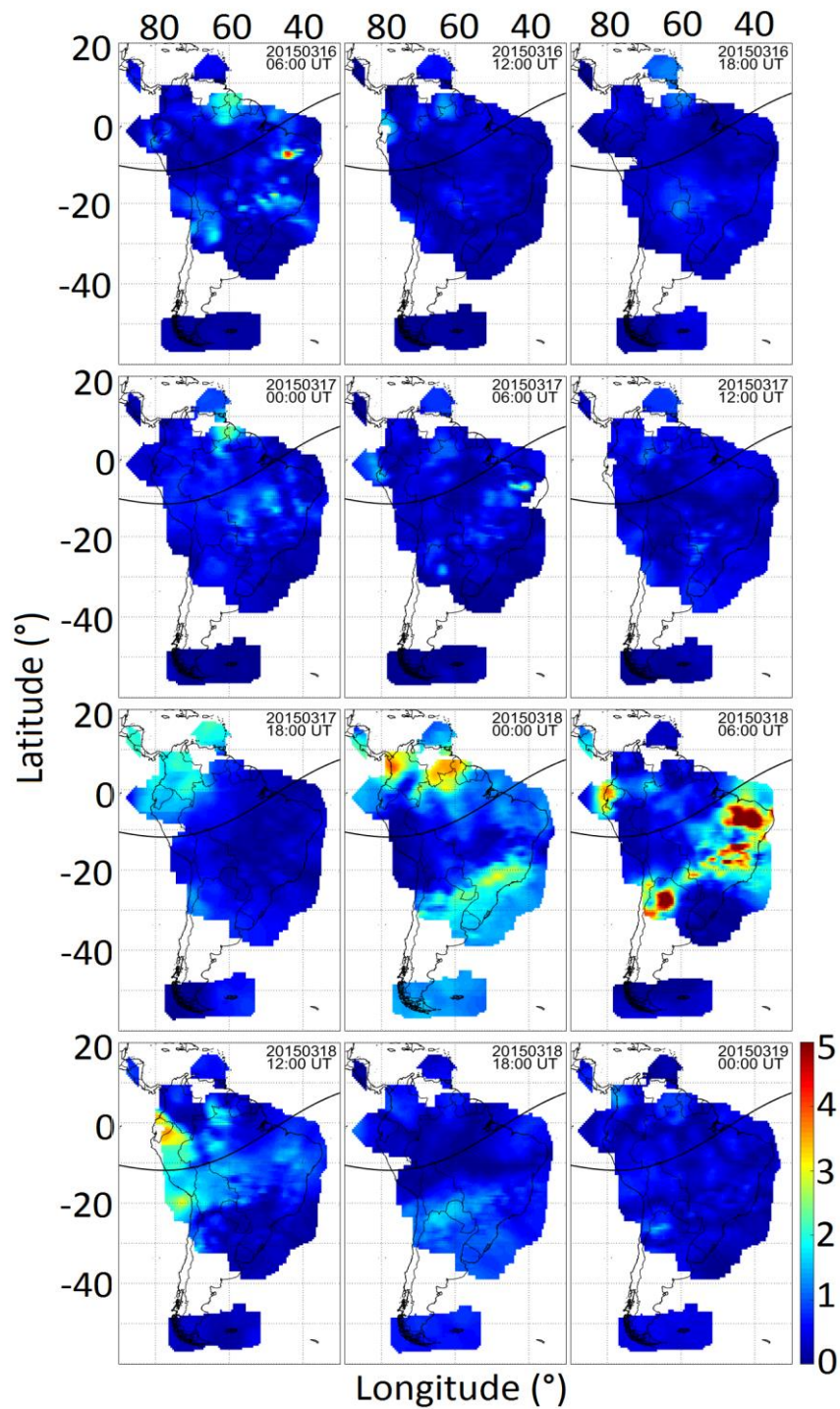
Após a definição do período perturbado, os mapas de DIX foram construídos para um período entre os dias 16 e 19 de março de 2015. Os mapas foram elaborados utilizando a Equação 5.2, os critérios definidos nas seções anteriores e dentro das condições interplanetárias e geofísicas definidas na Figura 6.17. Os resultados dos DIXMaps são exibidos na Figura 6.18 e seguem a mesma descrição apresentada na Seção anterior.

Para esta sequência, embora os mapas tenham resolução de 10 minutos, eles foram agrupados de maneira a apresentar os períodos mais representativos da tempestade, portando, nem sempre serão mostrados em conjuntos de 10 minutos em 10 minutos.

Entre as 0600 UT do dia 16 de março e as 0600 UT do dia 17 de março, ou seja, em um período antes do início da tempestade, é possível identificar regiões perturbadas, com valores de DIX oscilando entre 1 e 4, tanto ao norte e quanto ao sul do equador magnético. Estas perturbações ionosféricas pré-tempestades perderam intensidade e desapareceram no período entre as 1200 UT e as 1800 UT do dia 16 de março, mas reapareceram no dia 17 de março entre as 0000 UT e às 0600 UT, algumas horas antes do SSC, ao norte e ao sul do próximas ao equador e perduraram durante a fase principal da tempestade magnética quando perdem a intensidade em função do aumento dos valores do Dst.

Em seus estudos Jakowski et al. (2012) e Denardini et al. (2020a), também observaram estas regiões perturbadas. Jakowski et al. (2012) identificaram estas regiões sobre o norte da Europa e as chamaram de ilhas de TEC, atribuindo estas ocorrências à convecção de plasma da região norte-americana e a ocorrência de cintilação.

Figura 6.18 – Sequência de DIXMaps obtidos a partir do dia 16 de março de 2015, as 0600 UT, ao dia 19 de março de 2015, as 0000 UT, com resolução de 6 horas.



Fonte: Produção do autor.

Já para a região da América do Sul, embora, ainda não exista uma explicação completa, Denardini et al. (2020a) acreditam que os acúmulos de plasma (regiões com maiores valores de DIX) tenham sido caracterizados por um comportamento ondulatório no TEC devido à grande oscilação nos seus valores.

Por volta das 0600 UT do dia 18 de março durante a fase de recuperação da tempestade, é possível observar regiões extremamente perturbadas, com valores de DIX em torno de 5. Estas regiões iniciaram seu desenvolvimento por volta das 1800 UT do dia 17 de março, ainda durante a fase principal da tempestade, e aumentaram sua intensidade a partir das 0000 UT do dia 18 de março.

Ainda na fase de recuperação, a partir das 1200 UT as perturbações ionosféricas perderam intensidade até desaparecerem, quase por completo, as 0000 UT do dia 19 de março de 2015. Na sequência, existe uma diminuição na ocorrência perturbações na ionosfera a partir do dia 18 de março, por volta das 1800 UT, durante a fase de recuperação da tempestade. Amaechi et al. (2018), também observaram, mas para o setor indiano, uma supressão das perturbações ionosféricas a partir do dia 18 de março de 2015.

É relevante salientar que a ionosfera apresentou índice de perturbação extremo ($DIX \geq 5$), bem como a perturbação ficou mais evidenciada nas regiões de baixas latitudes. Essa região apresenta complexibilidade eletrodinâmica em virtude de estar sobre a influência de campos elétricos e ventos perturbados, os quais alteram a morfologia latitudinal da Anomalia de Ionização Equatorial (AIE).

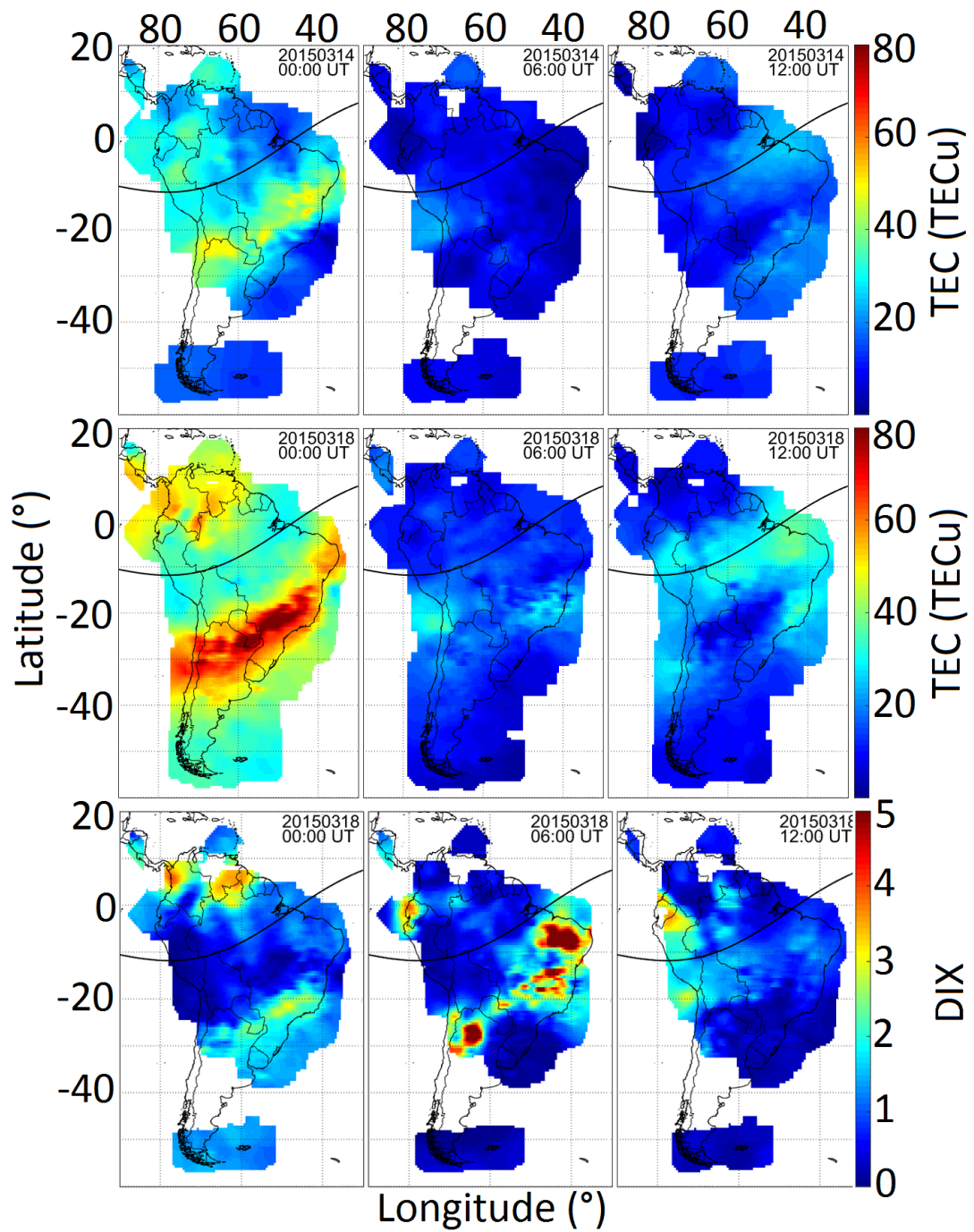
Os efeitos das tempestades magnéticas podem inibir ou intensificar o desenvolvimento AIE. Após a elaboração dos mapas de DIX, seus resultados foram confrontados com os dados de TEC. Esta comparação é mostrada na Figura 6.19. Nesta Figura é exibido uma sequência de TECMAPs e DIXMaps. No painel superior estão os mapas de TEC para o dia 14 de março, o dia calmo de referência utilizado conforme os critérios definidos na metodologia da construção dos DIXMaps.

O painel central mostra os mapas de TEC para o dia 18 de março, durante a fase de recuperação da tempestade. Já no painel inferior, são mostrados os mapas de DIX construído para o dia 18 de março. Todos os mapas foram construídos para as 0600 UT, 1200 UT e 1800 UT. Analisando esta sequência de mapas, assim como mostrado anteriormente, é possível observar que os DIXMaps mostram respostas que representam as perturbações ocorridas na ionosfera durante o período estudado do mês de março de 2015.

A sequência de mapas, painel superior e central, exibidos na Figura 6.19 mostra que o TEC do dia 18 de Março, início da fase de recuperação da tempestade magnética, é significativamente maior que do dia calmo de referência para os três horários analisados e em todas as faixas de latitude, sendo que às 0000 UT e às 0600 UT um aumento mais significativo é observado nas regiões da crista da anomalia equatorial, e às 1200 UT mais concentrado sobre a região equatorial.

Neste período o DIX responde as perturbações, as quais podem ser observadas perturbações ionosféricas sobre toda a faixa continental da América do Sul, porém mais concentradas nas regiões das cristas da AEI às 0000 UT e 0600 UT e sobre a região equatorial às 1200 UT. É interessante ressaltar que o valor do DIX não retrata apenas o alto valor do TEC, conforme pode ser notado pelos altos valores do DIX na madrugada do dia 18 (mapa da 0600 UT), com o DIX atingindo valores altamente perturbados.

Figura 6.19 – Sequências de TECMAPs e DIXMaps para o dia 18 de março de 2015.



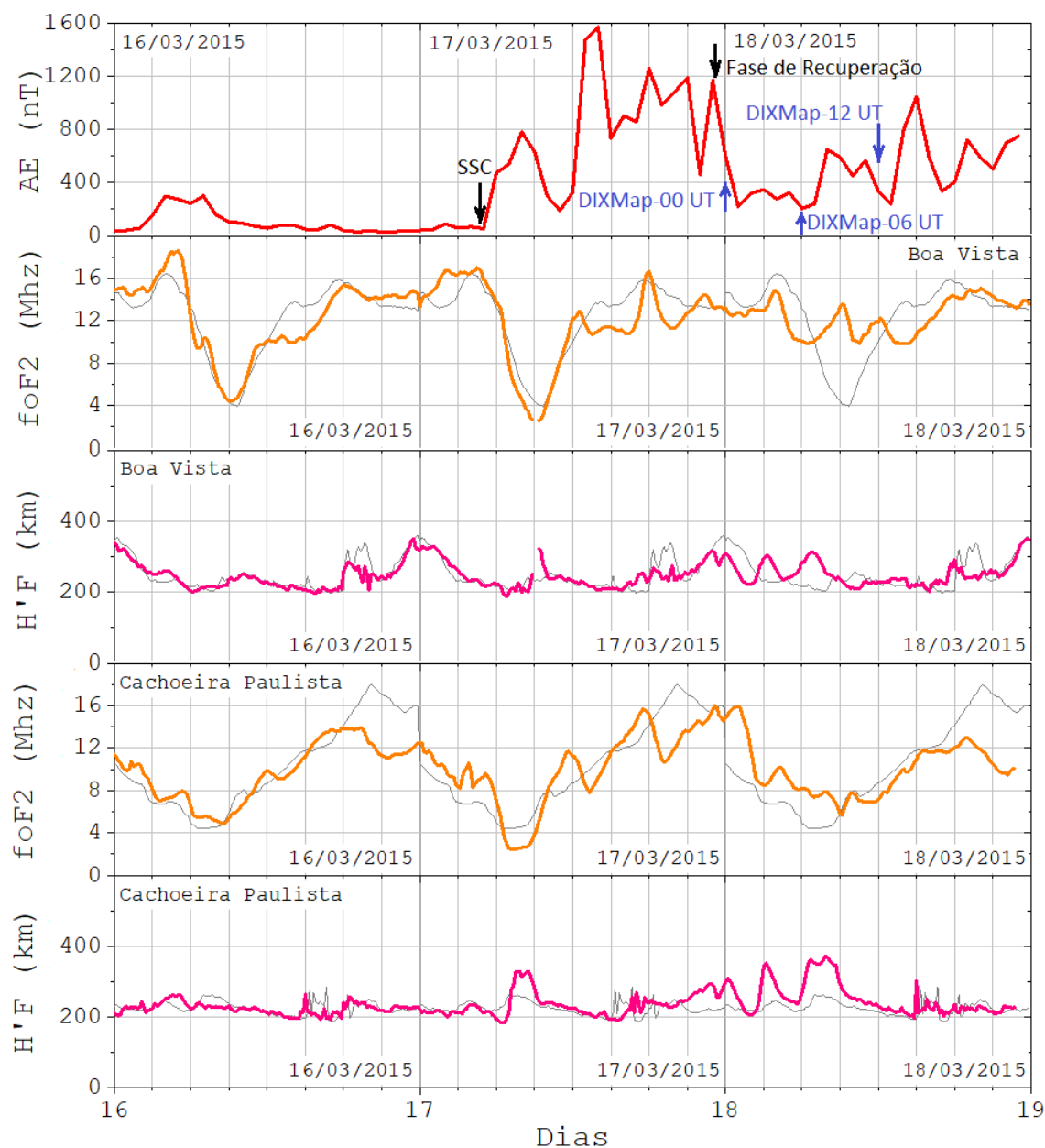
Fonte: Produção do autor.

Com o objetivo de interpretar as perturbações ocorridas nos DIXmaps, os resultados alcançados nos mapas de DIX foram confrontados com os dados de ionosondas e com o índice magnético *AE*. A variação do índice magnético *AE* (linha vermelha) e dos parâmetros ionosféricos *h'F* (linha lilás) e *foF2* (linha laranja) para a estação de São Luís (2,53°S, 44,30°O) e para a estação de Cachoeira Paulista (22,4°S, 44,5°O). O período estudado contempla um intervalo entre os dias 16 e 18 de março de 2015. Os gráficos com os valores de cada parâmetro são mostrados na Figura 6.16. A linha cinza em todos os gráficos representa o dia calmo de referência (dia 14 de março), as setas pretas indicam o início da tempestade (SSC) e o início da fase de recuperação da tempestade e as setas azuis indicam o horário da ocorrência das perturbações observadas nos mapas de DIX mostrados na Figura 6.19.

No dia 16, embora seja possível observar um aumento da atividade auroral em um período entre as 0300 UT e as 0900 UT, não ocorreram variações importantes na ionosfera de Boa Vista e Cachoeira Paulista, exceto entre as 0300 e as 0900 UT, onde aconteceu uma variação na altura da camada sobre a estação de Cachoeira Paulista, neste período, antes do início da tempestade magnética, é possível observar o desenvolvimento de perturbações ionosféricas no DIXmap construído para o dia 16 de março as 0600 UT e para o dia 17 de março as 0000 UT.

No dia 17 de março, é possível observar um aumento na atividade auroral e por volta das 0600 UT ocorre um aumento nos valores do índice magnético *AE*, além de um aumento na altura da base da camada na estação de Cachoeira Paulista, indicando a penetração de um campo elétrico direcionado para leste. Esta perturbação pode ser observada no DIXMap calculado para o dia 17 de março de 2015 as 0600 UT. Já no dia 18, por volta das 0000UT é possível observar um aumento na altura da camada F tanto na estação de Boa Vista quanto na estação de Cachoeira Paulista.

Figura 6.20 - Variação do índice magnético AE (linha vermelha) e dos parâmetros ionosféricos h'F (linha lilás) e foF2 (linha laranja) para a estação de São Luís (2,53°S, 44,30°O) e Cachoeira Paulista (22,4°S, 44,5°O) durante o período de 16 a 18 de março de 2015.



Fonte: Produção do autor.

Embora não haja uma intensificação na atividade auroral, neste período, é possível observar, novamente, um aumento na altura da camada F entre as 0300

UT e as 0900 UT em ambas as estações. Este aumento na altura da camada pode ter relação com o desenvolvimento de um campo elétrico do dínamo perturbado direcionado para leste. Esta intensificação do campo elétrico leste causou um aumento no TEC que pode ser observado no TECMAP calculado para o dia 18 de março as 0000 UT e as 0600 UT. Já por volta das 0900 UT existe uma diminuição da altura da camada, mais acentuada na estação de Cachoeira Paulista, o que caracteriza o efeito do dínamo perturbado, e a sequência de DIXMaps apresentada na Figura 6.18, mostra a resposta do índice proposto. Neste período é possível observar uma intensificação da perturbação da ionosfera entre as 1800 UT do dia 17 de março e as 1800 do dia 18 de março de 2015. O efeito deste evento pode ser observado na Figura 6.19, onde é possível observar uma intensificação na AEI no dia 18 de março as 0000 UT, reflexo da intensificação do campo elétrico direcionado para leste, e uma inibição na AEI às 0600 UT. É importante perceber que o índice proposto respondeu a penetração de campos elétricos e a variação do TEC durante o período analisado.

7. CONCLUSÕES

Neste trabalho foi construído o DIXMap. Este parâmetro é capaz de medir a resposta da ionosfera a distúrbios provocados por processos internos (bolhas de plasma, ondas internas de gravidade e distúrbios ionosféricos propagantes - TIDs, por exemplo) e por processos externos (radiação solar, ejeção de massa coronal (CMEs) e *solar flares*, por exemplo). A construção do mapa de DIX passa por quatro etapas principais: a seleção dos dias de referência, a seleção do valor do coeficiente α (coeficiente de parametrização de amplitude), a definição dos valores dos coeficientes β (coeficiente de normalização de escala) e, finalmente, a construção dos mapas. Essa construção possibilitou não apenas estudar a resposta da ionosfera a processos internos e externos, mas também, estudar o impacto latitudinal das tempestades magnéticas sobre o continente sul-americano. Este estudo foi desenvolvido utilizando 13 tempestades, moderadas, intensas e extremas, ocorridas entre os anos de 2013 e 2017.

Durante o desenvolvimento do índice ionosférico foi criada uma metodologia de cálculo para o coeficiente β em função da inclinação magnética. Os resultados mostram que o comportamento do parâmetro β é caracterizado por picos, na maioria das vezes, assimétricos ao norte e ao sul do equador magnético. Estes picos possuem um comportamento sazonal. Esta variação sazonal é um indicativo da influência dos ventos meridionais da ionosfera em localidades próximas ao equador magnético.

Além disso, foi possível observar que tempestades distintas afetam diferentemente a ionosfera equatorial e de baixa latitude. Neste caso, existe uma tendência de que a dependência da resposta da ionosfera ocorra devido a sazonalidade e não a intensidade relativa da tempestade magnética. Uma vez que diferentes fenômenos apresentam diferentes mecanismos de geração. Durante a ocorrência de uma tempestade magnética, os campos elétricos podem alterar o comportamento dos dínamos ionosféricos e conseqüentemente o comportamento a dinâmica da ionosfera de maneira mais ou menos intensa.

Estes campos elétricos associados aos ventos termosféricos que no solstício de verão sopram para o norte, quando cruzam o equador magnético, aumentam a crista da EIA. Além disso, a análise indica que esta intensificação, não ocorre ou é menos evidente durante o solstício de inverno. Os resultados indicam que as respostas da ionosfera durante o verão, em função do DIX, tendem a ser mais intensas que as respostas durante o inverno tendem a ser menos intensas, ou seja, as respostas são semelhantes, porém com direções distintas. Esta diferença na intensidade das respostas da ionosfera durante períodos perturbados pode ser explicada pela variação semianual do TEC.

A análise dos resultados da variação do índice ionosférico revela também a ocorrência de perturbações no período pré-tempestade. Este processo ainda não é bem estabelecido e existem algumas teorias que tentam entender a sua ocorrência. Uma teoria relaciona o efeito com um canal alternativo de penetração da energia do vento solar perturbado em altas altitudes além da penetração usual que considera o aquecimento Joule. Outra teoria defende que os efeitos pré-tempestade na ionosfera podem ser causados pela precipitação de partículas em altas latitudes, porque nesse período ainda não existe alteração na circulação atmosférica, nem mudanças na composição neutra causada pela tempestade. Neste caso, esta perturbação que ocorre no período pré-tempestade poderia ser utilizada para prever a próxima tempestade magnética, demonstrando importância significativa para estudos do clima espacial.

Durante a fase de recuperação das tempestades são observadas as maiores perturbações. Isso pode ser indicativo do desenvolvimento de campos elétricos do dínamo perturbado. A variação de intensidade dos campos elétricos gerados pelo dínamo perturbado pode mostrar uma dependência da deriva vertical do plasma com a variação latitudinal durante o período de recuperação da tempestade.

Mesmo com o objetivo do trabalho alcançados, durante o desenvolvimento do DIXMap foi observado possibilidades de melhoria para a evolução do trabalho.

Neste contexto, é importante ressaltar a necessidade de realizar um estudo mais abrangente envolvendo os índices ionosféricos desenvolvidos anteriormente a este trabalho. Neste caso, seria importante realizar uma comparação entre esses índices ionosférico e o DIXMap com o objetivo de confrontar resultados gerados para os mesmos períodos. Desta forma pode-se analisar a acurácia de cada um dos índices ionosféricos. Além disso, estes resultados poderiam ser comparados com os dados de instrumentos já bem estabelecidos, como foi realizado nesta primeira etapa da criação do DIXMap.

Sabe-se que o grau de perturbação do DIXMap foi estabelecido de maneira aleatória, com base no valor máximo do DIX (5). Desta forma é necessário o desenvolvimento de estudos criteriosos para que os níveis de perturbação sejam definitivamente definidos.

Os resultados mostram que o índice ionosférico proposto responde as variações na dinâmica da ionosfera. Dentro do trabalho foi desenvolvido um critério para a definição do evento extremo. Neste ponto, é necessário realizar uma análise crítica deste processo. Este trabalho pode ser realizado buscando alternativas e comparando-as com o critério já estabelecido e analisando se as alterações afetam a confiabilidade do índice proposto.

Além disso, seria interessante a análise de mais tempestades, especialmente durante os períodos de solstício de inverno e equinócio de primavera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDU, M.A.; BITTENCOURT, J.A.; BATISTA, I.S. Magnetic declination of the equatorial F-region dynamo electric field development and spread F. **Journal of Geophysical Research**, v 86, p. 11.443 -11.446, 1981a.

ABDU M. A.; BATISTA I. S.; BITTENCOURT J. A. Some characteristics of spread F at the magnetic equatorial station Fortaleza. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 6836-6842, 1981b.

ABDU, M. A.; DE MEDEIROS, R. T.; SOBRAL, J.H.A. Equatorial spread F instability conditions as determined from ionograms. **Geophysical Research Letters**, v. 9, p. 692-695, 1982.

ABDU, M. A.; DE MEDEIROS, R. T.; SOBRAL, J. H. A.; BITTENCOURT, J. A. Spread F plasma bubble vertical rise velocities determined from spaced ionosonde observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, p. 9197-9204, 1983.

ABDU, M. A.; MURALIKRISHNA, P.; BATISTA, I. S.; SOBRAL, J. H. A. Rocket observation of equatorial plasma bubbles over Natal, Brazil, using a high-frequency capacitance probe. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 7689-7695, 1991.

ABDU, M.A. Major phenomena of the equatorial ionosphere-thermosphere system under disturbed conditions. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, p. 1505-1519, 1997.

ABDU, M. A.; SOBRAL, J. H. A.; BATISTA, I. S.; RIO, V. H.; MEDINA C. Equatorial spread-F occurrence statistics in the american longitudes: diurnal, seasonal and solar cycle variations. **Advances in Space Research**, v. 22, p. 845-854, 1998.

ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; TAKAHASHI, H.; MACDOUGALL, J.; SOBRAL J. H.; MEDEIROS A.F.; TRIVEDI, N. B. Magnetospheric disturbance induced equatorial plasma bubble development and dynamics: a case study in Brazilian sector. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 1449-1461, 2003.

ABDU, M.A. Equatorial ionosphere–thermosphere system: electrodynamics and irregularities. **Advances in Space Research**, v. 35, p. 771–787, 2005.

ABDU, M. A.; MARUYAMA, T.; BATISTA, I. S.; SAITO, S.; NAKAMURA, M. Ionospheric responses to the October 2003 superstorm: longitude/local time effects over equatorial low and middle latitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, p. 1-18, 2007.

ABDU, M.A.; KHERANI, A. E.; BATISTA, I. S.; DE PAULA, E. R.; FRITTS, D. C.; SOBRAL, J. H. A. Gravity wave initiation of equatorial spread F/plasma bubble irregularities based on observational data from the SpreadFEx campaign. **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 2607-2622, 2009a.

ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; REINISCH, B. W.; DE SOUZA, J. R.; SOBRAL, J. H. A.; PEDERSEN, T. R.; MEDEIROS, A. F.; SCHUCH, N. J.; DE PAULA, E. R.; GROOVE, K. M. Conjugate Point Equatorial Experiment (COPEX) campaign in Brazil: electrodynamics highlights on spread F development conditions and day-to-day variability. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 114, 2009b.

ABDU, M.A. Equatorial spread F / plasma bubble irregularities under storm time disturbance electric fields. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 75–76, p. 44–56, 2012.

ABDU, M.A.; BATISTA, I. S.; REINISCH, B. W.; MACDOUGALL, J. W.; KHERANI, A. E.; SOBRAL J. H. A. Equatorial range spread F echoes from coherent backscatter, and irregularity growth processes, from conjugate point digital ionogramas. **Radio Science**, v. 47, p. 1-8, 2012.

AFRAIMOVICH, E. L.; ASTAFYEVA, E. I.; ZHIVETIEV, I. V. Solar activity and global electron content. **Doklady Earth Sciences**, v. 409A, p. 921–924, 2006a.

AFRAIMOVICH, E. L.; ASTAFYEVA, E. I.; OINATS, A. V.; YASUKEVICH, Y. V.; ZHIVETIEV, I. V. Global electron content as a new index of solar activity. Comparison with IRI modeling results, IRI news. In: 36th COSPAR SCIENTIFIC ASSEMBLY, 36., 2006. **Abstracts...** 2006b

AFRAIMOVICH, E.L.; YASUKEVICH, V.; Using GPS–GLONASS–GALILEO data and IRI modeling for ionospheric calibration of radio telescopes and radio interferometers. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 70, p. 1949-1962, 2008.

AGYEI-YEBOAH, E.; PAULINO, I.; FRAGASO, A.; ARLEN, R. B., PAULINO, R. A., ESSIEN, P., WRASSE M. C. Seasonal variation of plasma bubbles during solar cycle 23 - 24 over the Brazilian equatorial region. **Advances in Space Research**, v. 64, p. 1365-1374, 2019.

AMAECHI, P. O.; Oyeyemi, E. O.; AKALA A. O. Geomagnetic storm effects on the occurrences of ionospheric irregularities over the African equatorial/low-latitude region. **Advances in Space Research**, v. 61, p. 2074-2090, 2018.

AMORIM D. C. M.; PIMENTA, A. A.; BITTENCOURT, J. A.; FAGUNDES P. R. Long-term study of medium-scale traveling ionospheric disturbances using OI 630 nm all-sky imaging and ionosonde over Brazilian low latitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, 2011.

APPLETON, E. V. Two Anomalies in the Ionosphere. **Nature**, v. 157, p. 691–691, 1946.

ARRUDA, D. C. S.; SOBRAL, J. H. A.; ABDU, M. A.; CASTILHO, V. M.; TAKAHASHI, H.; MEDEIROS, A. F.; BURITI, R. A. Theoretical and experimental zonal drift velocities of the ionospheric plasma bubbles over the Brazilian region. **Advances in Space Research**, v. 38, p. 2610–2614, 2006.

ASTAFYEVA, E.; ZAKHARENKOVA, I.; FÖRSTER, M. Ionospheric response to the 2015 St. Patrick's Day storm: a global multi-instrumental overview. **Journal of Geophysical Research**, v. 120, p. 9023–9037, 2015.

BALAN, N.; BAILEY, G.J. Equatorial plasma fountain and its effects: possibility of an additional layer. **Journal of Geophysical Research**, v.100, p.2421-21432, 1995.

BALAN, N.; BAILEY, G.J. Modeling studies of equatorial plasma fountain and equatorial anomaly. **Advances in Space Research**, v. 18, p. 107–116, 1996.

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 location: evidence for additional layer, the F₃ layer, **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 2047-2056, 1997.

BALAN, N.; SHIOKAWA, K.; OTSUKA, Y.; WATANABE, S.; BAILEY, G.J. Super plasma fountain and equatorial ionization anomaly during penetration electric field. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 114, n. A3, 2009.

BALAN, N.; SOUZA, J.; BAILEY, G. J. Recent developments in the understanding of equatorial ionization anomaly: a review. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 171, p. 3-11, 2018.

BARBOSA NETO P.F. **A Camada Ionosférica F₃**. 1999. 123p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1999.

BARROS, D.; TAKAHASHI, H.; WRASSE, C. M.; FIGUEIREDO, A. O. B. Characteristics of equatorial plasma bubbles observed by TEC map based on ground-based GNSS receivers over South America. **Annales Geophysicae**, v. 36, p. 91-100, 2018.

BALASIS, G.; DAGLIS, I. A.; CONTOYIANNIS, Y.; POTIRAKIS, S. M.; PAPADIMITRIOU, C.; MELIS, N. S. Observation of intermittency-induced critical dynamics in geomagnetic field time series prior to the intense magnetic storms of March, June, and December 2015. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 123, p. 4594–4613, 2018.

BALSLEY, B. B.; HAERENDEL, G.; GREENWALD, R. A. Equatorial spreadF: recent observations and a new interpretation. **Journal of Geophysical Research**, v. 77, p. 5625-5628, 1972.

BATISTA, I.S.; MEDEIROS, R.T.; ABDU, M.A.; SOUZA, J.R.; BAILEY, G.J.; DE PAULA, E.R. Equatorial ionospheric vertical plasma drift model over the Brazilian region. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 10.887-10.892, 1986.

BATISTA, I. S.; MEDEIROS, R. T. ; ABDU, M. A. ; SOUZA, J. R. ; BAILEY, G. J. ; DE PAULA, E. R. Equatorial ionospheric vertical plasma drift model over brazilian region. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 10887-10892, 1996.

BATISTA, I.S.; BALAN, N.; ABDU, M.A.; MACDOUGALL, J.; BARBOSA NETO P.F. F₃ layer observations at low and equatorial latitudes in Brazil. **Geofísica Internacional**, v. 39, p. 57-64, 2000.

BATISTA, I. S. Equatorial ionization anomaly: the role of thermospheric winds and the effects of the geomagnetic field secular variation. In: ABDU, M. A.; PANCHEVA, D. (Ed.). **Aeronomy of the Earth's atmosphere and ionosphere**. [S.I.]: IAGA, 2011. p. 317-328.

BATISTA, I. S.; CANDIDO, C. M. N.; SOUZA, J. R.; ABDU, M. A.; ARAUJO, R. C.; RESENDE, L. C. A.; SANTOS A. M. F₃ layer development during quiet and disturbed periods as observed at conjugate locations in Brazil: the role of the meridional wind. **Journal of Geophysical Research**, v. 122, p. 2361–2373, 2017.

BAUMJOHANN, W.; TREUMANN, R. A. **Advanced space plasma physics**. London: Imperial College Press, 2001.

BESHIR, E.; NIGUSSIE, M.; MOLDWIN M. B. Characteristics of equatorial nighttime spread F – an analysis on season-longitude, solar activity and triggering causes. **Advances in Space Research**, v. 65, p. 95-106, 2020.

BISI, M. M.; JACKSON, B. V.; FALLOWS, R. A.; DORRIAN, G. D.; MANOHARAN, P. K.; CLOVER, J. M.; HICK, P. P.; BUFFINGTON, A. A.; BREEN, R.; TOKUMARU M. Solar wind and CME studies of the inner heliosphere using IPS data from STELAB, ORT, and EISCAT. **Advances in Geosciences**, v. 21, p. 33-49, 2010.

BLAGOVESHCHENSKAYA, D. V.; MACDOUGALL, J. W.; PIATKOVA, A.V. Ionospheric effects preceding the October 2003 Halloween storm. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 68, p. 821–831, 2006.

BLAGOVESHCHENSKY, D. V.; KALISHIN, A. S. Increase in the critical frequency of the ionospheric F region prior to the substorm expansion phase. **Geomagnetism and Aeronomy**, v. 49, p. 200–209, 2009.

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

BOOKER, H.; WELLS, H. Scattering of radio waves by the f-region of the ionosphere. **Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity**, v.43, p. 249–256, 1938.

BORRIES, C.; MAHROUS, A. M.; ELLAHOUNY N. M.; BADEKE, R. Multiple ionospheric perturbations during the Saint Patrick's Day storm 2015 in the European-African sector. **Journal of Geophysical Research**, v. 121, p. 11333-11345, 2016.

CANDIDO, C. M. N.; PIMENTA, A. A.; BITTENCOURT, J. A.; BECKER-GUEDES, F. Statistical analysis of the occurrence of medium-scale traveling ionospheric disturbances over brazilian low latitudes using oi 630.0 nm emission all-sky images. **Geophysical Research Letters**, v. 35, 2008.

CHERNIAK, I.; ZAKHARENKOVA, I. First observations of super plasma bubbles in Europe. **Geophysical Research Letters**, v. 43, p. 11137– 11145, 2016.

- CHERNIAK, I.; ZAKHARENKOVA, I. Large-scale traveling ionospheric disturbances origin and propagation: case study of the December 2015 geomagnetic storm. **Space Weather**, v. 16, p. 1377-1395, 2018.
- CHOI, J.; KIL, M.A.B.; KWAK, H.C.; PARK, J.A.D.; LEE, W.K.A; KIM, Y.H.B. Periodicity in the occurrence of equatorial plasma bubbles derived from the C/NOFS observations in 2008–2012. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 122, p. 1137-1145, 2017.
- CHU, F. D.; LIU, J. Y.; TAKAHASHI, H.; SOBRAL, J. H. A.; TAYLOR, M. J.; MEDEIROS, A. R. The climatology of ionospheric plasma bubbles and irregularities over Brazil. **Annales Geophysicae**, v. 23, p.379–384, 2005.
- CHU, F. D.; CHEN, W. S.; LEE, C. C.; LIU, J. Y. A climatological study of nocturnal equatorial F-region irregularities at the west Pacific longitudes by using phase fluctuations of the global positioning system. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 71, p. 1441–1449, 2009.
- DAGLIS, I. A.; RICHARD, M. T.; WOLFGANG, B.; STEFANO, O. The terrestrial ring current: origin, formation, and decay. **Reviews Of Geophysics And Space Physics**, v. 37, p. 407-438, 1999.
- DANILOV, A. D.; BELIK L. D. Thermosphere-ionosphere coupling during ionospheric storms. **Geomagnetizm i Aeronomiya**, v. 31, p. 209-222, 1991.
- DANILOV, A. D.; BELIK L. D. Thermospheric composition and the positive phase of an ionospheric storm. **Advances in Space Research**, v. 12, p. 257-260, 1992.
- DANILOV, A. D. Ionospheric F-region response to geomagnetic disturbances. **Advances in Space Research**, v. 52, p. 343–366, 2013.
- DANILOV, A. D.; KONSTANTINOVA, A.V. Diurnal and seasonal variations in long-term changes in the E-layer critical frequency. **Advances in Space Research**, v. 63, p. 359-370, 2019.
- DAVIES, K. **Ionospheric radio**. London: Peter Peregrinus, 1990. 580 p.

- DAVIES, K; HARTMANN, G.K. Studying the ionosphere with the Global Positioning System. **Radio Science**, v. 32, p. 1695–1703, 1997.
- DUNGEY, J. W. Convective diffusion in the equatorial F region. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 9, p. 304 – 301, 1956.
- DENARDINI, C. M.; DASSO, S.; GONZALEZ-ESPARZA, J. A. Review on space weather in Latin America: development of space weather forecasting centers. **Advances in Space Research**, v. 58, p. 1960–1967, 2016.
- DENARDINI, C. M.; PICANÇO, G. A. S.; BARBOSA NETO, P. F.; NOGUEIRA, P. A. B.; CARMO, C. S.; RESENDE, L. C. A.; MORO, J.; CHEN, S. S.; ROMERO-HERNANDEZ, R. P.; BILIBIO, A. V. Ionospheric scale index map based on TEC data for space weather studies and applications. **Space Weather**, v. 18, p. 1-18, 2020a.
- DENARDINI, C. M.; PICANÇO, G. A. S.; BARBOSA NETO, P. F.; NOGUEIRA, P. A. B.; CARMO, C. S.; RESENDE, L. C. A.; MORO, J.; CHEN, S. S.; ROMERO-HERNANDEZ, R. P.; BILIBIO, A. V. Ionospheric scale index map based on TEC data during the Saint Patrick magnetic storm and EPBs. **Space Weather**, v. 18, p. 1-20, 2020b.
- DE PAULA, E. R. **Resposta da região F ionosférica às tempestades magnéticas em baixas latitudes no Brasil**. 1987. 210 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1987.
- DE REZENDE, L. F. C.; DE PAULA, E. R.; KANTOR, I. J. KINTNER, P.M. Mapping and survey of plasma bubbles over brazilian territory. **The Journal of Navigation**, v. 60, p. 69-81, 2007.
- EASTES, R. W.; SOLOMON, S. C.; DANIELL, R. E.; ANDERSON, D. N.; BURNS, A. G.; ENGLAND, S. L. Global-scale observations of the equatorial ionization anomaly. **Geophysical Research Letters**, v. 46, p. 9318-9326, 2019.

EASTWOOD, J. P.; HAPGOOD, M.A.; BIFFIS, E.; BENEDETTI, D.; BISI, M.M.; GREEN, L.; BENTLEY, R.D. Quantifying the economic value of space weather forecasting for power grids: an exploratory study. **Space Weather**, v. 16, p. 2052-2067, 2018.

FAGUNDES, P. R.; SAHAI, Y.; BITTENCOURT, J.; TAKAHASHI, H. Observations of thermospheric neutral winds and temperatures at Cachoeira Paulista (23°S, 45°W) during a geomagnetic storm. **Advances in Space Research**, v. 16, p. 27–30, 1995.

FAGUNDES, P. R.; KLAUSNER, V.; SAHAI, Y.; PILLAT, V. G.; BECKER-GUEDES, F.; BERTONI, F. C. P.; BOLZAN, M. J. A.; ABALDE, J. R. Observations of daytime F2-layer stratification under the southern crest of the equatorial ionization anomaly region. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, p. 1-8, 2007.

FARGES, T.; VILA, P. M. Equatorial spread and dynamics in the F layer over West Africa from ionogram analysis, during the declining solar flux year 1994-1995. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, p. 1309–1314, 2003.

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

FEJER, B. G.; SCHERLIESS, L. Time dependent response of equatorial ionospheric electric fields to magnetospheric disturbances. **Geophysical Research Letters**, v. 22, p. 851-854, 1995.

FELTENS, J.; SCHAER, S. IGS products for the ionosphere. In: IGS AC WORKSHOP, 1998. Darmstadt, Germany. **Proceedings...** 1998. p. 225-232.

FÖRSTER, M.; JAKOWSKI, N. Geomagnetic storm effects on the topside ionosphere and plasmasphere: a compact tutorial and new results. **Surveys in Geophysics**, v. 21, p. 47–87, 2000.

FRITTS, D. C.; ALEXANDRE, M. J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. **Reviews of Geophysics And Space Physics**, v. 41, p. 1003, 2003.

FIGUEIREDO, C. A. O. B.; TAKAHASHI, H.; WRASSE, C. M.; OTSUKA, Y.; SHIOKAWA, K., BARROS, D. Investigation of nighttime MSTIDS observed by optical thermosphere imagers at low latitudes: morphology, propagation direction, and wind filtering. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 123, p. 7843-7857, 2018.

GIOVANNI, D.; RADICELLA, S. M. An analytical model of the electron density profile in the ionosphere. **Advances in Space Research**, v. 10, p. 27–30, 1990.

GULYAEVA, T. L.; STANISLAWSKA, I. Derivation of a planetary ionospheric storm index. **Annales Geophysicae**, v. 26, p. 2645–2648, 2008.

HAASER, R. A.; EARLE, G. D.; HEELIS, R. A.; KLENZING, J.; STONEBACK, R., COLEY W. R., BURREL, A. G. Characteristics of low-latitude ionospheric depletions and enhancements during solar minimum. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 117, p. n/a–n/a, 2012.

HANSON, W. B.; MOFFETT R. J. Ionization transport effects in the equatorial F region, **Journal of Geophysical Research**, v. 71, p. 5559-5572, 1966.

HEELIS, R. A. Electrodynamics in the low and middle latitude ionosphere: a tutorial. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, p. 825–838, 2004.

BEHNKE, R. F layer height bands in the nocturnal ionosphere over Arecibo. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 84, p. 974–978, 1979.

HOANG, T. L.; ABDU, M. A.; MACDOUGALL, J.; BATISTA, I. S. Longitudinal differences in the equatorial spread F characteristics between Vietnam and Brazil. **Advances in Space Research**, v. 45, n. 3, p. 351–360, 2010.

HOOKE, W. H. The Ionospheric response to internal gravity waves: 1. the F2 response. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 28, p. 5535-5544, 1970.

HUANG, C. Y.; BURKER, W. J.; MACHUZAK, J. S.; GENTILE, L. C.; SULTAN, P. J. Equatorial plasma bubbles observed by DMSP satellites during a full solar cycle: toward a global climatology. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 1434, 2002.

HUANG, S. H.; DE LA BEAUJARIERE, O.; RODDY, P. A.; HUNTON, D. E.; BALLENTHIN, J. O.; HAIRSTON, M. R.; PFAFF R. F. Large-scale quasiperiodic plasma bubbles: C/NOFS observations and causal mechanism. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 118, p. 3602-3612, 2013.

HUNDHAUSEN, A. J. Sizes and locations of coronal mass ejections: SMM observations from 1980 and 1984-1989. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 13177-13200, 1993.

HUNSUCKER, R. D. Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere: a review. **Reviews of Geophysics and Space Physics** , v. 20, p. 293-315, 1982.

JAKOWSKI, N.; KOHL, H.; RUSTER, R.; SCHLEGEL, K. TEC monitoring by using satellite positioning systems. **Modern Ionospheric Science**, p. 371-390, 1996.

JAKOWSKI, N.; HEISE, S.; WEHRENPNNING, A.; SCHLÜTER, S. TEC monitoring by GPS - a possible contribution to space weather monitoring. **Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science**, v. 26, p. 609-613, 2001

JAKOWSKI, N.; HEISE, S.; WEHRENPNNING, A.; SCHLÜTER, S. REIMER, R. GPS/GLONASS-based TEC measurements as a contributor for space weather forecast. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, p. 729-735, 2002.

JAKOWSKI, N.; STANKOV, S. M.; SCHLUETER, S.; KLAEHN, D. On developing a new ionospheric perturbation index for space weather operations. **Advances in Space Research**, v. 38, p. 2596-2600, 2006.

JAKOWSKI, N.; MIELICH, J.; BORRIES, C.; CANDER, L.; KRANKOWSKI, A.; NAVAE, B.; STANKOV, S. M. Large-scale ionospheric gradients over Europe observed in October 2003. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 70, p. 1894–1903, 2008.

JAKOWSKI, N.; BORRIES, C.; WILKEN, V. Introducing a disturbance ionosphere index. **Radio Science**, v. 47, 2012.

JENKINS, B., BAILEY, G.J; ABDU, M.A. Observations and model calculations of an additional layer in the topside ionosphere above Fortaleza, Brazil. **Annales Geophysicae**, v. 15, p. 753–759, 1997.

JIANG, C.; YANG, G.; LIU, J.; ZHAO, Z. A study of the F2 layer stratification on ionograms using a simple model of TIDs. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v.124, p. 1317-1327, 2019.

JILANI, A. A.; ZAI, A. K. Y; AFRIDI, F. A. K.; MIAN, K.; ALAM, S. N. Seasonal variability in virtual height of ionospheric F₂ layer at the pakistan atmospheric region. **Proceedings of the Pakistan Academy of Sciences**, v. 50, p. 151–158, 2013.

KAMIDE, Y.; YOKOYAMA, N.; GONZALEZ, W.; TSURUTANI, B. T.; DAGLIS, I.A.; BREKKE, A.; MASUDA, S. Two-step development of geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 6917-6921, 1998.

KATAMZI, Z. T. **Statistical analysis of ionospheric total electron content**. 2011. 189 p. Thesis (Ph.D. in Engineering) - University of Bath, Bath (UK), 2011.

KATAOKA, R.; SHIOTA, D.; KILPUA, E.; KEIKA, K. Pileup accident hypothesis of magnetic storm on 17 March 2015. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 5155–5161, 2015.

KAY, S. M.; **Fundamentals of statistical signal processing**. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall PTR, 1993. 595 p.

KELLEY, M. C. **The Earth's ionosphere: plasma physics and electrodynamics**. 2.ed. London, UK: Academic Press, 2009. 576 p.

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, p. 17161-17173, 1996.

KIRCHENGAST, G.; HOCKE, K.; SCHLEGEL, K. The gravity wave tide relationship: insight via theoretical model eiscat data comparison. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 58, p. 233–243, 1996.

KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introdução à geofísica espacial**. São Paulo: Nova Stella, 1991. 149 p.

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. 89 – 96 p.

KOZLOVSKY, A.; TURUNEN, T.; ULICH, T. Rapid-run ionosonde observations of traveling ionospheric disturbances in the auroral ionosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 118, p. 5265-5276, 2013.

KUMAR, S.A; CHEN, W.A; LIU, Z.A; JI, S.C. Effects of solar and geomagnetic activity on the occurrence of equatorial plasma bubbles over Hong Kong, **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 121, p. 9164-9178, 2016.

KUDEKI, E.; AKGIRAY, A.; MILLA, M.; CHAU, J. L.; HYSELL, D. L. Equatorial spread-F initiation: post-sunset vortex, thermospheric winds, gravity waves. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, p. 2416–2427, 2007.

- LEE, C.C.; CHUO, Y.J.; CHU, F.D. Climatology of total electron content near the dip equator under geomagnetic quiet conditions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, p. 207, 2010.
- LEITINGER, R.; RIEGER, M. The TID model for modulation of large-scale electron density models. **Annals of Geophysics**, v. 48, p. 515-523, 2005.
- LI, K. F.; LIN, L. C.; BUI, X. H.; LIANG, M. C. The 11-year solar cycle response of the equatorial ionization anomaly observed by GPS radio occultation. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 123, p. 848–861, 2018.
- LIU, J. Y.; LIN, C. H.; TSAI, H. F.; LIOU, Y. A. Ionospheric solar flare effects monitored by the ground-based GPS receivers: theory and observation. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, p. 1-12, 2004.
- LU, G. Large scale high-latitude ionospheric electrodynamic fields and currents. **Space Science Reviews**, v. 206, p. 431–450, 2017.
- MA G., MARUYAMA T. A super bubble detected by dense GPS network at east Asian longitudes: estimation of parameters of partially linear errors-in-variables models with replicated net points of observation. **Acta Mathematica Applicata Sinica**, v. 22, p. 33–42, 2006.
- MADHAV HARIDAS, M.K.; MANJU, G.; PANT, T.K. On the solar activity variations of nocturnal F region vertical drifts covering two solar cycles in the Indian longitude sector. **Journal of Geophysical Research**, v. 120, p. 1445-1451, 2015.
- MCNAMARA, L. F.; CATON, R. G.; PARRIS, R. T.; PEDERSEN, T. R.; THOMPSON, D. C.; WIENS, K. C.; GROVES, K. M. Signatures of equatorial plasma bubbles in VHF satellite scintillations and equatorial ionograms. **Radio Science**, v. 48, p. 89-101, 2013.
- MAGDALENO, S.; HERRAIZ, M.; ALTADILL, D.; DE LA MORENA, B. A. Climatology characterization of equatorial plasma bubbles using GPS data. **Journal of Space Weather and Space Climate**, v. 7, 2017.

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, p. 565–582, 1998.

MANNUCCI, A. J.; TSURUTANI, B. T.; IJIMA, B. A.; KOMJATHY, A.; SAITO, A.; GONZALEZ, W. D.; GUARNIERI, F. L.; KOZYRA, J. U.; SKOUG, R. Dayside global ionospheric response to the major interplanetary events of October 29–30, 2003 “Halloween Storms”. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. 1-4, 2005.

MANSILLA, G.A. Ionospheric effects of an intense geomagnetic storm. **Studia Geophysica et Geodaetica**, v. 51, p. 563-574, 2007.

MANSILLA, G.A.; ZOSSI, M.M. Effects on the equatorial and low latitude thermosphere and ionosphere during the 19 – 22 December 2015 Geomagnetic storm period. **Advances in Space Research**, v. 65, p. 2083-2089, 2019.

MATSUOKA, M. T.; CAMARGO, P. O. Correção ionosférica utilizando os mapas globais do TEC do IGS: avaliação no posicionamento por ponto na região brasileira. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 13, p. 253-270, 2007.

MAUTE, A.; RICHMOND, A.D. F-region dynamo simulations at low and mid-latitude. **Space Science Review**, v. 206, p. 471–493, 2017.

MENDILLO, M.; LIN, B.; AARONS, J. The application of GPS observations to equatorial aeronomy. **Radio Science**, v. 35, p. 885–904, 2000.

MENDILLO, M.; HUANG, C.; PI, X.; RISBETH, H.; MEIER, R. The global ionospheric asymmetry in total electron content. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, p. 1377–1387, 2005.

MITRA, A. P. The upper atmosphere. **The Asiatic Society Monograph Series**, v. 5, p. 325, 1952.

MITRA, A. P. **Ionospheric Effects of solar flares**. Dordrecht: Reidel Publishing Company, 1974. 64 p.

MORGAN, M.G.; CALDERON, C.H.; BALLARD, K. A. Techniques for the study of TIDs with multi-station ionosondes. **Radio Science**, v.13, p. 729–741, 1978.

NAYAK, C.; TSAI, L.C.; SU, S.Y.; GALKIN, I.A.; TAN, A.T.K.; NOFRI, E.; JAMJAREEGULGARN, P. Peculiar features of the low-latitude and midlatitude ionospheric response to the St. Patrick's Day geomagnetic storm of 17 March 2015. **Geophysical Research Letters**, v. 121, p. 7941–7960, 2016.

NISHIOKA, M.; SAITO, A.; TSUGAWA, T. Occurrence characteristics of plasma bubble derived from global ground-based GPS receiver networks. **Journal of Geophysical Research**, v. 133, p. 1-12, 2008.

NOGUEIRA, P. A. B.; ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; SIQUEIRA, P. M. Equatorial ionization anomaly and thermospheric meridional winds during two major storms over Brazilian low latitudes. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 73, p. 1535-1543, 2011.

NOGUEIRA, P. A. B.; ABDU, M. A.; SOUZA, J. R.; DENARDINI, C. M.; BARBOSA NETO, P. F.; SERRA DE SOUZA DA COSTA, J. P.; SILVA, A. P. M. Latitude-dependent delay in the responses of the equatorial electrojet and Sq currents to X-class solar flares. **Annales Geophysicae**, v. 36, p. 139-147, 2018.

OUGHTON, E. J.; SKELTON, A.; HOME, R. B.; THOMSON, A. W. P.; GAUNT, C. T. Quantifying the daily economic impact of extreme space weather due to failure in electricity transmission infrastructure. **Space Weather**, v. 15, p. 65–83, 2017.

OUGHTON, E. J. **The economic impact of critical national infrastructure failure due to space weather**. Oxford: Research Encyclopedia of Natural Hazard Science, 2018.

OTSUKA, Y.; OGAWA, T.; SAITO, A.; TSUGAWA, T.; FUKAO, S.; MIYAZAKI, S. A new technique for mapping of total electron content using GPS network in Japan. **Journal of Earth Planets Space**, v. 54, p. 63–70, 2002.

- OTSUKA, Y.; ONOMA, F.; SHIOKAWA, K.; OGAWA, T.; YAMAMOTO, M.; FUKAO, S. Simultaneous observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances and e region field-aligned irregularities at midlatitude. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 112, 2007.
- PARK, J.; LÜHR, H.; NOJA, M. Three-dimensional morphology of equatorial plasma bubbles deduced from measurements onboard CHAMP. **Annales Geophysicae**, v.33, p. 129-135, 2015.
- PAULINO, I.; MEDEIROS, A. F. de; BURITI, R. A.; SOBRAL, J. H. A.; TAKAHASHI, H.; GOBBI, D. Optical observations of plasma bubble westward drifts over Brazilian tropical region. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 72, p. 521–527, 2010.
- PAULINO, I.; MEDEIROS, A. F. de; BURITI, R. A.; TAKAHASHI, H.; SOBRAL, J. H. A.; GOBBI, D. Plasma bubble zonal drift characteristics observed by airglow images over Brazilian tropical region. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, p. 239–246, 2011a.
- PAULINO, I.; TAKAHASHI, H.; MEDEIROS, A. F.; WRASSE, C. M.; BURITI, R. A.; SOBRAL, J. H. A.; GOBBI, D. Mesospheric gravity waves and ionospheric plasma bubbles observed during the COPEX campaign. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 73, p. 1575–1580, 2011b.
- PAULINO, I.; MEDEIROS, A. F.; VADAS, S. L.; WRASSE, C. M.; TAKAHASHI, H.; BURITI, R. A.; LEITE, D.; FILGUEIRA, S.; BAGESTON, J. V.; SOBRAL, J. H. A.; GOBBI, D. Periodic waves in the lower thermosphere observed by oi630 nm airglow images. **Annales Geophysicae**, v. 34, p. 293–301, 2016.
- PI, X.; MANNUCCI, J.; LINDQWISTER, U. J.; HO, C. M. Monitoring of global ionospheric irregularities using the Worldwide GPS Network. **Geophysical Research Letters**, v. 24, p. 2283-2286, 1997.

PICANÇO, G. A. S. **Desenvolvimento e análise de um índice ionosférico baseado em dados de conteúdo eletrônico total**. 2019. 195p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2019.

PIMENTA, A. A.; FAGUNDES, P. R.; BITTENCOURT, J. A.; SAHAI, Y.; GOBBI, D.; MEDEIROS, A. F.; TAYLOR, M.J.; TAKAHASHI, H. Ionospheric plasma bubble zonal drift: a methodology using OI 630 nm all-sky imaging systems. **Advances in Space Research**, v. 27, p. 1219–1224, 2001.

PIMENTA, A. A.; BITTENCOURT, J. A.; FAGUNDES, P. R.; SAHAI, Y.; BURITI, R. A.; TAKAHASHI, H.; TAYLOR, M. J. Ionospheric plasma bubble zonal drifts over the tropical region: a study using OI 630 nm emission allsky images. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, p. 1117–1126, 2003.

PIMENTA, A. A.; AMORIM, D. C. M.; CANDIDO, C. M. N. Thermospheric dark band structures at low latitudes in the southern hemisphere under different solar activity conditions: a study using oi 630 nm emission all-sky images. **Geophysical Research Letters**, v. 35, 2008.

REZENDE, L. F. C.; DE PAULA, E. R.; BATISTA, I. S.; KANTOR, I. J.; MUELLA, M. T. Study of ionospheric irregularities during intense magnetic storms. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, p. 151–158, 2007.

RISHBETH, H. Polarization fields produced by winds in the equatorial Fregion. **Planetary and Space Science**, v.19, p. 357-369, 1971a.

RISHBETH, H. The F-layer dynamo. **Planetary and Space Science**, v.19, p. 263-267, 1971b.

RICHMOND, A.D.; FANG, T. W.; MAUTE A. Electrodynamics of the equatorial evening ionosphere: importance of winds in different regions. **Journal of Geophysical Research**, v. 120, p. 2118-2132, 2015.

- RODRIGUES, F. C. **Estudo das irregularidades ionosféricas equatoriais utilizando GPS**. 2003. 180p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.
- SAHAI, Y.; FAGUNDES, P. R.; BITTENCOURT, J. A. Transequatorial F-region ionospheric plasma bubbles: solar cycle effects. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 62, p. 1377–1383, 2000.
- SAHAI, Y.; BECKER-GUEDES, F.; FAGUNDES, P. R.; LIMA, W. L. C.; ABREU, A. J.; GURANIERI, F. L.; CANDIDO, C. M. N.; PILLAT, V. G. Unusual ionospheric effects observed during the intense 28 October 2003 solar flare in the Brazilian sector. **Annales Geophysicae**, v. 25, p. 2497-2502, 2007.
- SAITO, A.; FUKAO, S.; MIYAZAKI, S. High resolution mapping of tec perturbations with the gsi gps network over japan. **Geophysical Research Letters**, v. 25, p. 3079–3082, 1998.
- SCHAER, S.; GURTNER, W.; FELTENS, J. IONEX: The ionosphere map exchange format Version 1. In: IGC AC WORKSHOP, 1998, Darmstadt, Germany. **Proceedings...** 1998. p. 233–247.
- SANTANA, D. C.; SOBRAL, J. H. A.; TAKAHASHI, H.; TAYLOR, M. J. Optical studies of the ionospheric irregularities over the Brazilian region by nocturnal images of the OI 630 nm emission. **Advances in Space Research**, v. 27, p. 1207-1212, 2001.
- SANZ, J.; JUAN, J.; GONZALEZ-CASADO, G.; PRIETO-CERDEIRA, R.; SCHLUETER, S; ORUS, R. Novel ionospheric activity indicator specifically tailored for GNSS users. In: INTERNATIONAL TECHNICAL MEETING ON THE SATELLITE DIVISION OF THE INSTITUTE OF NAVIGATION, 27., 2014. **Proceedings...** 2014. p. 1173–1182.
- SEN, H. Y. Stratification of the F2 layer of the ionosphere over Singapore. **Journal of Geophysical Research**, v. 54, p. 363-366, 1949.

SOBRAL, J. H. A.; ABDU, M. A.; PEDERSEN, T. R.; CASTILHO, V. M.; ARRUDA, D. C. S.; MUELLA, M. T. A. H.; BATISTA, I. S.; MASCARENHAS, M.; DE PAULA, E. R.; KINTNER, P. M.; KHERANI, E. A.; MEDEIROS, A. F.; BURITI, R. A.; TAKAHASHI, H.; SCHUCH, N. J.; DENARDINI, C. M.; ZAMLUTTI, C. J.; PIMENTA, A. A.; DE SOUZA, J. R.; BERTONI, F. C. P. Ionospheric zonal velocities at conjugate points over Brazil during the COPEX campaign: experimental observations and theoretical validations. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 114, n/a–n/a, 2009.

TAKAHASHI, H.; WRASSE, C.; OTSUKA, Y.; IVO, A.; GOMES, V.; PAULINO, I.; MEDEIROS, A. F.; DENARDINI, C.; SANT'ANNA, N.; SHIOKAWA, K. Plasma bubble monitoring by TEC map and 630 nm airglow image. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 130–131, p. 151-158, 2015.

TAKAHASHI, H.; WRASSE, C.; DENARDINI, C.; PÁDUA, M.; DE PAULA, E.; COSTA, S.; OTSUKA, Y.; SHIOKAWA, K.; MONICO, J.; IVO, A.; SANT'ANNA, N. Ionospheric TEC weather map over South America. **Space Weather**, v. 14, p. 937-949, 2016.

TARDELLI, A.; FAGUNDES, P. R. Observations of ionospheric F layer quadruple stratification near equatorial region. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 120, p. 834-840, 2015.

TARDELLI, A.; FAGUNDES, P. R.; PEZZOPANE, M.; VENKATESH K.; PILLAT, V. G. Seasonal and solar activity variations of F3 layer and quadruple stratification (StF-4) near the equatorial region. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 121, p. 12116–12125, 2016.

TITHERIDGE, J.E. Winds in the ionosphere - a review. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 57, p. 1681-1714, 1995.

TSUNODA, R. T.; WHITE, B. R. On the generation and growth of equatorial backscatter plumes 1: wave structure in the bottom side F layer. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 3610-3616, 1981.

TSURUTANI, B.T.; MANNUCCI, A.; IIJIMA, B.; ABDU, M. A.; SOBRAL, J. H. A.; GONZALEZ, W.; GUARNIERI, F.; TSUDA, T.; SAITO A.; YUMOTO, K.; FEGER, B.; FULLER-ROWELL, T.; KOZYRA, J.; FOSTER, J. C.; COSTER, A.; VASYLIUNAS, V. M.; Global dayside ionospheric uplift and enhancement associated with interplanetary electric fields. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, p. 1-16, 2004.

TSURUTANI, B. T.; JUDGE, D. L.; GUARNIERI, F. L.; GANGOPADYAY, P.; JONES, A. R.; NUTALLI, J.; ZAMBON, G. A.; DIDKOVSKY, L.; MANNUCCI, A. J.; IIJIMA, B.; MEIER, R. R.; IMMEL, T. J.; WOODS, T. N.; PRASAD, S.; FLOYD, L.; HUBA, J.; SOLOMOM, S. C.; STRAUS, P.; VIERECK, R. The October 28, 2003 extreme EUV solar flare and resultant extreme Ionospheric effects: Comparison to other Halloween events and the Bastille Day event. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p.1-4, 2005.

YAMAZAKI, Y.; MAUTE, A. Sq and EEJ—a review on the daily variation of the geomagnetic field caused by ionospheric dynamo currents. **Space Science Reviews**, v. 405, p. 206-299, 2017.

YJGIT, E.; KOUCUCK KNIZOVA, P.; GEORGIEVA, K.; WARD, W. A review of vertical coupling in the atmosphere–ionosphere system: effects of waves, sudden stratospheric warmings, space weather, and of solar activity. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 141, p. 1–12, 2016.

YOKOYAMA, T.; SHINAGAWA, H.; JIN, H. Nonlinear growth, bifurcation, and pinching of equatorial plasma bubble simulated by three-dimensional high-resolution bubble model. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 119, p. 10474–10482, 2014.

YOKOYAMA, T.; JIN, H.; SHINAGAWA, H. West wall structuring of equatorial plasma bubbles simulated by three-dimensional HIRB model. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 120, p. 8810-8816, 2015.

- YOKOYAMA, T. A review on the numerical simulation of equatorial plasma bubbles toward scintillation evaluation and forecasting. **Progress in Earth and Planetary Science**, v. 4, p.1-13, 2017.
- YU, Y.; WAN, W.; LIU, L.; ZHAO, B. A global ionospheric TEC perturbation index. **Chinese Journal of Geophysics**, v. 52, p. 907-912, 2009.
- VASYLIUNAS, V.M. The physical basis of ionospheric electrodynamics. **Annales Geophysicae**, v. 30, p. 357–369, 2012.
- VENKATESH, K.; RAM, S. T.; FAGUNDES, P. R.; SEEMALA, G. K.; BATISTA, I. S. Electrodynamic disturbances in the Brazilian equatorial and low-latitude ionosphere on St. Patrick's Day storm of 17 March 2015. **Journal of Geophysical Research**, v. 122, p. 4553–4570, 2017.
- VOEYKOV, S. V.; YASYUKEVICH, A. S.; EDEMSKIY, I. K.; PEREVALOVA, N. P.; YASYUKEVICH, Y. V. WTEC: a new index to estimate the intensity of ionospheric disturbances. **Results in Physics**, v.11, p. 1056–1057, 2018.
- ZAKHARENKOVA, I.; ASTAFYEVA, E.; CHERNIAK, I. GPS & GLONASS observations of large-scale traveling ionospheric disturbances during the 2015 St. Patrick's Day storm. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 121, p. 12138 –12156, 2016.
- ZHANG, D. H.; XIAO, Z. Study of ionospheric response to the 4B flare on 28 October 2003 using International GPS Service network data. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, p.1-7, 2005.
- WEBB, D. F. The solar cycle variation of the rates of CMEs and related activity. **Advances in Space Research**, v. 11, p. 37-40, 1991.
- WILKEN, V.; KRIEGEL, M.; JAKOWSKI, N.; BERDERMAN J. An ionospheric index suitable for estimating the degree of ionospheric perturbations. **Space Weather**, v.8, p. 1-9, 2018.

WU, CHIN. -CHUN.; FRY, C.D.; LIU, J.-Y.; LIOU, K.; TSENG, C.-L., Annual TEC variation in the equatorial anomaly region during the solar minimum: September 1996–August 1997. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 66, p. 199–207, 2004.

WU, C. C.; LIOU, K.; LEPPING, R. P.; HUTTING, L.; PLUNKETT, S.; HOWARD, R. S.; SOCKER, D. The first super geomagnetic storm of solar cycle 24: “The St. Patrick’s Day event (17 March 2015)”. **Earth, Planets and Space**, v. 68, p. 151-163, 2016.

APÊNDICE A – CÁLCULO DO TEC POR GNSS

Nessa seção vamos descrever como os valores do conteúdo eletrônico total (TEC) podem ser calculados a partir das pseudodistâncias e das fases portadoras do Global Navigation Satellite System (GNSS).

A.1 Sistemas Globais de Navegação por Satélite (GNSS)

O GNSS é uma constelação de satélites que tem como objetivo determinar a posição e a velocidade de um objeto, localizado sobre ou próximo a superfície da Terra. O GNSS é composto pelo sistema americano GPS (30 satélites operacionais), pelo sistema russo GLONASS (24 satélites operacionais), pelo sistema da união europeia GALILEO (4 satélites operacionais) (JONAH, 2013). Além dos sistemas americano, russo e europeu, países como a Índia (Sistema IRNSS) e Japão (Sistema QZSS) também têm desenvolvido seus próprios sistemas de navegação (RAO, 2010). O Brasil possui diversos receptores de sinais dos satélites GNSS espalhados pelo seu território. A Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo do Sistema GNSS (RBMC) armazena os dados da rede com mais de 130 receptores distribuídos sobre o território brasileiro.

A.2 Sistema GPS

O sistema GPS é formado por três seguimentos:

- a) Segmento espacial: Formado por um sistema com 32 satélites distribuídos em 6 planos de órbita localizados em uma altitude de 20.200 km inclinados em 55° em relação ao equador com um período de aproximadamente 12 horas, garantindo que quatro satélites sejam visíveis em qualquer local da superfície.
- b) Segmento de Controle: Tem como atividade rastrear cada satélite enviando as correções dos dados transmitidos. As estações de rastreamento são monitoradas pelas estações mestras.

- c) Segmento do Usuário: Segmento composto por receptores, cujos dados são utilizados por civis e militares. A recepção é realizada por hardware e software de posicionamento utilizando os dados transmitidos pelo sistema de satélites.

A.3 Determinação do Conteúdo Eletrônico Total Utilizando as Observáveis do GPS

As observáveis do sistema de satélites GPS podem ser utilizadas para o cálculo do conteúdo eletrônico total.

A.3.1 Pseudodistâncias

As pseudodistâncias são as medidas de atraso do tempo de propagação durante a trajetória satélite – receptor multiplicado pela velocidade da luz no vácuo, como mostra a Equação 1:

$$P_r^s = c (t_r - t^s) \quad (1)$$

Onde:

P_r^s – Pseudodistância	t_r – Tempo de recepção do sinal no receptor
c – Velocidade da luz no vácuo	t^s – Tempo de transmissão do sinal pelo satélite

O erro de sincronismo entre o sistema de tempo GPS e os respectivos relógios, são relacionados (MONICO, 2000), como mostram as Equações 2 e 3

$$\Delta T^s = t^s - dt^s \quad (2)$$

$$\Delta T_r = t_r - dt_r \quad (3)$$

onde:

dt^s – Erro do relógio do satélite no instante t^s

dt_r – Erro do relógio do receptor o instante t_r

Considerando as Equações 1,2, 3 e os efeitos da atmosfera terrestre:

$$P_r^s = \rho + c (dt_r - dt^s) + I_r^s + T_r^s + b_r^s + m_r^s + \epsilon_r^s \quad (4)$$

onde:

P_r^s – Pseudodistância

I_r^s - Atraso devido a Ionosfera

ρ – Distância geométrica entre o satélite e o receptor

T_r^s - Atraso devido a Troposfera

c – Velocidade da luz no vácuo

b_r^s - Erro instrumental

dt_r – Erro do relógio do receptor

m_r^s - Multicaminho

dt^s – Erro do relógio do satélite

ϵ_r^s - Ruído térmico

Os satélites GPS transmitem as mesmas frequências portadoras L1 e L2, com a modulação do código diferente para cada satélite e com uma frequência fundamental é de 10,23MHz. Dois sinais da portadora são criados a partir deste sinal multiplicando a frequência e o comprimento de onda em 154 para o L1 e em 120 para a L2 (JONAH, 2013):

$$L1 = 1575,42 \text{ MHz e } \lambda = 19 \text{ cm}$$

$$L2 = 1227,60 \text{ MHz e } \lambda = 24 \text{ cm}$$

Então, considerando as frequências L1, L2 e Equação 4:

$$P_1 = \rho + c (dt_r - dt^s) + I_1 + T + b_{1r}^P + b_{1s}^P + m_1^P + \epsilon_1^P \quad (5)$$

$$P_2 = \rho + c (dt_r - dt^s) + I_2 + T + b_{2r}^P + b_{2s}^P + m_2^P + \epsilon_2^P \quad (6)$$

Fazendo a diferença entre $P_2 - P_1$, a distância geométrica, os erros dos relógios e o atraso da troposfera se cancelam. Negligenciando o multicaminho e o erro térmico e reorganizando os termos tem-se:

$$P_2 - P_1 = I_2 - I_1 + b_r^P + b_s^P \quad (7)$$

A.3.2 Fase Portadora

A fase portadora ϕ_r^s corresponde a diferença entre a fase do sinal do satélite recebido no receptor ϕ^s e a fase do sinal gerado no receptor ϕ_r , ambas no instante do receptor t_r :

$$\phi_r^s = \phi^s - \phi_r + N_r^s + \epsilon \phi_r^s \quad (8)$$

onde:

ϕ_r^s – Fase da portadora ϕ_r – Fase gerada no receptor

ϕ^s – Fase da portadora gerada no satélite e recebida na estação receptora N_r^s – Ambiguidade da fase
 $\epsilon \phi_r^s$ – Erro da onda portadora

A Equação 8 pode ser reescrita de forma similar a Equação 4 da fase portadora em unidades de comprimento (CAMARGO, 1999):

$$\phi_r^s = \rho + c (dt_r - dt^s) + I_r^s + T_r^s + b_r^s + \lambda N_r^s + m_r^s + \epsilon_r^s \quad (9)$$

onde:

ϕ_r^s – Fase da portadora	T_r^s - Atraso devido a Troposfera
ρ – Distância geométrica entre o satélite e o receptor	b_r^s - Erro instrumental
c – Velocidade da luz no vácuo	λ = Comprimento de onda
dt_r – Erro do relógio do receptor	N = Ambiguidade da fase portadora
dt^s – Erro do relógio do satélite	m_r^s – Multicaminho
I_r^s - Atraso devido a Ionosfera	ϵ_r^s - Ruído térmico

Considerando as frequências L1, L2:

$$\phi_1 = \rho + c (dt_r - dt^s) + I_1 + T + b_{1r}^\phi + b_{1s}^\phi + m_1^\phi + \epsilon_1^\phi \quad (10)$$

$$\phi_2 = \rho + c (dt_r - dt^s) + I_2 + T + b_{2r}^\phi + b_{2s}^\phi + m_2^\phi + \epsilon_2^\phi \quad (11)$$

Fazendo a diferença entre $\phi_1 - \phi_2$, a diferença geométrica, os erros dos relógios e o atraso da troposfera se cancelam. Negligenciando o multicaminho, o erro térmico e reorganizando os termos tem-se:

$$\phi_1 - \phi_2 = I_1 - I_2 + b_r^\phi + b_s^\phi + (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) \quad (12)$$

A.3.3 Atrasos devido a Ionosfera

A velocidade da onda eletromagnética incidente num meio de índice de refração n tem sua velocidade modificada:

$$n = \frac{c}{v}$$

onde:

c : velocidade da luz no vácuo

v : velocidade da onda eletromagnética no vácuo

A onda eletromagnética ao passar pelo meio ionosférico sofre uma alteração em sua trajetória e na sua velocidade. A onda eletromagnética propaga-se no espaço com comprimento de onda λ e frequência f , sendo a velocidade de fase representada abaixo:

$$v_f = \frac{w}{k}, \quad v_f = \lambda f \quad (13)$$

onde:

w : velocidade angular

k : número de onda

Em um grupo de ondas com frequências pouco variáveis, a velocidade é definida como velocidade de grupo:

$$v_g = \frac{dw}{dk}, \quad v_g = -\frac{df}{d\lambda} \lambda^2 \quad (14)$$

Considerando as Equações 13 e 14:

$$v_g = v_f - \lambda \frac{df}{d\lambda} \quad (15)$$

Para calcular as Equações de TEC, será considerado f para representar a frequência da onda eletromagnética e f_n para representar a frequência do plasma ionosférico. A relação entre a frequência da onda eletromagnética e a frequência do plasma ionosférico é dada Equação abaixo:

$$n_f = \sqrt{1 - \frac{f_n^2}{f^2}} \quad (16)$$

onde: n_f é o índice de refração de fase

Considerando a aproximação onde $f \gg f_n$, tem-se:

$$\sqrt{1 - \frac{f_n^2}{f^2}} \cong 1 - \frac{f_n^2}{2f^2} \quad (17)$$

Desta forma o índice de refração de fase é dado pela Equação abaixo:

$$n_f = 1 - \frac{f_n^2}{2f^2} \quad (18)$$

Utilizando a mesma metodologia:

$$n_g = 1 + \frac{f_n^2}{2f^2} \quad (19)$$

Mas,

$$f_n = \frac{n_e e^2}{4\pi \epsilon_0 m} \quad (20)$$

onde:

n_e : é a densidade eletrônica (elétrons/m³)

ϵ_0 : é a permissividade elétrica no vácuo

Onde: $\frac{n_e e^2}{4\pi \epsilon_0 m} = 80,6$, desta forma, substituindo esta constante nas Equações 18 e 19 e considerando que o sinal do satélite sofre refração ao atravessar a ionosfera, onde a velocidade de grupo sofre uma diminuição e a velocidade de fase sofre um aumento como mostram as Equações abaixo, respectivamente:

$$n_f = 1 - 40.3 \frac{n_e}{f^2} \quad (20)$$

$$n_g = 1 + 40.3 \frac{n_e}{f^2} \quad (21)$$

onde: n_e é a densidade de elétrons

Os índices de refração medem o erro de leitura dos dados transmitidos pelo satélite. O conteúdo eletrônico total é a medida da quantidade de elétrons livres ao longo do caminho das ondas eletromagnéticas entre cada satélite e o receptor e é dado por:

$$TEC = \int_r^s n_e ds \quad (22)$$

Sabe-se que a partir do índice de refração n , a medida da distância s entre o satélite e o receptor do sinal na superfície terrestre é dado por (MATSUOKA, 2007):

$$s = \int_r^s n ds \quad (23)$$

Desconsiderando o erro ionosférico $n = 1$, sendo assim:

$$\rho = \int_r^s ds \quad (24)$$

A diferença entre s e ρ é devido ao atraso ionosférico, i.e., $s - \rho = I_{f_r}^s$. A partir das Equações 23 e 24 pode-se calcular o erro devido à ionosfera. Considerando o índice de refração da fase (Equação 20) e o índice de refração de grupo (Equação 21) tem-se:

$$I_{f_r}^s = - \frac{40.3}{f^2} \int_r^s n_e ds \quad (25)$$

$$I_{g_r}^s = \frac{40.3}{f^2} \int_r^s n_e ds \quad (26)$$

Sabe-se que a refração de grupo está relacionada com o código e conhecida como atraso ionosférico (MATSUOKA, 2007). Considerando a Equação 22 tem-se:

$$I_{f_r}^s = - \frac{40.3}{f^2} TEC \quad (27)$$

$$I_{g_r}^s = \frac{40.3}{f^2} TEC \quad (28)$$

Considerando as diferenças entre as pseudodistâncias (Equação 7) é possível calcular o TEC sem os termos de baias, cujos resultados não possuem ambiguidades, mas são resultados ruidosos

$$TEC = 9.52 \times 10^{16} (P_2 - P_1) \quad (29)$$

onde $TECU = 10^{16}$ el/m², portanto

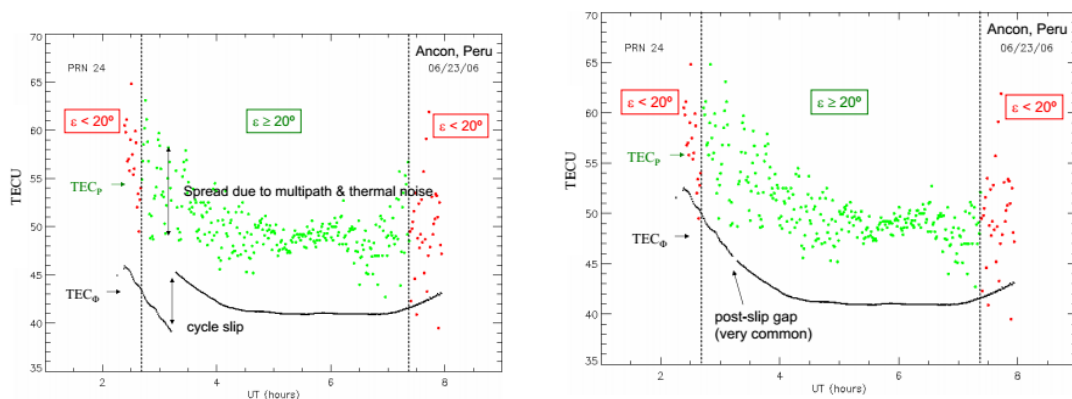
$$TEC = 9.52 (P_2 - P_1) \quad (30)$$

Considerando o mesmo procedimento para a diferença entre fase portadora, tem-se resultados com mais ambiguidade, mas, porém, resultados mais precisos:

$$TEC_\phi = 9.52 (\phi_1 - \phi_2) \quad (31)$$

A Figura A.1 mostra os valores de TEC calculados para a estação de Ancon, Peru em 23 de junho de 2006, do lado esquerdo: os valores de TEC sem a correção dos *cycle slips* (linha preta) e do lado direito: os valores de TEC com a correção dos *cycle slips*. Os valores de TEC foram calculados a partir da fase portadora, precisa, porém ambígua e apresenta *cycle slip* e pelas pseudodistâncias, não contém ambiguidade, porém é imprecisa devido ao multicaminhos e ruídos térmicos (pontos verdes). Os *cycle slips* são corrigidos aplicando o Método dos Mínimos Quadrados nas medidas de fase.

Figura A.1 – TEC calculados pelas pseudodistâncias e fase portadora com e sem *cycle slip*.



Fonte: Cerrano (2009).

A.3.4 Nivelamento da Fase Portadora com a Pseudodistância

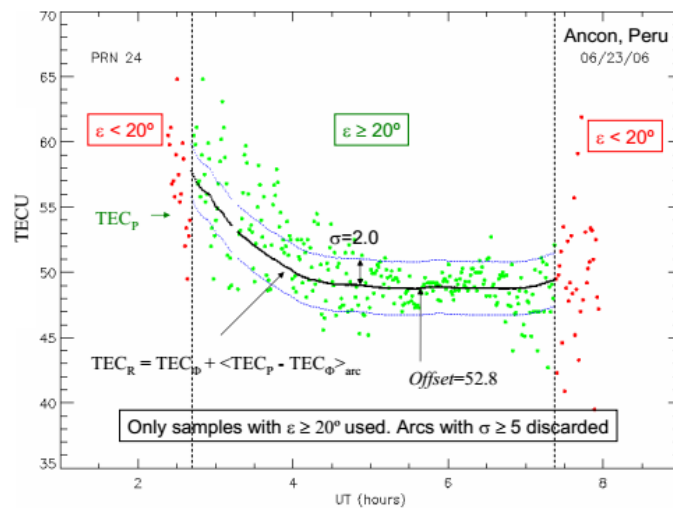
Como os valores calculados utilizando as medidas da pseudodistância não são ambíguos, mas, porém, mais ruidosos e os valores calculados utilizando as medidas da fase portadora são precisos, mas, porém, ambíguos, desta forma o TEC calculado a partir da fase portadora deve ser ajustado ao de TEC calculado pela pseudodistância correspondente para cada par satélite e receptor (JONAH, 2013).

$$TEC = TEC_{\phi} + \langle TEC_{\phi} - TEC_p \rangle \quad (22)$$

A ambiguidade é removida pela média $\langle \text{TEC}_\phi - \text{TEC}_p \rangle$, no entanto os cálculos ainda incluem os erros instrumentais dos satélites e dos receptores a partir das médias da pseudodistância e da fase portadora.

A Figura A.2 mostra TEC relativo, onde é possível observar a correção do *offset* ($\langle \text{TEC}_\phi - \text{TEC}_p \rangle$) após o nivelamento.

Figura A.2 – TEC Relativo.



Fonte: Cerrano (2009).