



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/11.05.10.34-TDI

**MODELAGEM DE CORRENTES
GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS:
COMPARAÇÃO DE EFEITOS EM DIFERENTES
LATITUDES**

Erica Monteiro Diogo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Antonio Lopes Padilha, e Livia Ribeiro Alves, aprovada em 29 de outubro de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3S6F62S>>

INPE
São José dos Campos
2019

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

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Dr. 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)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/11.05.10.34-TDI

**MODELAGEM DE CORRENTES
GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS:
COMPARAÇÃO DE EFEITOS EM DIFERENTES
LATITUDES**

Erica Monteiro Diogo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Antonio Lopes Padilha, e Livia Ribeiro Alves, aprovada em 29 de outubro de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3S6F62S>>

INPE
São José dos Campos
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Diogo, Erica Monteiro.

D621m Modelagem de correntes geomagneticamente induzidas: Comparação de efeitos em diferentes latitudes / Erica Monteiro Diogo. – São José dos Campos : INPE, 2019.
xxx + 154 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/11.05.10.34-TDI)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Antonio Lopes Padilha, e Livia Ribeiro Alves.

1. Correntes geomagneticamente induzidas. 2. Clima espacial. 3. Eletrojato equatorial. 4. Interpolação do campo geomagnético. I.Título.

CDU 550.385.4



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): *Erica Monteiro Diogo*

Título: "MODELAGEM DE CORRENTES GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS:
COMPARAÇÃO DE EFEITOS EM DIFERENTES LATITUDES"

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. Marcelo Magalhães Fares Saba

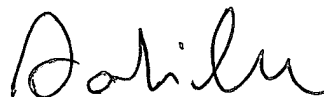


Presidente / INPE / SJC Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Antonio Lopes Padilha

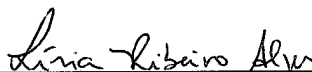


Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dra. Livia Ribeiro Alves



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 29 de outubro de 2018

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. Alexandre Alvares Pimenta

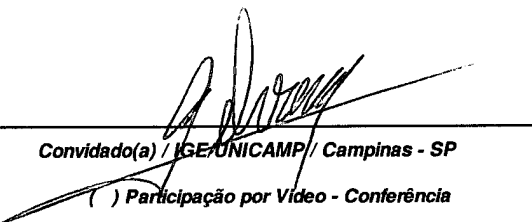


Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Gelvam André Hartmann

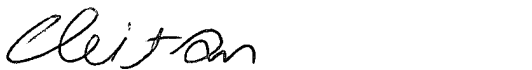


Convidado(a) / IGE/UNICAMP/ Campinas - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Cleiton da Silva Barbosa



Convidado(a) / INPI / Rio de Janeiro - RJ

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 29 de outubro de 2018

“When you free your eyes, eternal prize.”

Aerials, System of a Down.

*A meus pais, Angela e Mauricio. A meus irmãos Regina e Ulisses.
A meu maior companheiro, Ercílio.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço, acima de tudo, aos meus pais, por sempre estarem ao meu lado em todos os desafios e etapas da minha vida. Aos meus irmãos por me apoiarem e me ouvirem sempre. Aos familiares que estiveram presentes em minha vida e me incentivaram.

Ao Ercilio, por caminhar ao meu lado, em qualquer circunstância, mesmo quando parecia que seria impossível. À Cirlene, por me acolher em sua família.

A todas as pessoas no INPE que fizeram esta caminhada ser possível: o corpo docente, os coordenadores do Curso de Geofísica Espacial, as secretárias Conceição e Filomena, e aos demais funcionários.

Aos amigos, novos e antigos, Marcos Banik, Patrícia Mara, Andréa Matos, Franciscana Melo e Karen Sarmiento.

À minha “amiga-irmã”, Karleyne Medeiros, que me motivou nas horas mais desanimadoras, sempre me mostrando o lado positivo.

Ao Dr. Severino Dutra, por sempre demonstrar zelo e interesse pelo desenvolvimento de seus estudantes. Ao Dr. Marcelo Banik, pela disponibilidade e paciência. Aos membros da banca examinadora, pela disponibilidade e atenção.

Aos meus orientadores, Dr. Antonio Lopes Padilha e Dra. Livia Ribeiro Alves, que sempre tiveram paciência, incentivaram e acreditaram no trabalho que desenvolvemos ao longo deste doutorado.

Ao CNPq e à Capes, pela concessão das bolsas de estudo e auxílio financeiro para a realização deste trabalho.

RESUMO

Correntes geomagneticamente induzidas (GIC) são um dos efeitos das tempestades geomagnéticas e que podem causar problemas e danos a sistemas tecnológicos instalados na superfície da Terra. As regiões de latitude auroral são mais suscetíveis às GIC devido às intensas variações do campo geomagnético durante tempestades geomagnéticas nessa região e, conseqüentemente, os estudos sobre seus efeitos concentram-se principalmente nessas latitudes. No entanto, a ocorrência de GIC em baixas latitudes, mesmo de baixa intensidade, pode também causar danos a longo prazo a transformadores de linhas de alta tensão. Ao estudar a ocorrência de GIC na região equatorial, espera-se que efeitos mais significativos sejam observados devido à presença do eletrojato equatorial. Este trabalho tem como objetivo estimar e comparar a amplitude das GIC em diferentes regiões. Para isso, propõe-se o uso de arranjos de magnetômetros localizados em diferentes latitudes geomagnéticas, métodos de interpolação do campo geomagnético para calcular o campo geoeletrico e, finalmente, obter as amplitudes da GIC em sistemas hipotéticos de transmissão de energia. Foram aqui utilizados os métodos de interpolação *Spherical Cap Harmonic Analysis* (SCHA) e *Spherical Elementary Current System* (SECS), bem como o método de cálculo do campo geoeletrico, usando informação sobre a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície. Por fim, o método Lehtinen-Pirjola foi utilizado para estimar a GIC nos pontos de aterramento da linha de transmissão. O conjunto de dados disponíveis é composto por medições de campo geomagnético adquiridas em diferentes latitudes geomagnéticas, informações sobre a condutividade elétrica do subsolo nas regiões de interesse e informações de engenharia das linhas de transmissão de energia. As medidas utilizadas foram adquiridas por estações magnéticas operadas pelo programa brasileiro de Clima Espacial (EMBRACE), em baixas latitudes geomagnéticas, pelo grupo de Geomagnetismo do INPE, em estações provisórias instaladas em torno do eletrojato equatorial, e pelo NRCan (Canadá), em estações localizadas na região do eletrojato auroral. Uma validação prévia dos códigos computacionais produzidos mostrou que os métodos adotados foram capazes de reproduzir satisfatoriamente o comportamento das GIC calculadas. Os resultados mostraram que, na região equatorial brasileira, a GIC mais intensa (7,70 A) foi obtida durante o SSC de um evento moderado observado entre 31 de janeiro e 2 de fevereiro de 1991 (Dst = -79 nT e Kp = 6-). A GIC estimada para outro evento ocorrido entre 26-28 de novembro de 1990 (Dst = -135 nT e Kp = 7-) foi comparada para as regiões equatoriais brasileiras e auroras canadenses. Verificou-se que a GIC estimada na região equatorial apresentou menor intensidade (3,83 A) do que na região auroral (11,88 A), devido à maior intensidade das variações geomagnéticas e menor condutância crustal da região onde foram estimadas as GIC na região canadense. Estimativas dos sistemas equivalentes de corrente elétrica ionosférica com os métodos SECS e SCHA foram obtidas apenas para a região equatorial brasileira durante o evento de novembro de

1990. Observou-se que os resultados do método SECS foram capazes de mostrar uma tendência para o comportamento da densidade equivalente de corrente elétrica ionosférica, mas o mesmo não foi obtido para o método SCHA. Assim, pode-se afirmar que o método SECS pode ser aplicado de forma mais eficiente para interpolação do campo geomagnético tanto em altas latitudes como em latitudes equatoriais, tendo sido verificado que os sistemas equivalentes de correntes são obtidos de forma razoável para a região equatorial. Por fim, verificou-se que o método SECS de interpolação produz um erro da mesma ordem de magnitude ($\sim 30\%$) quando se utiliza uma rede densa (como na região equatorial) ou esparsa (como na região auroral) de magnetômetros, o que demonstra a versatilidade do método para aplicação em diferentes estudos.

Palavras-chave: Correntes Geomagneticamente Induzidas. Clima Espacial. Eletrojato equatorial. Interpolação do campo geomagnético.

MODELLING OF GEOMAGNETICALLY INDUCED CURRENTS: COMPARISON OF EFFECTS IN DIFFERENT LATITUDES

ABSTRACT

Geomagnetically induced currents (GIC) are one of the effects of geomagnetic storms that can cause problems and damage to technological systems installed on the Earth's surface. Regions of auroral latitude are more susceptible to GIC due to the intense geomagnetic field variations during geomagnetic storms at these latitudes and consequently the studies on GIC effects are concentrated mainly in these latitudes. However, the occurrence of GIC at low latitudes, even of low intensity, may also cause long-term damage to high-voltage transformers in transmission lines. When studying the GIC occurrence in the equatorial region, it is expected that more significant effects will be observed due to the presence of the equatorial electrojet. This work aims to estimate and compare the GIC amplitude in different regions. For this will be used magnetometer arrays located at different geomagnetic latitudes, interpolation methods of the geomagnetic field to calculate the geoelectric field and, finally, estimate GIC amplitudes in a hypothetical energy transmission system. Spherical Cap Harmonic Analysis (SCHA) and Spherical Elementary Current System (SECS) interpolation methods, as well as information on the underground distribution of electrical conductivity, are used for calculating the geoelectric field. Finally, the Lehtinen-Pirjola method was used to estimate the GIC at the grounding points of the transmission line. The data set is composed of geomagnetic field measurements acquired at different geomagnetic latitudes, information about the ground electrical conductivity in the regions of interest and engineering information about the power transmission lines. The geomagnetic data were acquired by magnetometer arrays operated by the Brazilian Space Weather Program (EMBRACE) in low geomagnetic latitudes, by the INPE's Geomagnetism group in temporary stations installed around the equatorial electrojet, and by the NRCan (Canada) in stations located in the auroral electrojet region. A previous validation of the produced computer codes has shown that the methods are able to reproduce satisfactorily the behavior of the calculated GICs. The results showed that in the Brazilian equatorial region the most intense GIC (7.70 A) was derived during the SSC of a moderate storm observed between January 31 and February 2, 1991 (Dst = -79 nT and Kp = 6-). The estimated GIC for another event taken place between November 26-28, 1990 (Dst = -135 nT and Kp = 7-) was compared to estimates for the Canadian auroral region. It was verified that the GIC estimated in the equatorial region presented lower intensity (3.83 A) than that of the auroral region (11.88 A), due to the larger intensity of the auroral geomagnetic variations and the lower crustal conductance in the Canadian region. Estimates of equivalent ionospheric electric current systems using the SECS and SCHA methods were

obtained only for the Brazilian equatorial region during the event of November 1990. It was observed that the results of the SECS method were able to show a local trend for the equivalent ionospheric electric current density behavior, but the same was not obtained for the SCHA method. Thus, it can be stated that the SECS method can be more efficiently applied for geomagnetic field interpolation in high and equatorial latitudes, and it has been verified that equivalent currents systems are reasonably derived for the equatorial region. Finally, it was found that the SECS interpolation method produces an error of the same magnitude order ($\sim 30\%$) when using dense (as in the equatorial region) or sparse (as in the auroral region) magnetometer arrays, which demonstrates the versatility of the method for application in different studies.

Keywords: Geomagnetically induced currents. Space Weather. Equatorial electrojet. Geomagnetic field interpolation.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Esquema da cadeia de eventos que levam às GIC e seus efeitos.	7
Figura 2.2 – Diagrama de Borboleta: média diária da área das manchas solares.....	9
Figura 2.3 – Linhas de campo magnético solar e lâmina de corrente neutra....	10
Figura 2.4 – Regiões de interação corrotante.....	11
Figura 2.5 – Estrutura possível para a espiral de Arquimedes e fronteira da heliosfera.....	12
Figura 2.6 – Regiões da magnetosfera terrestre.....	14
Figura 2.7 – Sistemas de correntes elétricas magnetosféricas de larga escala.....	15
Figura 2.8 – Perfil de densidade iônica representativo da ionosfera de médias latitudes, com a estrutura de camadas da ionosfera.....	17
Figura 2.9 – Comparação entre os perfis de densidade de plasma ionosférica para o dia e a noite.....	18
Figura 2.10 – Padrão dos vórtices do sistema Sq obtido das variações do campo geomagnético abaixo de 50° de latitude.....	20
Figura 2.11 – Representação dos circuitos de correntes Pedersen e Hall na região auroral.....	21
Figura 2.12 – Formação do eletrojato equatorial com base em uma geometria de camada.....	22
Figura 2.13 – Localização do arranjo de magnetômetros e do equador geomagnético para a época de 1990.....	24
Figura 2.14 – Diagrama de acoplamento entre o meio interplanetário e a magnetosfera terrestre.....	25
Figura 2.15 – Fases de uma tempestade geomagnética.....	26
Figura 2.16 – Diagrama de fluxo das GIC em linhas de transmissão de energia elétrica.....	30
Figura 2.17 – GIC medida na linha de transmissão de 400 kV, de Nurmijarvi a Loviisa (Finlândia).....	30
Figura 2.18 – Saturação por meio ciclo em um transformador.....	33
Figura 3.1 Calota esférica de semiângulo θ_0 , em que θ é a colatitude.....	37
Figura 3.2 – Sistemas elementares que compõem o SECS.....	40
Figura 3.3 – Esquema de um modelo 1D de camadas para o solo.....	49

Figura 3.4 – Definição dos símbolos para uma rede condutora aterrada.....	50
Figura 4.1 – Posição do arranjo de magnetômetros instalados na região brasileira de baixas latitudes.....	54
Figura 4.2 – Fluxograma para o código do método SECS.....	57
Figura 4.3 – Posições geográficas dos parâmetros de entrada.....	58
Figura 4.4 – Comparação entre a interpolação e os dados.....	59
Figura 4.5 – Comparação entre a derivada temporal da interpolação e dos dados.....	60
Figura 4.6 – Desvio quadrático médio para cada magnetômetro da Figura 4.2.	62
Figura 4.7 – Variação das componentes do campo geomagnético, adquiridas pelo observatório geomagnético de Ottawa, entre 13 e 14 de março de 1989.	63
Figura 4.8 – Esquema da relação entre a resistividade elétrica e a profundidade do solo do modelo unidimensional utilizado.....	64
Figura 4.9 – Fluxograma para o código que realiza a estimativa do campo geoeletrico.....	65
Figura 4.10 – Resultado da sub-rotina que fornece informações sobre a resistividade aparente e fase da impedância para a região de Ottawa, no Canadá.....	66
Figura 4.11 – Amplitude em função da frequência para a variação dos campos geomagnético e elétrico.....	67
Figura 4.12 – Comparação entre os valores fornecidos pelo NRCan e a estimativa do campo geoeletrico.....	68
Figura 4.13 – Localização geográfica das estações magnéticas operadas pelo EMBRACE e pelo ON.....	70
Figura 4.14 – Esquema da relação entre a resistividade elétrica e a profundidade do solo do modelo unidimensional utilizado.....	71
Figura 4.15 – Localização geográfica das subestações e das linhas de transmissão elétricas conectadas a Itumbiara.....	72
Figura 4.16 – Fluxograma para o código baseado no método Lehtinen-Pirjola.	73
Figura 4.17 – Posições geográficas dos parâmetros de entrada.....	74
Figura 4.18 – Resultado da interpolação obtida a partir do método SECS.....	75
Figura 4.19 – Estimativa do campo geoeletrico para a posição geográfica da subestação de Itumbiara.....	76
Figura 4.20 – Comparação entre os dados de GIC obtidos pelo sensor Hall e os resultados calculados pelo código para o evento escolhido.....	76

Figura 5.1 – Arranjo de magnetômetros e equador magnético.....	82
Figura 5.2 – Variação da componente X do campo geomagnético adquirida pelo magnetômetro BUR, para o Evento 1 da Tabela 5.2.....	83
Figura 5.3 – Bacias sedimentares na região do arranjo de magnetômetros utilizado no estudo da região equatorial.....	84
Figura 5.4 – Esquema da relação entre a resistividade elétrica e a profundidade do solo dos modelos unidimensionais utilizados.....	85
Figura 5.5 – Posições geográficas dos polos de corrente elétrica e magnetômetros usados para calcular a interpolação referente aos eventos listados na Tabela 5.2.....	87
Figura 5.6 – Comparação entre a interpolação e os dados.....	88
Figura 5.7 – Comparação entre os resultados obtidos pelo método SECS e os dados adquiridos pelo magnetômetro.....	89
Figura 5.8 – Comparação entre os resultados obtidos pelo método SECS e os dados adquiridos pelo magnetômetro.....	90
Figura 5.9 – Desvios quadráticos médios para os Eventos 1 e 2.....	91
Figura 5.10 – Desvios quadráticos médios para os Eventos 3 e 4.....	92
Figura 5.11 – Configuração geográfica utilizada na interpolação.....	94
Figura 5.12 – Interpolação da variação do campo geomagnético para as subestações da Figura 5.11, durante o Evento 1.....	95
Figura 5.13 – Interpolação da variação do campo geomagnético para as subestações da Figura 5.11, durante o Evento 2.....	96
Figura 5.14 – Interpolação da variação das componentes do campo geomagnético para as subestações da Figura 5.11, durante o Evento 3.....	97
Figura 5.15 – Interpolação da variação das componentes do campo geomagnético para as subestações da Figura 5.11, durante o Evento 4.....	98
Figura 5.16 – Estimativa da variação do campo geoeletrico calculado a partir do modelo 1D-A.....	100
Figura 5.17 – Estimativa da variação do campo geoeletrico calculado a partir do modelo 1D-B.....	101
Figura 5.18 – Estimativa para as GIC durante os eventos escolhidos para o estudo, calculadas a partir do campo geoeletrico obtido com o modelo 1D-A, para a subestação 2, mostrada na Figura 5.11.....	103
Figura 5.19 – Estimativa para as GIC durante os Eventos escolhidos para o estudo, calculadas a partir do campo geoeletrico obtido com o modelo 1D-B, para cada uma das subestações mostradas na Figura 5.11.....	104
Figura 5.20 – Localização dos observatórios magnéticos canadenses da Tabela	

5.5.....	110
Figura 5.21 – Variação da componente X do campo geomagnético para o observatório magnético de BLC, durante o Evento 1 da Tabela 5.1.....	111
Figura 5.22 – Esquema da relação entre a resistividade elétrica e a profundidade do solo do modelo unidimensional utilizado.....	112
Figura 5.23 – Posições geográficas dos polos de corrente elétrica e observatórios magnéticos usados para calcular a interpolação referente ao Evento 1, listado na Tabela 5.7.....	115
Figura 5.24 – Comparação entre a interpolação do capô geomagnético e os dados do campo geomagnético para o Evento 1.....	116
Figura 5.25 – Comparação entre as medidas da variação do campo geomagnético para os observatórios magnéticos canadenses utilizados como parâmetros de entrada do método SECS. A linha verde marca o instante em que ocorre o SSC.....	117
Figura 5.26 – Comparação entre a variação das derivadas temporais do campo geomagnético para o Evento 1.....	118
Figura 5.27 – Configuração utilizada para realizar a interpolação da variação das componentes do campo geomagnético para o Evento 1.....	120
Figura 5.28 – Interpolação da variação do campo geomagnético para o Evento entre 26 e 28 de novembro de 1990.....	120
Figura 5.29 – Comparação entre a variação das componentes do campo geoeletrico estimada e a fornecida pelo NRCan.....	122
Figura 5.30 – Posição geográfica das subestações onde foi estimada a amplitude das correntes geomagneticamente induzidas para o Evento 1.....	123
Figura 5.31 – Estimativa para as GIC durante o Evento 1, calculadas a partir do campo geoeletrico obtido com o modelo 1D, para a localização da subestação 2, mostrada na Figura 5.30.....	123
Figura 5.32 – Comparação entre a estimativa para as GIC durante o Evento 1, obtidas para a região auroral canadense (em preto) e a região equatorial brasileira (em vermelho), para a subestação 2.....	128
Figura 5.33 – Variação da componente X do campo geomagnético para o dia 23/01/1991.....	130
Figura 5.34 – Estimativa dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes sobre a região equatorial, obtidos a partir do método SECS, para 23/01/1991.....	131
Figura 5.35 – Variação da componente X do campo geomagnético para o dia 27/11/1990.....	132
Figura 5.36 – Estimativa dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas	

equivalentes sobre a região equatorial, obtidos a partir do método SECS, para 27/11/1990..... 133

Figura 5.37 – Estimativa dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes sobre a região equatorial, obtidos a partir do método SCHA, para 27/11/1990..... 135

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 – Tabela de conversão entre a faixa (r) e K para Boulder (Estados Unidos).....	27
Tabela 2.2 – Classificação de tempestades geomagnéticas.....	28
Tabela 4.1 – Coordenadas geográficas dos magnetômetros instalados na região de baixas latitudes entre 18 de julho e 14 de setembro de 2002.....	55
Tabela 4.2 – Informações de profundidade e resistividade elétrica do modelo unidimensional utilizado para a estimativa do campo geoeletrico.....	64
Tabela 4.3 – Informações sobre as estações magnéticas.....	69
Tabela 4.4 – Informações de profundidade e resistividade elétrica do modelo unidimensional utilizado para a estimativa do campo geoeletrico.....	71
Tabela 4.5 – Distâncias entre as subestações do sistema de transmissão elétrica utilizado para o cálculo das GIC.....	72
Tabela 5.1 – Coordenadas geográficas dos magnetômetros.....	80
Tabela 5.2 – Eventos escolhidos para o estudo.....	81
Tabela 5.3 – Informações de profundidade e resistividade elétrica dos modelos unidimensionais utilizados para a estimativa do campo geoeletrico.....	85
Tabela 5.4 – Intensidade máxima das GIC para os Eventos estudados.....	105
Tabela 5.5 – Lista dos observatórios magnéticos permanentes do Canadá... ..	109
Tabela 5.6 – Informações de profundidade e resistividade elétrica do modelo unidimensional utilizado para a estimativa do campo geoeletrico.....	112
Tabela 5.7 – Informações dos observatórios magnéticos permanentes do Canadá que adquiriram dados durante os dias 26, 27 e 28 de novembro de 1990.....	114
Tabela 5.8 – Desvios quadráticos médios para as componentes X e Y e suas respectivas derivadas temporais.....	118

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AC	<i>Alternate current</i>
AE	<i>Auroral Electrojet</i>
CANMOS	<i>CANadian Magnetic Observatory System</i>
CME	<i>Coronal mass ejection</i>
CIR	<i>Corotating interaction region</i>
CMI	Campo magnético interplanetário
DC	<i>Direct current</i>
DIDGE	Divisão de Geofísica Espacial
DGC	Diretoria de Geociências
Dst	<i>Disturbance storm time</i>
EMBRACE	Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial
EUV	Extremo ultra-violeta
FAC	<i>Field aligned currents</i>
GEOMA	Grupo de Geomagnetismo
GIC	<i>Geomagnetically induced currents</i>
GO	Goiás
GSC	<i>Geological Survey of Canada</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICME	<i>Interplanetary coronal mass ejection</i>
IGRF	<i>International Geomagnetic Reference Field</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
KVArh	quilovolt-ampère-reactivo-hora
L	<i>Lunar</i>
L	Leste
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
N	Norte
NRCan	<i>Natural Resources Canada</i>
O	Oeste
OFCM	<i>Office of the Federal Coordinator for Meteorology</i>

ON	Observatório Nacional
S	Sul
SCHA	<i>Spherical Cap Harmonic Analysis</i>
SECS	<i>Spherical Elementary Current Systems</i>
SGB	Serviço Geológico do Brasil
SHA	<i>Spherical Harmonic Analysis</i>
<i>Sq</i>	<i>Solar quiet</i>
SSC	<i>Storm sudden commencement</i>
UA	Unidade astronômica
UT	<i>Universal time</i>
WDC	<i>World Data Center for Geomagnetism, Kyoto</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

$\mathbf{1}$	Matriz identidade
a	Raio que define a esfera de referência no método SCHA
$\vec{A}(\vec{r}')$	Potencial vetor magnético
\vec{B}	Vetor campo magnético
B	Magnitude do campo magnético
d	Altitude acima da superfície terrestre
$d_t \Delta X$	Derivada temporal da componente X do campo geomagnético
$d_t \Delta Y$	Derivada temporal da componente Y do campo geomagnético
e	Índice dos termos relacionados às fontes externas
\vec{E}	Vetor campo elétrico
E	Magnitude do campo elétrico
E_x	Magnitude da componente X do campo geoeletrico
E_y	Magnitude da componente Y do campo geoeletrico
f	Frequência
$g_n^m(t)$	Coefficiente da expansão em harmônicos esféricos
$h_n^m(t)$	Coefficiente da expansão em harmônicos esféricos
h_j	Espessura da camada homogênea
H	Magnitude da componente horizontal do campo geomagnético
i	Índice dos termos relacionados às fontes internas
I_{ij}^n	Corrente elétrica fluindo no segmento ij da rede
I_j^e	Corrente elétrica no ponto de aterramento j da rede
\mathbf{I}^e	Matriz das correntes elétricas nos pontos de aterramento da rede

j	Índice indicativo de camada do modelo unidimensional de estrutura de condutividade do solo
$\vec{J}(\vec{r})$	Vetor densidade de corrente elétrica
J	Magnitude da densidade de corrente elétrica
k	Índice dos harmônicos esféricos
K	<i>K-index</i>
Kp	<i>Planetary K-index</i>
m	Ordem da função de Legendre
n	Grau da função de Legendre
N	Quantidade de intervalos de tempo
p_i	Ponto da rede de transmissão elétrica
$P_n^m(\theta)$	Função de Legendre de ordem m e grau n
$P_n^m(\cos\theta)$	Funções de Legendre de primeira ordem
r	<i>Range</i> (faixa)
r	Distância do ponto considerado até o centro da Terra
R_I	Raio da ionosfera
R_T	Raio médio da Terra (6.371,2 km)
R_m^e	Resistência elétrica do ponto nodal ou de aterramento da rede
R_{ij}^n	Resistência elétrica do segmento da rede
S_{RMS}	Desvio médio quadrático
t	Tempo
T	Período
$\vec{T}_{df}^j(\theta, \phi)$	Matriz geométrica do campo magnético para o método SECS
$\vec{u}(\theta', \phi')$	Fator de escala do sistema elementar
v	Velocidade média do vento solar
V_{ij}	Diferença de potencial elétrico em um segmento da rede elétrica
$V(r, \theta, \phi, t)$	Potencial elétrico escalar
X	Componente na direção norte-sul do campo geomagnético
X_{SECS}	Valor interpolado para a componente do campo geomagnético
X_{obs}	Valor medido para a componente do campo geomagnético
Y	Componente na direção leste-oeste do campo geomagnético

Y^n	Matriz de admitância do sistema de transmissão
Z	Componente na direção vertical do campo geomagnético
z_n	Profundidade da superfície de separação entre duas camadas do solo consecutivas
$Z(\omega)$	Impedância complexa da superfície em função da frequência
Z_{ij}^e	Impedância nos pontos de aterramento da rede
Z^e	Matriz de impedância

Gregos

β	Ângulo entre o vetor normal à superfície da magnetopausa e a velocidade das partículas incidentes
δ	Profundidade pelicular
ε	Permissividade dielétrica
ε_0	Permissividade dielétrica do vácuo
θ	Colatitude
k	Número de onda
μ	Permeabilidade magnética
μ_0	Permeabilidade magnética do vácuo
ρ_{livre}	Densidade de cargas elétricas livres
$\rho(T)$	Resistividade aparente em função do período
σ	Condutividade elétrica
ϕ	Longitude
ω	Frequência angular da onda

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos e importância da pesquisa.....	5
2 CORRENTES IONOSFÉRICAS E GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS. .7	
2.1 Atividade solar e propagação do vento solar.....	8
2.2 Sistemas de correntes elétricas magnetosféricas.....	13
2.3 Sistemas de correntes elétricas ionosféricas.....	16
2.3.1 Eletrojetos aurorais.....	20
2.3.2 Eletrojato equatorial.....	22
2.4 Tempestades geomagnéticas.....	24
2.5 Características das GIC.....	29
2.6 Efeitos das GIC em sistemas de transmissão e dutos.....	31
2.6.1 Efeitos das GIC nos transformadores das linhas de transmissão..	32
3 METODOLOGIAS PARA O CÁLCULO DAS GIC.....	35
3.1 Métodos para o cálculo do campo geomagnético.....	35
3.1.1 <i>Spherical Cap Harmonic Analysis</i> (SCHA).....	36
3.1.2 <i>Spherical Elementary Current Systems</i> (SECS).....	39
3.2 Cálculo do campo geoeletrico.....	42
3.3 Cálculo das GIC nas linhas de transmissão.....	49
4 VALIDAÇÃO DOS MÉTODOS UTILIZADOS PARA O CÁLCULO DAS GIC	53
4.1 Interpolação do campo geomagnético a partir do método SECS.....	53
4.2 Estimativa do campo geoeletrico.....	62
4.3 Estimativa das correntes geomagneticamente induzidas (GIC).....	68
4.4 Discussões sobre os resultados obtidos a partir dos testes.....	77
5 GIC NAS REGIÕES EQUATORIAL E AURORAL E SISTEMAS DE CORRENTES ELÉTRICAS EQUIVALENTES.....	79
5.1 GIC na região equatorial brasileira.....	79
5.1.1 Elaboração da grade de polos para interpolação do campo geomagnético com o método SECS.....	86
5.1.2 Interpolação do campo geomagnético para o cálculo das GIC com o método SECS.....	93

5.1.3 Estimativa do campo geoeletrico.....	99
5.1.4 Estimativa das correntes geomagneticamente induzidas (GIC)...	102
5.1.5 Discussões sobre os resultados obtidos para a região equatorial	105
5.2 GIC na região auroral canadense.....	108
5.2.1 Elaboração da grade de polos para interpolação do campo geomagnético com o método SECS.....	112
5.2.2 Interpolação do campo geomagnético para o cálculo das GIC com o método SECS.....	119
5.2.3 Estimativa do campo geoeletrico.....	121
5.2.4 Estimativa das correntes geomagneticamente induzidas (GIC)...	122
5.2.5 Discussões sobre os resultados obtidos para a região auroral....	124
5.3 SISTEMAS DE CORRENTES ELÉTRICAS EQUIVALENTES.....	129
5.3.1 Sistemas de correntes ionosféricas equivalentes derivados a partir do método SECS.....	129
5.3.2 Sistemas de correntes ionosféricas equivalentes derivados a partir do método SCHA.....	133
5.3.3 Comparação entre os métodos SECS e SCHA.....	135
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	139
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	143

1 INTRODUÇÃO

A interação entre o campo magnético interplanetário, presente no vento solar, e o campo geomagnético causa variações temporais significativas nos sistemas de correntes elétricas existentes na magnetosfera e ionosfera terrestres. Estas variações nos sistemas de correntes elétricas causarão, por sua vez, perturbações na amplitude do campo geomagnético que vão de dezenas a centenas de nanoteslas (CAMPBELL, 2003). De acordo com a lei de indução de Faraday, essas variações são acompanhadas pela geração de um campo elétrico na superfície da Terra, impulsionando correntes nas estruturas condutoras situadas em seu interior. Essas correntes elétricas são chamadas correntes geomagneticamente induzidas ("**Geomagnetically Induced Currents**" – GIC) quando fluem em sistemas tecnológicos aterrados, tais como linhas de transmissão de energia elétrica, cabos de telecomunicações, oleodutos e gasodutos.

As GIC têm sido estudadas desde meados do século XIX, quando seus efeitos sobre cabos de telecomunicações de longa distância foram notados pela primeira vez e.g. (BARLOW, 1849). Com a ampliação da aquisição de dados do campo geomagnético e de GIC foi possível associar eventos geomagnéticos às correntes induzidas em sistemas tecnológicos, localizados em diferentes latitudes geomagnéticas. Muitos eventos ligados a essas correntes induzidas vêm sendo observados desde a década de 1940 (NGWIRA; PULKKINEN, 2018) como, por exemplo, a queda no fornecimento de energia elétrica em grande escala que aconteceu em 1989, em Quebec, no Canadá (BOLDUC, 2002). As regiões de latitude auroral são particularmente sensíveis às GIC, devido aos intensos sistemas de correntes que conectam a magnetosfera à ionosfera, envolvendo o eletrojato auroral e as correntes de Birkeland alinhadas às linhas de campo geomagnético (VILJANEN, 1997). Como consequência, os estudos de modelagem teórica e experimental sobre as GIC têm se concentrado principalmente nessas latitudes (BOTELER et al., 1998; LAM et al., 2002; KAPPENMAN, 2005). Por outro lado, poucos estudos têm sido publicados sobre GIC em baixas e

médias latitudes, pois sempre se supôs que a ocorrência das GIC de grande intensidade seria improvável nessas regiões, já que as variações geomagnéticas observadas durante as tempestades geomagnéticas são menos intensas.

Nos últimos anos, porém, têm sido construídas linhas de transmissão de tensão elevada cada vez mais longas, com o objetivo de melhorar a robustez e a capacidade desses sistemas no fornecimento de energia a preços competitivos. Essa tendência de crescimento da interconectividade entre as redes de energia também aumenta sua suscetibilidade à ocorrência das GIC, pois essas correntes induzidas acontecem quando há diferenças de potencial entre pontos muito distantes entre si (BOTELER, 1994). Como consequência, existem relatos recentes de GIC de grandes magnitudes perturbando subestações chinesas (LIU et al., 2009) e até mesmo causando falhas em transformadores na África do Sul (NGWIRA et al., 2009), ambas regiões de baixa latitude geomagnética.

No Brasil, os estudos sobre as GIC iniciaram-se há cerca de 15 anos com campanhas que mediram as variações do campo geomagnético sob linhas de transmissão e as compararam com dados adquiridos simultaneamente em um observatório geomagnético de referência, situado a 750 km de distância das linhas de transmissão. Como resultado desses estudos, Trivedi et al. (2007) estimaram amplitudes de GIC em torno de 15 A em uma linha de transmissão, durante uma tempestade geomagnética ocorrida em novembro de 2004. Posteriormente, Barbosa et al. (2015a; 2015b) estimaram a amplitude das GIC que seriam observadas na região central do Brasil durante as tempestades geomagnéticas mais intensas dos ciclos solares 23 e 24. Por esse estudo, a GIC mais intensa atingiria 30 A durante a “tempestade de Halloween”, em 2003, enquanto as intensidades mais frequentes ficariam abaixo de 10 A.

A ocorrência de GIC, mesmo que de baixa intensidade como as estimadas por Trivedi et al. (2007) e Barbosa et al. (2015a; 2015b), pode causar danos aos transformadores de subestações tais como a diminuição de sua vida útil,

a geração de harmônicos e aquecimento, além de saturá-los, pois geralmente são projetados para atuar próximos a seus níveis de saturação (MOLINSKI, 2002). Os estudos citados ocorreram na região centro-sul do Brasil, onde a amplitude das variações geomagnéticas é baixa. Como a elevada condutividade ionosférica que origina as correntes diurnas do eletrojato equatorial amplifica as variações do campo geomagnético na região equatorial, espera-se que efeitos mais significativos sejam observados na região norte-nordeste do país.

Os eventos resultantes da relação Sol-Terra, tais como as GIC, são o objeto de estudo do Clima Espacial que, de acordo com a definição proposta pelo *National Space Weather Program* (OFCM, 1995), refere-se às condições relativas ao Sol, vento solar, magnetosfera, ionosfera e termosfera, capazes de influenciar a atuação e a confiabilidade dos sistemas tecnológicos espaciais e terrestres, e afetar a vida e a saúde humana.

Com o objetivo de potencializar diferentes estudos do sistema Sol-Terra, foi criado no INPE o EMBRACE (**E**studo e **M**onitoramento **B**rasileiro do **C**lima **E**spacial – EMBRACE¹). Para isso, esse programa realiza o monitoramento e a previsão da resposta do ambiente Sol-Terra às contínuas mudanças da atividade solar, incluindo possíveis falhas de sistemas tecnológicos causadas por eventos solares extremos. Uma de suas áreas de atuação é o monitoramento de correntes elétricas no interior da Terra, induzidas por variações no campo geomagnético. Para tanto, é necessária a definição, através de modelos, das áreas mais susceptíveis às correntes induzidas no país, além de se determinar os possíveis efeitos e danos causados por essas correntes em linhas de transmissão de energia e dutos para transporte de óleo e gás.

Uma alternativa que vem sendo utilizada nas investigações de GIC é o uso de arranjos de magnetômetros instalados na superfície da Terra, originalmente utilizados para realizar observações sobre variações do campo geomagnético por longos períodos de tempo (PIRJOLA, 2002). A partir dos

¹ <http://www2.inpe.br/climaespacial/portal/pt/>

dados obtidos por esses arranjos, pode-se realizar a interpolação do campo geomagnético usando métodos como o SCHA ("*Spherical Cap Harmonic Analysis*"; HAINES; TORTA, 1994) ou o SECS ("*Spherical Elementary Current System*"; PULKKINEN et al., 2003b), que vêm sendo usados para modelagem de GIC e para derivar sistemas equivalentes das correntes ionosféricas que estariam associadas à sua geração. Esses métodos permitem que campos elétricos induzidos possam ser estimados em qualquer ponto na área onde se situem os magnetômetros, sem a necessidade de medi-los diretamente sob a linha de transmissão ou o duto que se queira avaliar. Para tanto, basta dispor, além dos dados geomagnéticos, de informações sobre a distribuição local de condutividades elétricas no interior da Terra. Depois de calcular os campos elétricos induzidos, é possível estimar as GIC que fluem nos sistemas de transmissão, se as características elétricas e estruturais destes sistemas tecnológicos forem conhecidas.

O trabalho desenvolvido nesta Tese de Doutorado enquadrou-se na nesse desenvolvimento, com o uso de arranjos de magnetômetros disponíveis em regiões de diferentes latitudes geomagnéticas para estimar e comparar a amplitude de GIC. Foram utilizados arranjos de magnetômetros *fluxgate* (núcleo saturado) operados tanto pelo INPE no Brasil, em estações permanentes dispostas nas baixas latitudes geomagnéticas do país operadas pelo EMBRACE e em estações temporárias instaladas no passado ao redor do eletrojato equatorial. Também serão utilizados dados fornecidos pelo Laboratório Geomagnético de Recursos Naturais (*Natural Resources Canada* – NRCan²), do Canadá, em estações permanentes em altas latitudes que englobam a região do eletrojato auroral. Os dados fornecidos pelo EMBRACE, especificamente, serão usados com o objetivo de realizar a validação dos códigos produzidos para calcular as estimativas das GIC.

Serão descritos brevemente ao longo deste trabalho os processos que levam à ocorrência das GIC, suas características e os efeitos causados pela ação das mesmas em sistemas de transmissão; além dos métodos utilizados para

² <https://www.nrcan.gc.ca/home>

estimar e modelar essas correntes. No Capítulo 2 serão mostrados os eventos e mecanismos que levam à ocorrência das GIC e suas principais características; no Capítulo 3 serão abordados os métodos que foram aplicados durante a realização do trabalho. Já a metodologia aplicada à validação dos códigos que foram desenvolvidos com base nos métodos do serão apresentados no Capítulo 4. No Capítulo 5 serão mostrados os resultados obtidos para as amplitudes das GIC na região equatorial brasileira e auroral canadense. Os métodos de interpolação do campo geomagnético fornecem também os sistemas de correntes elétricas ionosféricas para os períodos em que foram realizadas as interpolações e os resultados são apresentados ao final do Capítulo 5.

1.1 Objetivos e importância da pesquisa

O trabalho desenvolvido nesta Tese de Doutorado teve como objetivo estimar e comparar a amplitude das GIC e seus efeitos simultaneamente nas regiões do eletrojato equatorial brasileira e do eletrojato auroral, utilizando para isso arranjos de magnetômetros que adquiriram medidas do campo geomagnético em diferentes latitudes geomagnéticas. Foram validados e utilizados métodos de interpolação do campo geomagnético para estimar os sistemas equivalentes de correntes elétricas ionosféricas, além do campo geoeletrico resultante na superfície da Terra durante períodos geomagneticamente perturbados. A partir destes resultados e de posse das informações sobre o sistema de transmissão hipotético utilizado na realização do estudo, foi possível estimar e comparar a amplitude e as características associadas à ocorrência das GIC no sistema tecnológico hipotético posicionado nas regiões de interesse.

Devido à impossibilidade prática de se medir as correntes induzidas em todos os pontos de contato dos sistemas tecnológicos aterrados, o principal desafio na modelagem de GIC é a capacidade de interpolar o campo geoeletrico em qualquer região na superfície da Terra. A melhor alternativa, nesse caso, é derivar o campo geoeletrico horizontal através de uma função

que o correlacione fisicamente às variações geomagnéticas. Assim, podem-se derivar modelos equivalentes das correntes ionosféricas que sejam capazes de reproduzir as variações geomagnéticas observadas na superfície.

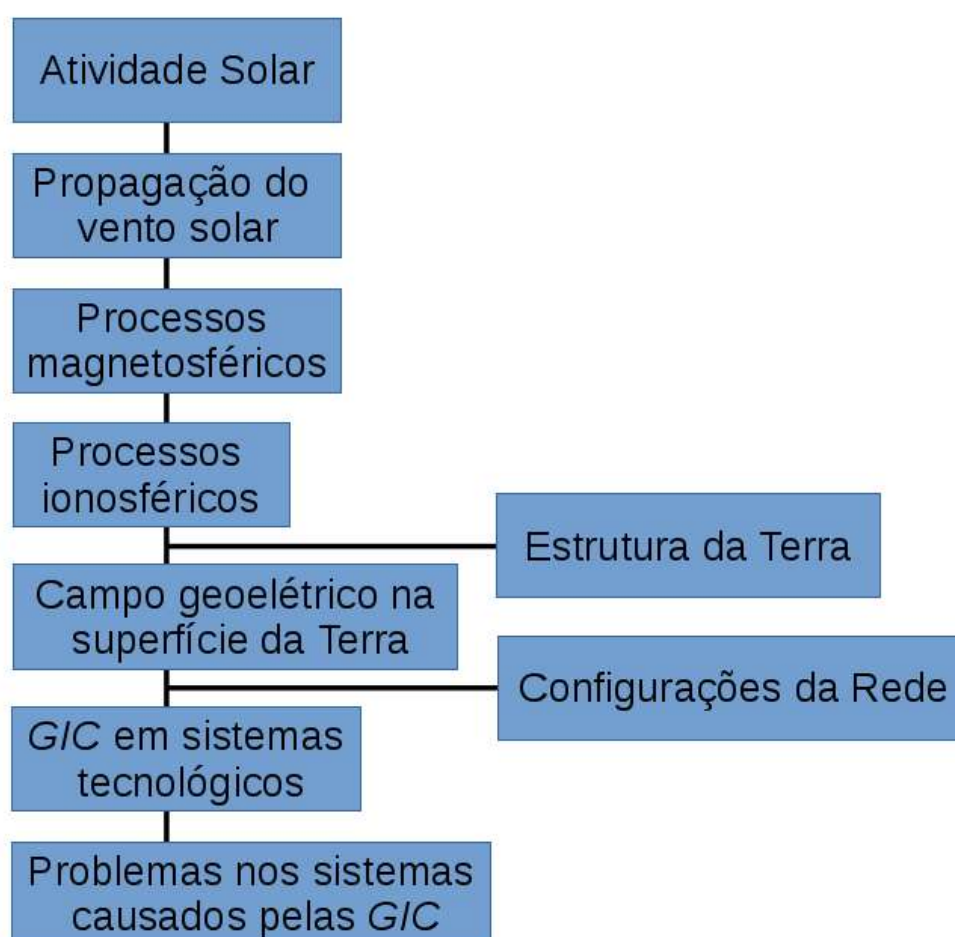
Para efeito da modelagem das GIC não é, portanto, necessário modelar as correntes ionosféricas reais, mas apenas correntes ionosféricas horizontais equivalentes que reproduzam a mesma variação observada no campo magnético total e o mesmo campo elétrico horizontal na superfície da Terra (PIRJOLA; VILJANEN, 1998).

A aplicação da metodologia proposta e desses estudos tanto em região de baixas latitudes, como sobretudo na região equatorial, é inédita e de grande importância para avaliar a diferença em amplitude dos efeitos associados, em particular, ao eletrojato equatorial.

2 CORRENTES IONOSFÉRICAS E GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS

As variações temporais que acontecem nos sistemas de correntes magnetosféricas e ionosféricas durante as tempestades geomagnéticas causam perturbações no campo geomagnético. De acordo com a lei de Faraday, uma variação temporal no fluxo de campo magnético gera um campo elétrico. Por sua vez, o campo elétrico induzido na superfície terrestre devido à variação do campo geomagnético promove correntes elétricas. Associada ao campo elétrico induzido, de acordo com a lei de Ohm, existe uma diferença de potencial que, estabelecida entre os pontos de aterramento de estruturas metálicas, gera correntes elétricas (PIRJOLA, 1983). Essa cadeia de eventos é ilustrada na Figura 2.1.

Figura 2.1 – Esquema da cadeia de eventos que levam às GIC e seus efeitos.



Fonte: Adaptada de Pirjola (2000).

Neste Capítulo serão mostrados os elementos da cadeia de eventos que levam à ocorrência das GIC, suas características e os efeitos decorrentes observados em sistemas tecnológicos aterrados.

2.1 Atividade solar e propagação do vento solar

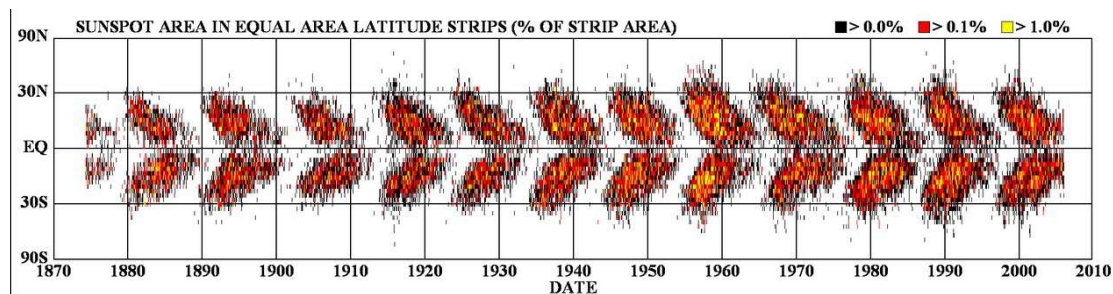
Carrington (1859) estudava o comportamento das manchas solares quando observou um evento que chamou sua atenção: dois fragmentos de luz intensa branca surgiram e desapareceram em cinco minutos. Mais tarde notificou a *Royal Astronomical Society* que, quatro horas após a meia-noite, uma grande tempestade geomagnética foi detectada pelos instrumentos magnéticos, sendo o primeiro a conectar as perturbações geomagnéticas à dinâmica solar (HANSLMEIER, 2007). As tempestades geomagnéticas estão diretamente associadas aos processos dinâmicos existentes no Sol, que está continuamente liberando partículas para o meio interplanetário (CAMPBELL, 1997).

O Sol é a estrela mais próxima da Terra, sendo responsável por governar tanto nosso clima quanto as interações do campo geomagnético com o meio interplanetário, através da radiação eletromagnética e do vento solar (HANSLMEIER, 2007; HOWARD, 2011). A maior fonte de sua energia e das altas temperaturas observadas é a fusão de elementos leves para formar outros mais pesados (HANSLMEIER, 2007).

Já nos séculos IV e III antes de Cristo, na China e na Grécia, foram feitas observações das manchas solares, regiões escuras com diâmetros que vão de 10.000 km a 20.000 km, com tempo de vida que vai de dias a algumas semanas, apresentando campo magnético de maior intensidade. As manchas têm um ciclo com período aproximado de onze anos (MOUSSAS et al., 2005; KOSKINEN, 2011). No início do ciclo, as manchas estão localizadas nas regiões de média latitude e com o passar do tempo, começam a aparecer cada vez mais próximas da região equatorial do Sol (KOSKINEN, 2011), como mostrado na Figura 2.2. Com a observação, ao longo do tempo, do aumento/diminuição das manchas solares e de medidas espectroscópicas,

verificou-se que a região equatorial gira mais rápido que as regiões polares (HANSLMEIER, 2007; KOSKINEN, 2011).

Figura 2.2 – Diagrama de Borboleta: média diária da área das manchas solares.



Fonte: NASA (2014a).

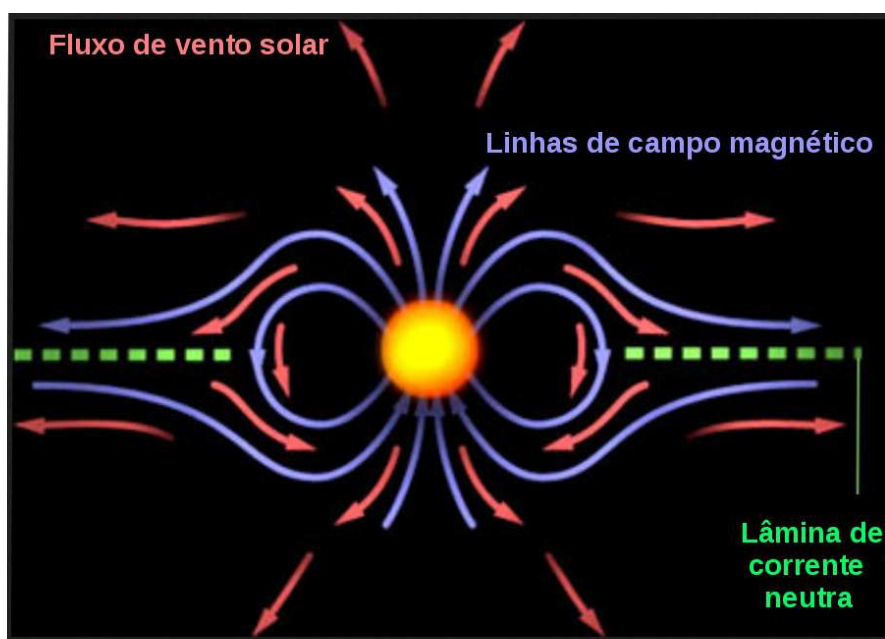
A diferença na rotação entre as regiões polares e equatorial do Sol afeta seu campo magnético. Como sua componente dipolar sofre reversões a cada onze anos, observa-se que o campo magnético solar tem um ciclo de aproximadamente 22 anos. Fenômenos solares como as ejeções de massa coronal (CME – *coronal mass ejections*) e os *flares*, que causam efeitos observados na Terra, seguem o ciclo de 11 anos das manchas solares (MOUSSAS et al., 2005).

O *flare* solar é um processo que libera uma grande quantidade de radiação eletromagnética e energia magnética em regiões ativas do Sol. Atualmente, o mecanismo usado para explicar os *flares* é a reconexão magnética (KOSKINEN, 2011). Já as CMEs são erupções compostas de plasma e fluxo de campo magnético, provenientes do Sol. Essas estruturas liberam no meio interplanetário quantidades de massa maiores que 10^{13} kg, com velocidades da ordem de 10^2 a 10^3 km/s. As tempestades geomagnéticas intensas são associadas às CMEs que, quando viajam pelo meio interplanetário, passam a ser denominadas ICME (*Interplanetary Coronal Mass Ejection*) (HOWARD, 2011). A energia cinética de CMEs e *flares* mais intensos é da ordem de 10^{24} J. No entanto, as CMEs são mais eficientes quando se trata de causar tempestades geomagnéticas, pois a maior parte da energia do *flare* é liberada na forma de radiação eletromagnética, enquanto a CME transporta grande quantidade de massa e campo magnético com alta velocidade

(KOSKINEN, 2011).

De acordo com Parker (1965), o vento solar foi identificado em um primeiro momento como uma “radiação solar corpuscular” emitida radialmente, que permeava o meio interplanetário ininterruptamente e era responsável pela atividade geomagnética e auroral observada na Terra. O vento solar é continuamente emitido pelo Sol em todas as direções, sendo composto de plasma magnetizado. De acordo com Pulkkinen (2007), ao atingir a órbita terrestre, a densidade média do vento solar é aproximadamente de 4 cm^{-3} e a intensidade média do campo magnético interplanetário é de 5 nT, durante períodos calmos. A parte mais densa e fria apresenta velocidade menor, entre 250 e 400 km/s; enquanto a parte menos densa e mais quente (em geral, relacionada com algum tipo de atividade solar como fluxo de vento solar rápido ou ejeções de massa coronal) apresenta velocidade maior, entre 400 e 800 km/s. Isso se deve à origem de cada fluxo (ISENBERG, 1991; HANSLMEIER, 2007). O vento solar flui de buracos coronais, com velocidades supersônicas, ao longo de linhas de campo magnético que se estendem para o meio interplanetário (SCHULZ, 1973), como mostrado na Figura 2.3.

Figura 2.3 – Linhas de campo magnético solar e lâmina de corrente neutra.

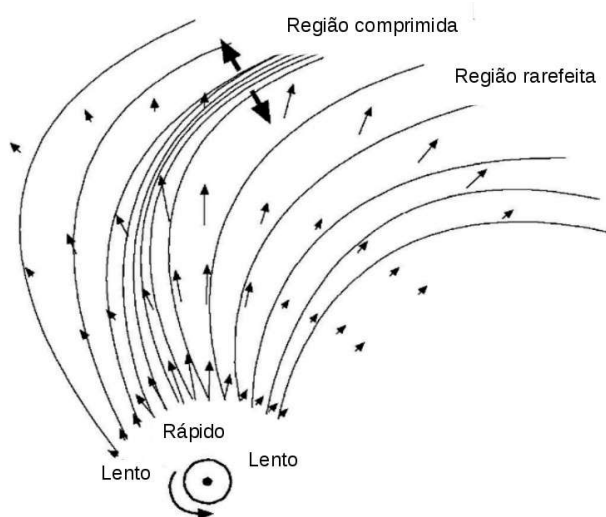


Fonte: Adaptada de UCR (2014).

A lâmina de corrente neutra na região equatorial do Sol é definida pela fronteira entre regiões de campo magnético com sentido contrário, e oscila enquanto gira junto com o Sol, realizando um movimento que foi comparado por Alfvén ao movimento da saia de uma bailarina. Durante a atividade solar máxima, a estrutura do campo magnético solar muda, causando a diminuição dos buracos coronais dos polos e o aparecimento de outras estruturas, o que ocasiona variações na estrutura do vento solar, levando a perturbações na magnetosfera terrestre (KOSKINEN, 2011).

Um dos efeitos da rotação do Sol observado no vento solar é o padrão espiral das linhas de campo magnético (PARKER, 1965), que formam setores onde o campo pode apontar para o Sol ou dele para fora, (CAMPBELL, 1997). Outro efeito da rotação solar observado no vento solar é a estrutura similar à de um irrigador de jardim (HANSLMEIER, 2007). Se o gradiente de pressão for grande o suficiente e a diferença entre as velocidades dos fluxos lento e rápido for maior que a velocidade magnetossônica, uma região de choque se formará entre os dois fluxos, a uma distância maior que 1,5 UA (unidade astronômica), criando as regiões de interação corrotantes (CIR – *corotating interaction region*), compostas de regiões mais rarefeitas e outras mais densas, observadas em torno de 1 UA (HEBER et al., 1999; KOSKINEN, 2011), mostradas na Figura 2.4.

Figura 2.4 – Regiões de interação corrotante.

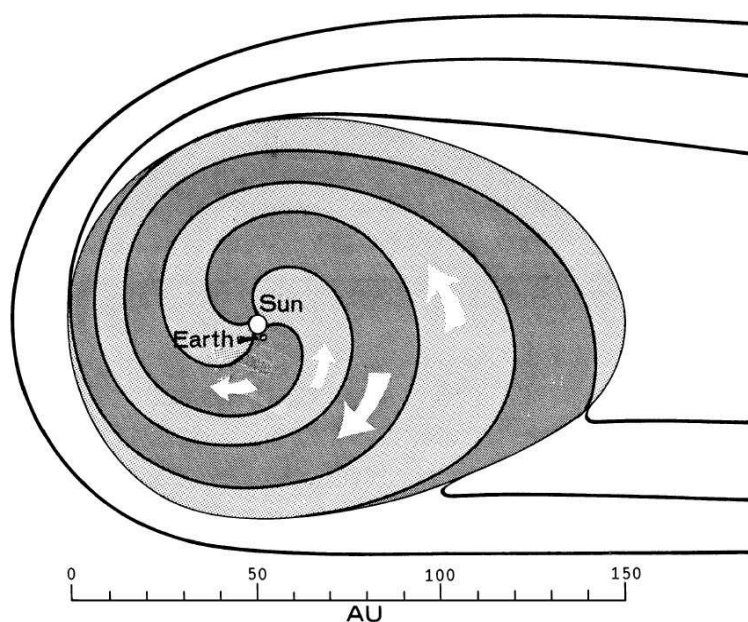


Fonte: Adaptada de Koskinen (2011, p. 31).

Segundo Gonzalez et al. (1994) e Tsurutani e Gonzalez (1997), a passagem do vento solar, de campo magnético interplanetário (CMI), com uma intensa componente orientada para sul pela magnetosfera terrestre, além de seu campo elétrico associado, é a causa primária de tempestades geomagnéticas observadas na Terra.

O CMI tem origem no Sol e, carregado pelo vento solar, expande-se para o meio interplanetário (CAMPBELL, 1997; HANSLMEIER, 2007; VATS, 2012). Devido à estrutura que o vento solar apresenta, já citada anteriormente, e considerando o congelamento das linhas de campo magnético, Parker (1965) descreveu o CMI como sendo uma espiral de Arquimedes. Atualmente também é chamada de espiral de Parker, já que ele foi o primeiro a descrevê-la dessa maneira (HANSLMEIER, 2007). Os setores magnéticos existentes no campo magnético solar, mostrados na Figura 2.5, também são observados no CMI (WILCOX et al., 1973). Nas proximidades da órbita terrestre, observa-se que a média do ângulo entre o CMI e a direção Sol-Terra é de aproximadamente 45° (VATS, 2012).

Figura 2.5 – Estrutura possível para a espiral de Arquimedes e fronteira da heliosfera.



As setas indicam o sentido dos setores quando há quatro regiões ativas no plano da eclíptica solar.

Fonte: Campbell (1997, p. 120).

2.2 Sistemas de correntes elétricas magnetosféricas

A magnetosfera terrestre é a região do espaço delimitada pela interação entre o campo magnético principal da Terra e o campo magnético interplanetário (CMI) (CAMPBELL, 1997). Sua extensão é determinada pelo balanço entre a pressão dinâmica do vento solar e a pressão estática exercida pelo campo geomagnético, dada pela Equação abaixo:

$$\frac{B_T}{2\mu_0} = 2nmv^2 \cos^2(\beta) ; \quad (2.1)$$

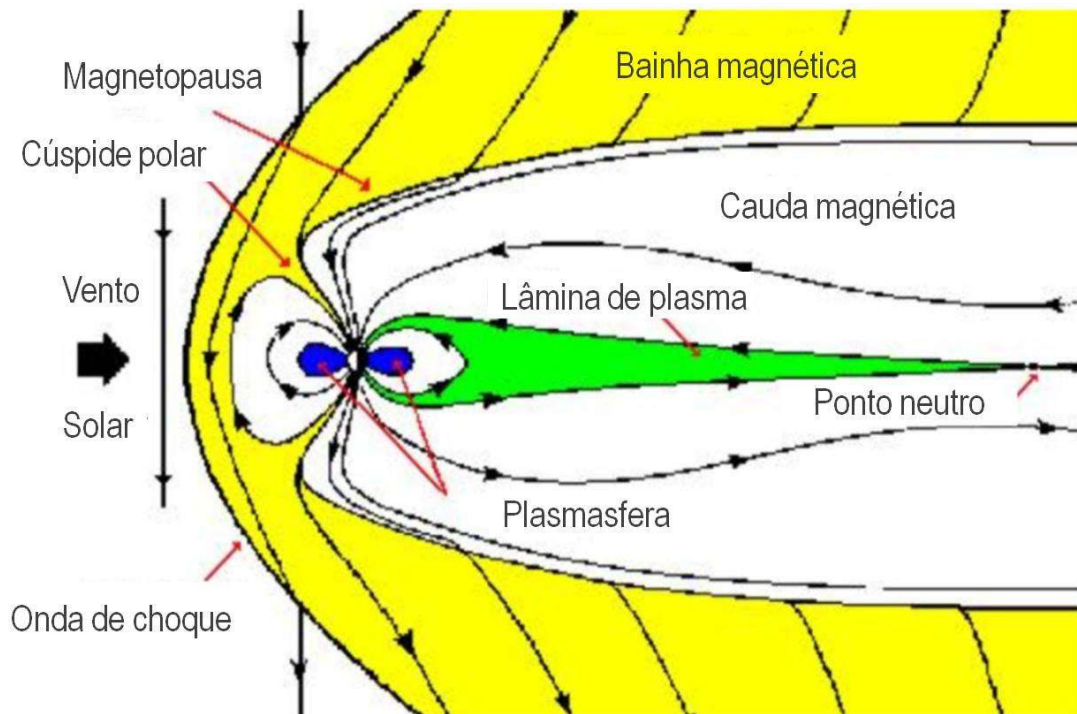
em que B_T (em T) é a intensidade do campo geomagnético na região da magnetopausa, μ_0 (em T.m/A) é a permeabilidade magnética do vácuo, n é a densidade média de partículas do vento solar (em m^{-3}), m é a massa média das partículas (em kg), v é a velocidade média do vento solar (em m/s) e β é o ângulo entre o vetor normal à superfície da magnetopausa e a velocidade das partículas incidentes (HANSLMEIER, 2007).

O balanço de pressão dado pela Equação (2.1) ocorre na magnetopausa, que é a região de fronteira entre a magnetosfera e o vento solar. Em condições típicas, essa camada se localiza a cerca de dez raios terrestres, no lado diurno (PULKKINEN, 2007). Já no lado noturno da Terra, a passagem do vento solar deforma as linhas de campo geomagnético como resultado da interação viscosa (CAMPBELL, 1997), fazendo com que o formato da magnetosfera se assemelhe à cauda de um cometa e que a magnetopausa se estenda por uma distância média de até 15 raios terrestres acima e abaixo da linha Sol-Terra (PULKKINEN, 2007).

Uma onda de choque se forma à frente do vento solar quando ele encontra a magnetosfera terrestre, devido à sua velocidade, e esse fluxo sofre desaceleração na região da bainha magnética. Também observa-se a formação de uma lâmina de plasma no lado noturno da magnetosfera, onde acontecem variações no fluxo de plasma, reconexão magnética e outros eventos de larga escala. Outra região importante dentro da magnetosfera é a plasmasfera, formada pelo plasma denso da alta ionosfera e pelas partículas

energéticas que formam o cinturão de radiação e a corrente anelar, importante na atividade geomagnética (KOSKINEN, 2011). A Figura 2.6 mostra as regiões citadas acima.

Figura 2.6 – Regiões da magnetosfera terrestre.

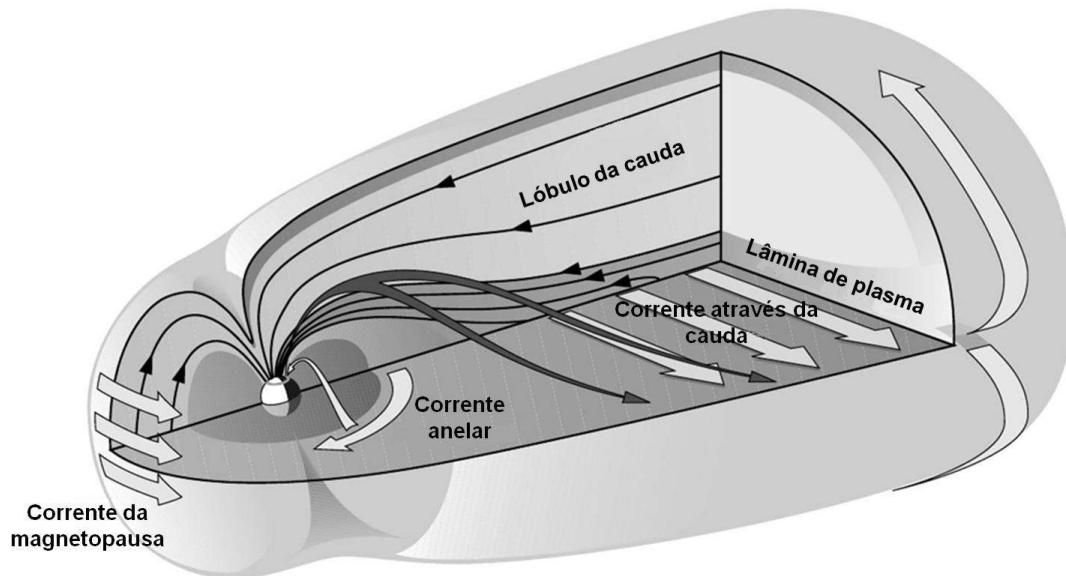


Fonte: Adaptada de NASA (2014b).

A partir da Figura 2.7 pode-se observar que, acima (e abaixo) da lâmina de plasma, no lado noturno da magnetosfera, está a região do lóbulo da cauda, composta por tubos de fluxo magnético que se conectam à ionosfera nas regiões polares. Correntes fluem na lâmina de plasma, no sentido amanhecer-anoitecer, enquanto, no lado diurno, circulam as correntes de Chapman-Ferraro (KOSKINEN, 2011). Na parte interna da magnetosfera (plasmasfera), as partículas se movimentam ao longo das linhas de campo geomagnético fechadas, sendo “arrastadas” pela rotação da Terra. Nesta região, entre dois e sete raios terrestres, está localizada a corrente anelar, que é formada de partículas provenientes tanto do vento solar quanto da ionosfera terrestre e tem sua intensidade associada à atividade geomagnética (PULKKINEN, 2007). Existem na parte interna da

magnetosfera também os cinturões de radiação, sendo que o mais interno tem seu início localizado entre 400 km e 1.200 km acima da superfície terrestre e atinge até cerca de 3.900 km de altitude; enquanto o cinturão de radiação mais externo pode ser observado entre quatro e oito raios terrestres (CAMPBELL, 2003).

Figura 2.7 – Sistemas de correntes elétricas magnetosféricas de larga escala.



Fonte: Adaptada de Koskinen (2011, p. 35).

A corrente anelar exerce importante papel no desenvolvimento das tempestades geomagnéticas (SOZOU; WINDLE, 1970; DAGLIS et al., 1999). Além da parte simétrica, que circula em torno da Terra, existe a parte assimétrica (tratada como uma corrente parcial), composta pelas partículas provenientes da cauda magnética e localizada em apenas uma parte da estrutura aproximadamente toroidal da corrente anelar (PULKKINEN, 2007; GONZALEZ; GONZALEZ, 2013). Essa densidade de corrente está localizada em uma região centrada no plano do equador geomagnético. É composta basicamente pelas partículas que são aprisionadas pelo campo geomagnético, e que têm origem na ionosfera e na lâmina de plasma, sendo alimentada pelo vento solar e também pela ionosfera. Os elétrons circulam para leste e os íons, com energia entre 10 e 200 keV e que dão a maior

contribuição para a corrente, se movem para oeste (DAGLIS et al., 1999).

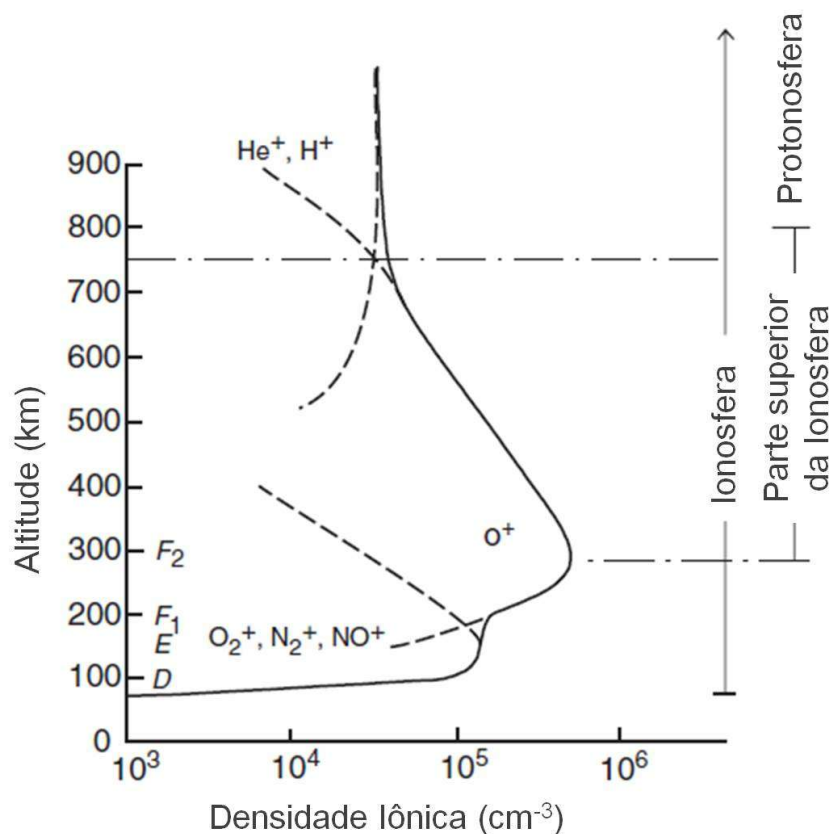
Além da corrente anelar, também existem as correntes formadas pelas partículas que se movimentam ao longo das linhas de campo geomagnético, chamadas de correntes alinhadas ao campo ou correntes de Birkeland (HANSLMEIER, 2007; PULKKINEN, 2007; KOSKINEN, 2011). Essas correntes são importantes porque conectam a magnetosfera à ionosfera. Na zona auroral, as correntes alinhadas se conectam às correntes ionosféricas horizontais e podem-se observar duas regiões de correntes: a corrente mais polar é acoplada à cauda magnética, enquanto a corrente mais equatorial é conectada à corrente anelar (PULKKINEN, 2007). Também são observados nas regiões polares os eletrojetos aurorais, que serão descritos na Seção 2.3.1.

2.3 Sistemas de correntes elétricas ionosféricas

Ao observarem as variações do campo geomagnético no Século XIX, Johann Carl Friedrich Gauss e Balfour Stewart sugeriram que deveriam existir correntes elétricas fluindo na atmosfera, responsáveis por estas variações. Também foi sugerido por Stewart que a ação do Sol seria responsável por ionizar a alta atmosfera, onde fluiriam estas correntes elétricas (SCHUNK; NAGY, 2009).

Define-se a ionosfera como a parte ionizada da alta atmosfera que se estende de 60 km a 1000 km e envolve a Terra. Sua ionização é decorrente da fotoionização das moléculas neutras pelos raios-X e pela radiação EUV (extremo ultravioleta), entre outros processos. Em todas as latitudes, a ionosfera apresenta uma estrutura em camadas para seu perfil de densidade eletrônica, em que se observam regiões com propriedades específicas, mesmo com a dominância de diferentes processos físicos em latitudes distintas. A Figura 2.8 mostra um perfil de densidade iônica representativo para a ionosfera de médias latitudes, em que é mostrada a estrutura de camadas da ionosfera.

Figura 2.8 – Perfil de densidade iônica representativo da ionosfera de médias latitudes, com a estrutura de camadas da ionosfera.



Fonte: Adaptada de Schunk e Nagy (2009, p. 31).

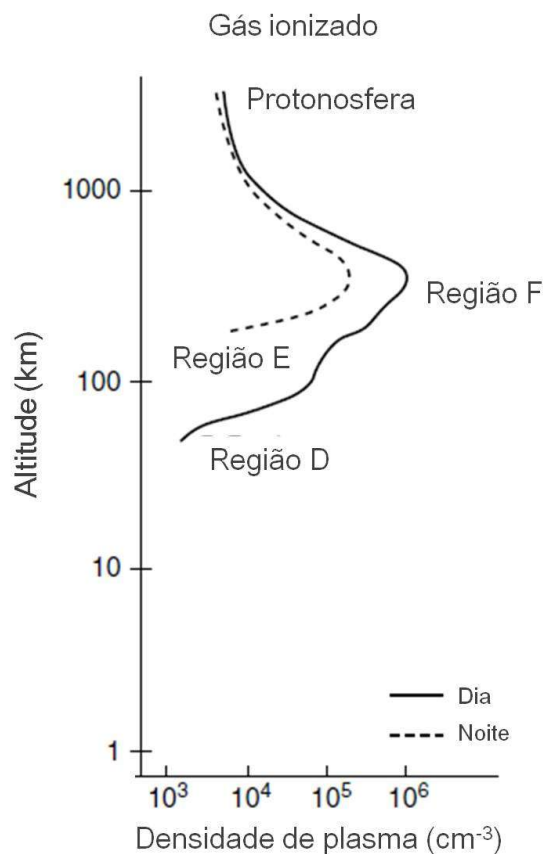
O perfil de densidade iônica apresenta as seguintes regiões ionosféricas (SCHUNK; NAGY, 2009):

- Região D: localizada entre 60 km e 100 km de altitude, apresenta dominância dos processos químicos e dos íons moleculares, além da abundância de O_2 , O e N_2 .
- Região E: assim como na região D, os processos químicos são os mais importantes. Esta região está localizada entre 100 km e 150 km de altitude e apresenta reações químicas mais simples e menor número de colisões entre as partículas ionizadas, com maiores concentrações dos íons NO^+ , O_2^+ e N_2^+ .
- Região F: subdivide-se em regiões F1 e F2. Na região F1, que se estende

entre 150 km e 250 km, observa-se que as trocas íon-átomo e os processos de transporte passam a ser importantes. Já na região F2, acima de 250 km, há um máximo de ionização que é resultado do balanço entre o transporte de plasma e os processos químicos de perda. Observa-se que, nesta região, há presença dominante de O^+ e O .

Além das regiões D, E e F, são mostradas na Figura 2.8 a parte superior da ionosfera, localizada acima do pico de ionização da região F2 e a protonosfera, onde são encontrados os íons atômicos mais leves (H^+ e He^+) (SCHUNK; NAGY, 2009). À noite, quando cessa a ação da radiação solar sobre a atmosfera terrestre, há uma redução da ionização e a densidade do plasma diminui drasticamente nas altitudes mais baixas, enquanto a densidade da região F não sofre uma redução tão intensa, como mostrado na Figura 2.9 (KELLEY, 2009).

Figura 2.9 – Comparação entre os perfis de densidade de plasma ionosférica para o dia e a noite.



Fonte: Adaptada de Schunk e Nagy (2009, p. 4).

As variações do campo geomagnético, observadas em dias calmos, estão associadas principalmente à presença dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas que fluem na região E. Durante o dia, a radiação solar ioniza a atmosfera, aquecendo-a e gerando ventos, que movimentam o sistema de correntes denominado *Solar quiet* (*Sq*).

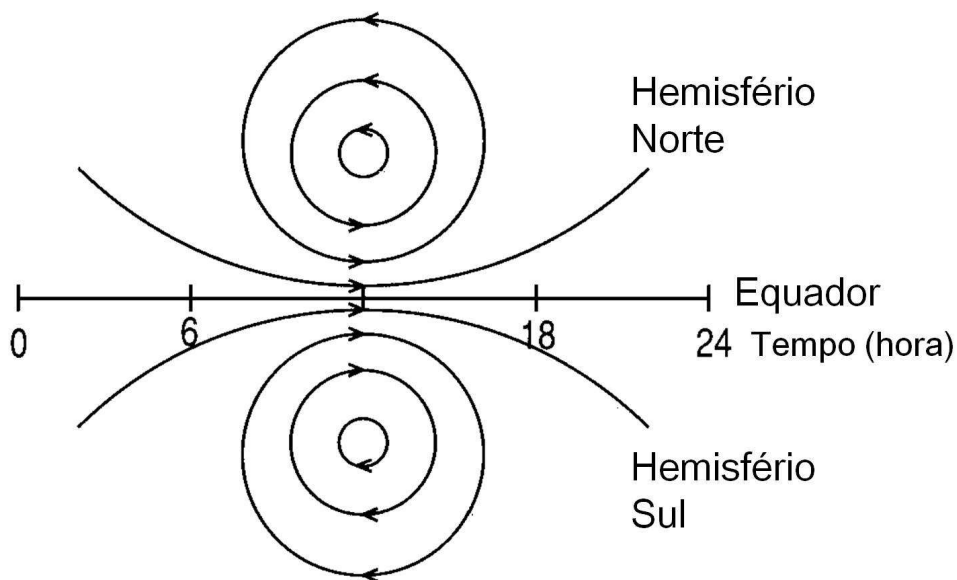
O sistema *Sq* e as variações do campo geomagnético associadas a ele são observados no período diurno, já que ele está diretamente associado à ionização da região E da ionosfera pela radiação solar. Além disso, este sistema de correntes elétricas se estende de 90 km a 200 km de altitude, com seu máximo em torno de 150 km de altitude, devido à alta condutividade existente nesta região (SCHUNK; NAGY, 2009). As variações observadas no sistema *Sq* são lentas e, em altas latitudes, são dominadas pelos processos magnetosféricos. Notam-se também variações sazonais com aumento da amplitude no verão e diminuição no inverno, sendo que na região equatorial, a variação é semianual (CAMPBELL, 2003).

A partir de observações, concluiu-se que a variação da componente Norte-Sul do campo geomagnético indica que há uma corrente elétrica fluindo para leste em latitudes próximas à região equatorial, enquanto próximo à região polar, a corrente elétrica tem sentido para oeste. Assim, observa-se que o sistema *Sq* apresenta padrão similar ao de um vórtice, com fluxo de correntes no sentido anti-horário sobre a região de médias latitudes do hemisfério norte, enquanto na região de médias latitudes do hemisfério sul, observa-se o mesmo padrão de vórtice, mas com sentido oposto, como mostrado na Figura 2.10 (CAMPBELL, 2003; SCHUNK; NAGY, 2009). Na região equatorial há um aumento da condutividade e a configuração das linhas de campo magnético apresenta direção quase horizontal, o que leva a um aumento da corrente elétrica, formando o eletrojato equatorial, que será descrito na Seção 2.3.2.

Além do sistema *Sq*, observa-se também a presença do sistema de correntes Lunar (L), cujos ventos têm origem nas marés semidiurnas causadas pela ação gravitacional da Lua. As perturbações do campo geomagnético,

decorrentes deste sistema de correntes elétricas, apresentam amplitude menor que aquelas causadas pelo sistema de correntes S_q (CAMPBELL, 2003; SCHUNK; NAGY, 2009). Os sistemas de correntes ionosféricas citados sofrem modificações significativas durante as tempestades geomagnéticas, gerando perturbações magnéticas que podem ser medidas por magnetômetros na superfície terrestre.

Figura 2.10 – Padrão dos vórtices do sistema S_q obtido das variações do campo geomagnético abaixo de 50° de latitude.



Fonte: Adaptada de Campbell (2003, p. 90).

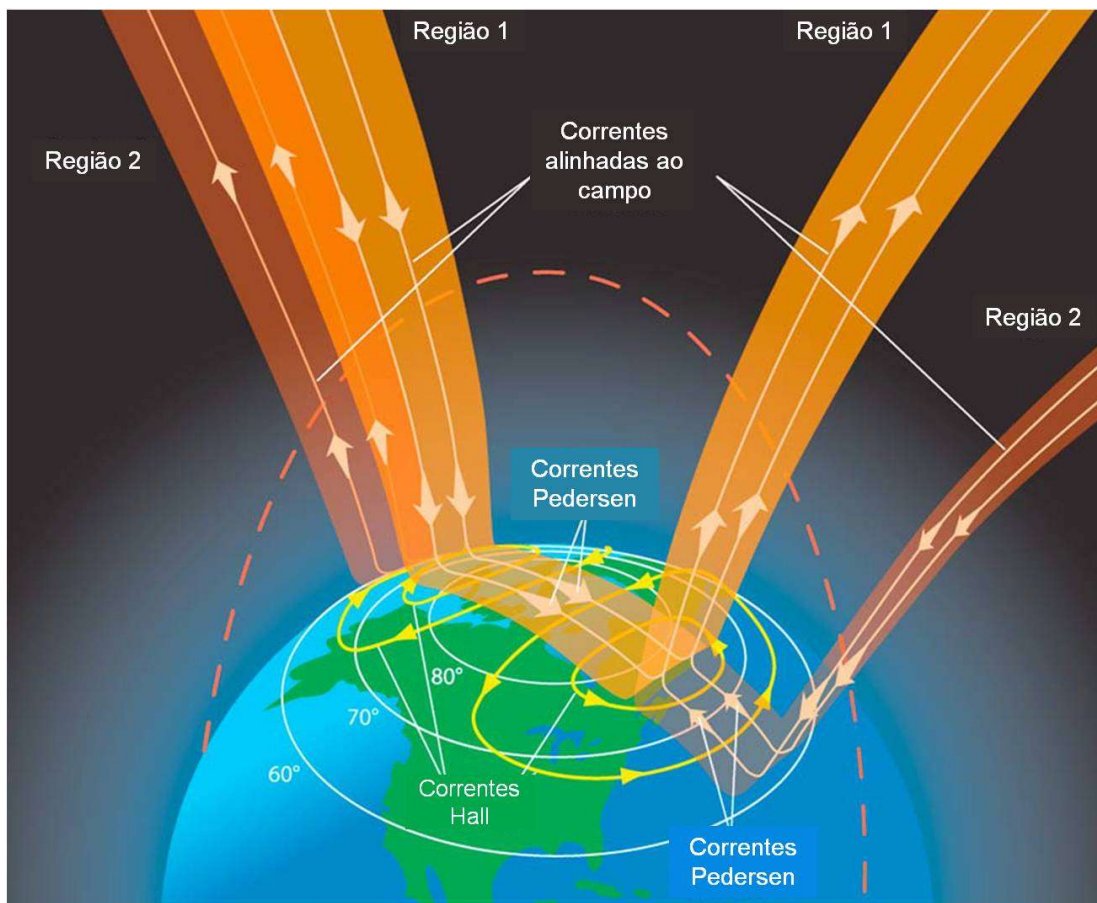
2.3.1 Eletrojetos aurorais

Os eletrojetos aurorais são formados por correntes ionosféricas que fluem na região E de latitudes aurorais, como resultado dos intensos campos elétricos perpendiculares ao campo geomagnético e da alta condutividade, existentes nessa região. Estes sistemas de correntes elétricas conectam-se ao espaço, no lado noturno, através das correntes de Birkeland, que são alinhadas às linhas de campo geomagnético (POTEMRA, 1988).

Devido à proximidade da superfície terrestre, as correntes do eletrojo auroral provocam intensas perturbações geomagnéticas, que podem atingir até 3000 nT durante grandes eventos geomagnéticos. Estes sistemas de

correntes elétricas estão localizados no oval auroral, região formada por um anel descentralizado em torno do polo magnético, que apresenta alta condutividade devido à ionização de átomos e moléculas neutras por partículas precipitadas. A Figura 2.11 mostra um esquema dos circuitos de correntes existentes na região auroral (LE et al., 2010).

Figura 2.11 – Representação dos circuitos de correntes Pedersen e Hall na região auroral.



Fonte: Adaptada de Le et al. (2010).

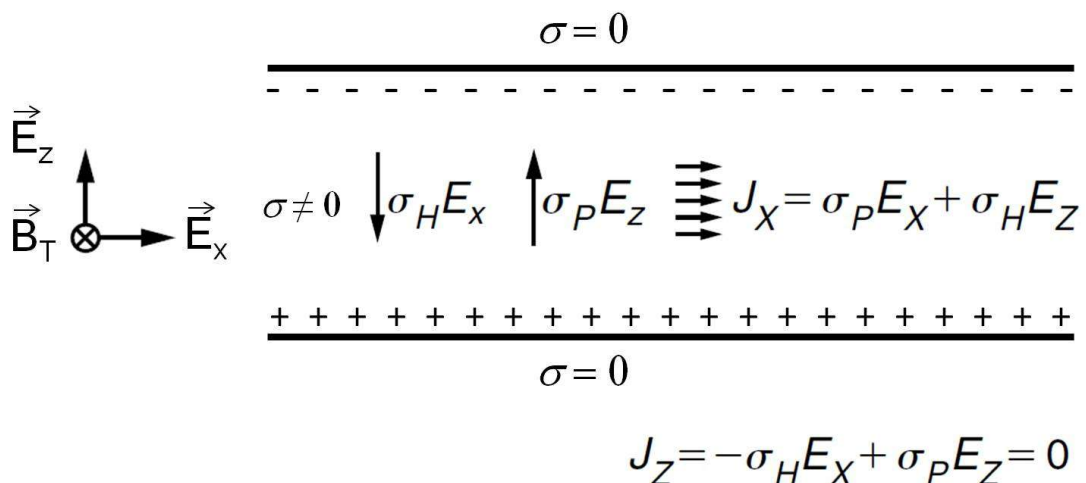
A Região 1, mostrada na Figura 2.11, compreende as correntes alinhadas ao campo geomagnético que se originam na magnetopausa e entram na ionosfera, a partir da borda do oval auroral localizada nas latitudes mais altas, no lado do amanhecer, saindo dela no lado do anoitecer. Já a Região 2 compreende as correntes alinhadas ao campo geomagnético que se conectam à ionosfera na região do oval auroral mais externa e que fluem

sempre em sentido contrário ao das correntes da Região 1, conectando-se à corrente anelar. As correntes alinhadas ao campo geomagnético das Regiões 1 e 2 se conectam através de correntes Pedersen na ionosfera. Além das correntes Pedersen, são observadas as correntes Hall que formam os eletrojetos aurorais, que fluem para oeste (leste) no lado do amanhecer (anoitecer) e fecham o circuito fluindo em direção ao Sol na região sobre a calota polar (CAMPBELL, 2003; LE et al., 2010).

2.3.2 Eletrojoato equatorial

A configuração do sistema Sq na região equatorial, associada à configuração geométrica do campo geomagnético nesta região e à incidência quase perpendicular dos raios solares, são responsáveis pela formação de uma corrente elétrica para leste no lado diurno terrestre, que está situada na região E da ionosfera, sendo estreita e amplificada (BAUMJOHANN; TREUMANN, 1997). Esta corrente elétrica, que abrange uma região de $\pm 3^\circ$ em torno do equador geomagnético, foi denominada eletrojoato equatorial por Chapman (ABDU, 2005). A Figura 2.12 mostra o mecanismo de formação do eletrojoato equatorial quando se adota um modelo de camada para a ionosfera (KELLEY, 2009).

Figura 2.12 – Formação do eletrojoato equatorial com base em uma geometria de camada.



Fonte: Adaptada de Kelley (2009, p. 92).

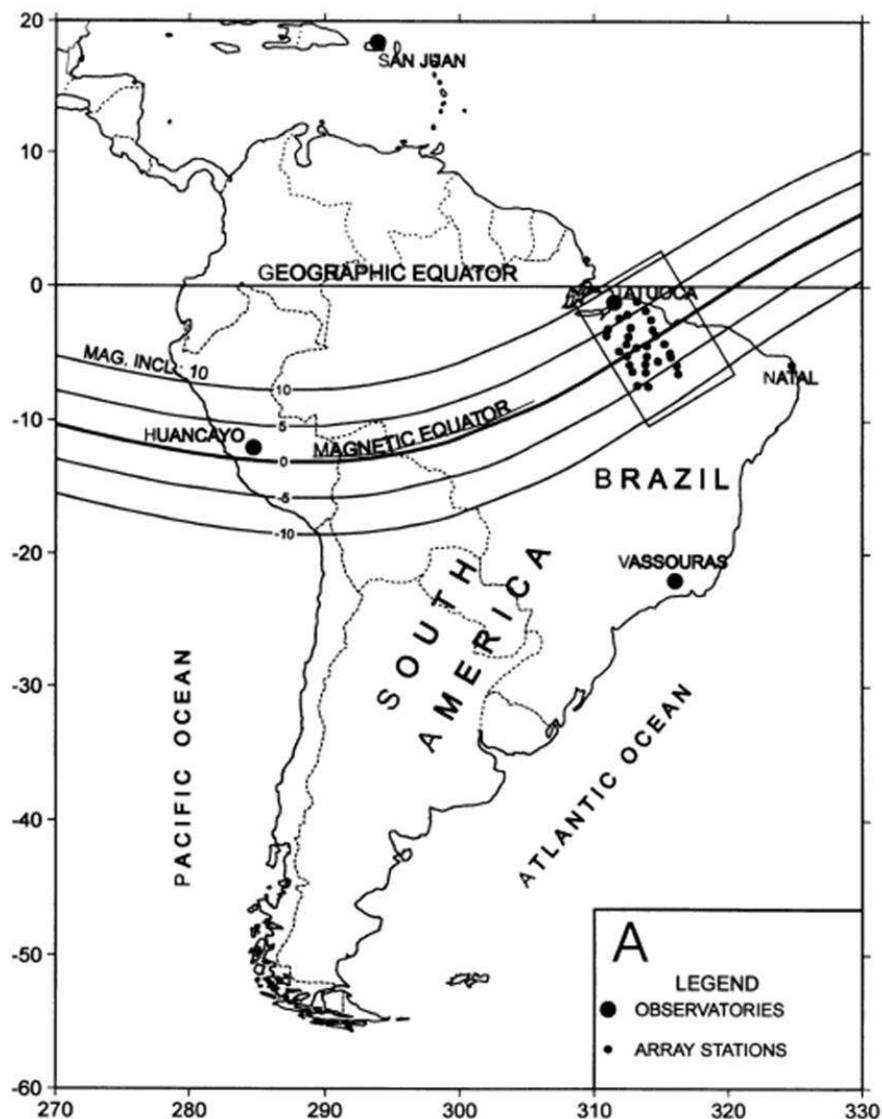
A configuração das linhas de campo geomagnético (B_T) na região equatorial é paralela à superfície terrestre e aponta para o norte geográfico. Existe no equador também um campo elétrico zonal (E_x), causado pelos ventos neutros e orientado para leste que, ao ser combinado com o campo geomagnético B_T , causa uma corrente elétrica Hall ($\sigma_H E_x$) na direção vertical, para baixo. Como estas correntes são limitadas verticalmente na região E pela diferença entre as condutividades acima e abaixo desta camada ($\sigma = 0$), as correntes Hall (J_z) acabam sendo inibidas nas fronteiras verticais e, como resultado, acontece um campo elétrico vertical de polarização (E_z), que levará à indução de uma corrente elétrica Hall ($\sigma_H E_z$) na direção horizontal, para leste. A corrente elétrica horizontal Pedersen (J_x), causada pelo campo elétrico zonal, receberá a contribuição da corrente Hall horizontal, causando um aumento na condutividade Cowling (σ_C), na direção do eletrojato equatorial, e intensificando a corrente elétrica existente nesta região (ABDU, 2005; KELLEY, 2009; SCHUNK; NAGY, 2009). A condutividade Cowling é dada por:

$$\sigma_C = \sigma_p + \frac{\sigma_H^2}{\sigma_p} . \quad (2.2)$$

Como consequência da presença do eletrojato equatorial, observa-se que há um aumento positivo na amplitude da componente horizontal H do campo geomagnético, se comparada àquela observada em médias latitudes. Observa-se que este aumento na variação da componente horizontal do campo geomagnético apresenta um máximo na amplitude, próximo ao meio-dia local. Outra característica importante do eletrojato equatorial é sua estrutura, que é governada pela configuração do equador geomagnético. Assim, ele também se desloca para oeste, de acordo com a deriva apresentada pela componente principal do campo geomagnético (RIGOTI et al., 1999; CAMPBELL, 2003). Na região equatorial, a configuração do equador geomagnético é importante já que apresenta inclinação de, aproximadamente, 30° em relação ao equador geográfico, sobre o continente

sul-americano, como mostrado na Figura 2.13, para a época de 1990.

Figura 2.13 – Localização do arranjo de magnetômetros e do equador geomagnético para a época de 1990.



Fonte: Rigoti et al. (1999).

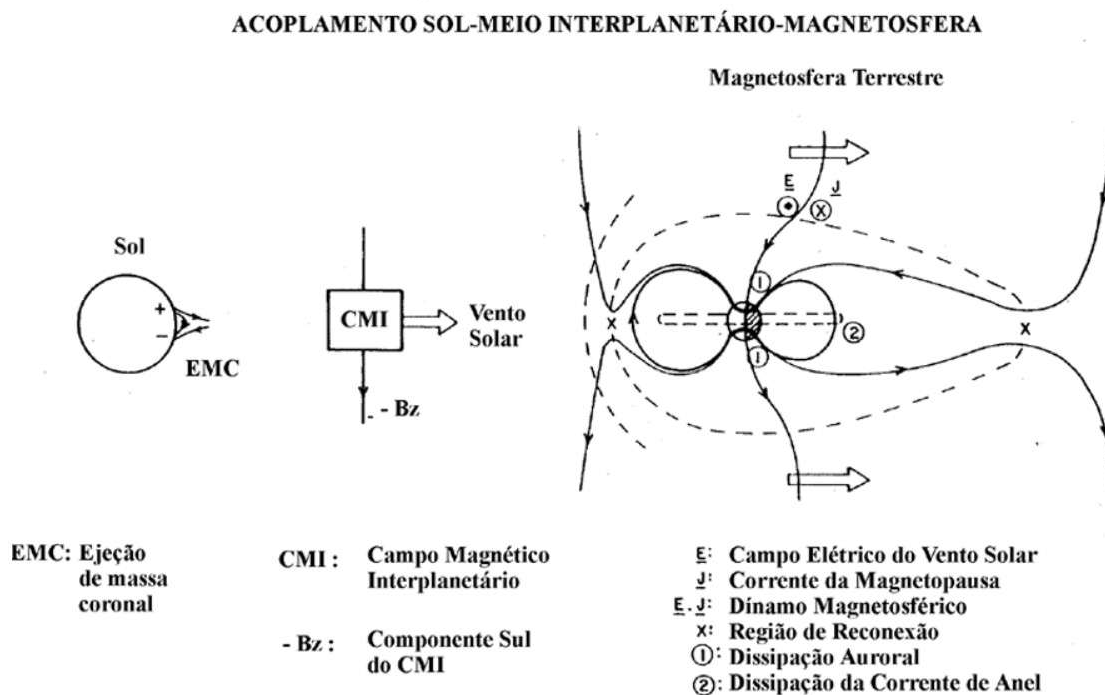
2.4 Tempestades geomagnéticas

O processo que resulta em uma tempestade geomagnética é uma cadeia de eventos que tem início nos fenômenos solares e gera efeitos observados na superfície terrestre, que podem durar de algumas horas a alguns dias (KOSKINEN, 2011). Quando o vento solar é acompanhado por plasma proveniente de algum evento solar como CMEs (de velocidade maior) ou a

Terra passa pela região de transição de um setor magnético solar para outro, perturbações intensas no campo geomagnético são observadas: as tempestades geomagnéticas (CAMPBELL, 1997; TSURUTANI; GONZALEZ, 1997; RAWAT et al., 2010).

De acordo com Gonzalez et al. (1994), uma das causas de tempestades geomagnéticas é a interação entre o campo geomagnético e um CMI intenso, apontado para sul, isto é, com orientação oposta à do campo geomagnético. O processo de reconexão magnética (DUNGEY, 1961) entre o CMI e o campo geomagnético acontece na magnetopausa terrestre, e partículas e energia provenientes do vento solar são transferidas para a parte interna da magnetosfera terrestre, resultando no aumento da corrente anelar. Esta corrente gera um campo magnético que age, diminuindo a intensidade da componente horizontal do campo geomagnético (GONZALEZ et al., 1994; TSURUTANI; GONZALEZ, 1997; DAGLIS et al., 1999). O processo é ilustrado na Figura 2.14.

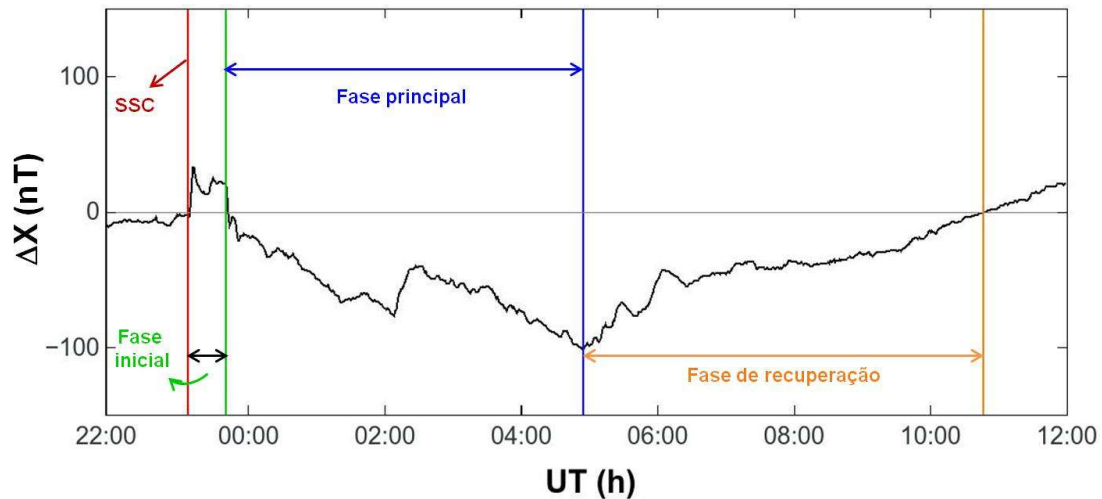
Figura 2.14 – Diagrama de acoplamento entre o meio interplanetário e a magnetosfera terrestre.



Fonte: Adaptada de Gonzalez et al. (1994).

Durante períodos geomagneticamente perturbados pode-se observar, a partir do magnetograma da componente horizontal do campo geomagnético, que o desenvolvimento de uma tempestade geomagnética apresenta fases. Os magnetogramas da variação da componente X do campo geomagnético, obtidos em regiões de baixas e médias latitudes apresentam uma curva característica durante tempestades geomagnéticas, que pode ser dividida em fases, mostradas na Figura 2.15.

Figura 2.15 – Fases de uma tempestade geomagnética.



Fonte: Produção do autor.

A primeira característica de uma tempestade geomagnética observada é seu início súbito, chamado de *storm sudden commencement* (SSC), e que pode estar associado a uma onda de choque. Durante a fase inicial, há um aumento na intensidade da componente X , com duração de algumas horas, sendo resultado da pressão sofrida pela magnetopausa. A duração dessa fase está associada à transferência de energia tanto para a corrente anelar quanto para a cauda magnética.

Na fase principal há um grande decréscimo na componente X , acompanhado de flutuações. Essa diminuição é mais acentuada para regiões equatoriais e está relacionada ao aumento da corrente anelar para oeste. A fase de recuperação é mais lenta do que as outras e acontece após a componente X atingir um valor mínimo. Durante esse período, a energia injetada na

magnetosfera é dissipada em vários processos na ionosfera da zona auroral, nas correntes magnetosféricas e na corrente anelar (PARKINSON, 1983; CAMPBELL, 1997; KOSKINEN, 2011). Para estudar estas perturbações geomagnéticas observadas são usados os índices geomagnéticos.

De acordo com Mayaud (1980), índices geomagnéticos são importantes para a compreensão das relações entre Sol e Terra. Os índices são usados para dar, de forma objetiva, informações sobre um evento que varia no tempo e podem ser locais ou planetários, no caso dos índices geomagnéticos. Vários índices geomagnéticos foram desenvolvidos ao longo do tempo para quantificar e até classificar eventos geomagnéticos (LOVE; REMICK, 2007). Atualmente, três deles são os mais usados para estudar as perturbações geomagnéticas observadas: K_p , Dst (ambos globais) e AE (CAMPBELL, 1997; KOSKINEN, 2011).

O índice K_p foi criado para indicar a atividade geomagnética planetária e é obtido com a média dos índices K , levando em consideração os dados de onze observatórios localizados, em sua maioria, no hemisfério norte-europeu. Os valores do índice K são obtidos a cada três horas, a partir do índice faixa r (*range*) e cada valor é atribuído de acordo com a variação da faixa observada para cada observatório magnético, sendo uma característica local. Sua escala vai de 0 (pouco perturbado) a 9 (muito perturbado), como mostra o exemplo da Tabela 2.1 (RANGARAJAN, 1989; PERRONE; DE FRANCESCHI, 1998).

Tabela 2.1 – Tabela de conversão entre a faixa (r) e K para Boulder (Estados Unidos).

K	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
r (nT)	0-5	5-10	10-20	20-40	40-70	70-120	120-200	200-330	330-500	>500

Fonte: NOAA (2014).

Após a obtenção do índice K , o índice K_p é calculado fazendo-se a média dos índices K dos onze observatórios escolhidos, sendo expresso em níveis

(0 a 9) e subníveis (-, 0 ou +; correspondentes a terços) (CAMPBELL, 1997).

O índice *Dst* (*Disturbance Storm Time*) foi criado com o objetivo de expressar o efeito da corrente anelar sobre a componente *H* do campo geomagnético. Seus valores, em nT, são obtidos a partir de estações localizadas em baixas latitudes e são computados a cada hora, a partir da média dos valores daquele período (MAYAUD, 1980; RANGARAJAN, 1991; CAMPBELL, 1997; PERRONE; DE FRANCESCHI, 1998). De acordo com Gonzalez et al. (1994), pode-se classificar as tempestades geomagnéticas em função do índice *Dst*, da intensidade da componente para sul do CMI (*B_z*) e da duração (Δt) desse mesmo campo, como mostrado na Tabela 2.2.

Tabela 2.2 – Classificação de tempestades geomagnéticas.

Intensidade	<i>Dst</i> (nT)	<i>B_z</i> (nT)	Δt (h)
Intensa	≤ -100	≥ -10	≥ 3
Moderada	$-100 \leq Dst \leq -50$	≥ -5	≥ 2
Fraca (Típica subtempestade)	≤ -30	≥ -3	≥ 1

Fonte: Adaptada de Gonzalez et al. (1994).

Os efeitos causados pelas tempestades geomagnéticas podem observados na magnetosfera, ionosfera e no solo; sendo listados a seguir (SAVIAN et al., 2005; HANSLMEIER, 2007; KOSKINEN, 2011):

- a) inserção de energia em altas latitudes durante tempestades geomagnéticas, que é transferida à ionosfera e produz ondas, além de modificar sua composição e os ventos termosféricos;
- b) expansão dos ovais aurorais; intensificação das auroras e dos eletrojetos aurorais, que fluem para leste no lado diurno e na direção do meio interplanetário, no lado noturno;
- c) alteração no conteúdo eletrônico total e na propagação de ondas de alta frequência na atmosfera;
- d) intensificação das correntes elétricas na magnetosfera e na superfície

terrestre;

e) interferência no funcionamento de satélites e sistemas de comunicação e tecnológicos; e

f) correntes geomagneticamente induzidas no solo (GIC), que podem danificar linhas de transmissão de energia e gás, além de cabos de telecomunicações.

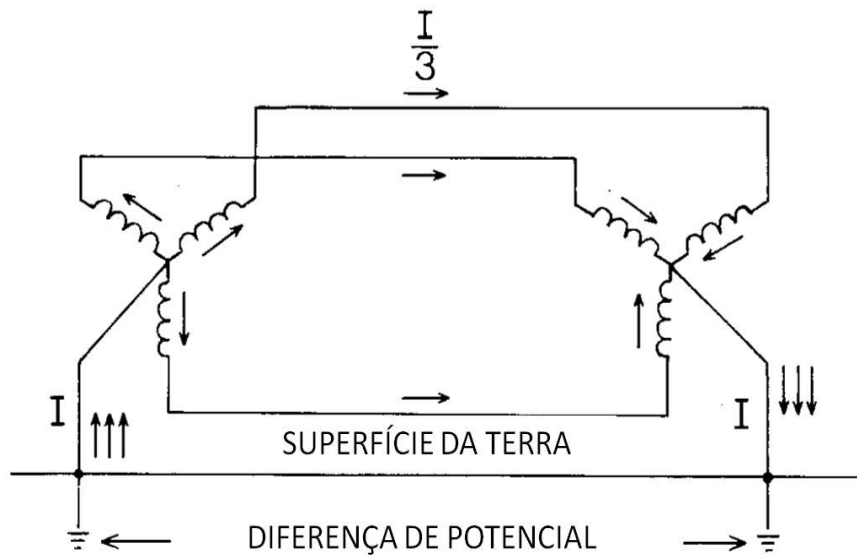
2.5 Características das GIC

Conforme mostrado na Figura 2.16, as GIC fluem nos sistemas de energia a partir dos pontos de aterramento e são consideradas como correntes contínuas, quando comparadas ao sistema de correntes alternadas que fluem nessas linhas de transmissão. Isso se deve ao fato de que as frequências das variações geomagnéticas são muito menores que aquelas observadas nos sistemas de energia, de 50 Hz ou 60 Hz (PIRJOLA, 1989).

Fatores diversos, tais como mudanças na resistência de aterramento das linhas, direção e junções nas linhas de transmissão, podem causar variação nas intensidades de GIC observadas em transformadores. Além das características físicas das linhas de transmissão, a estrutura de condutividade do solo e as variações locais na perturbação magnética também alteram a distribuição das GIC (BOTELER, 1994).

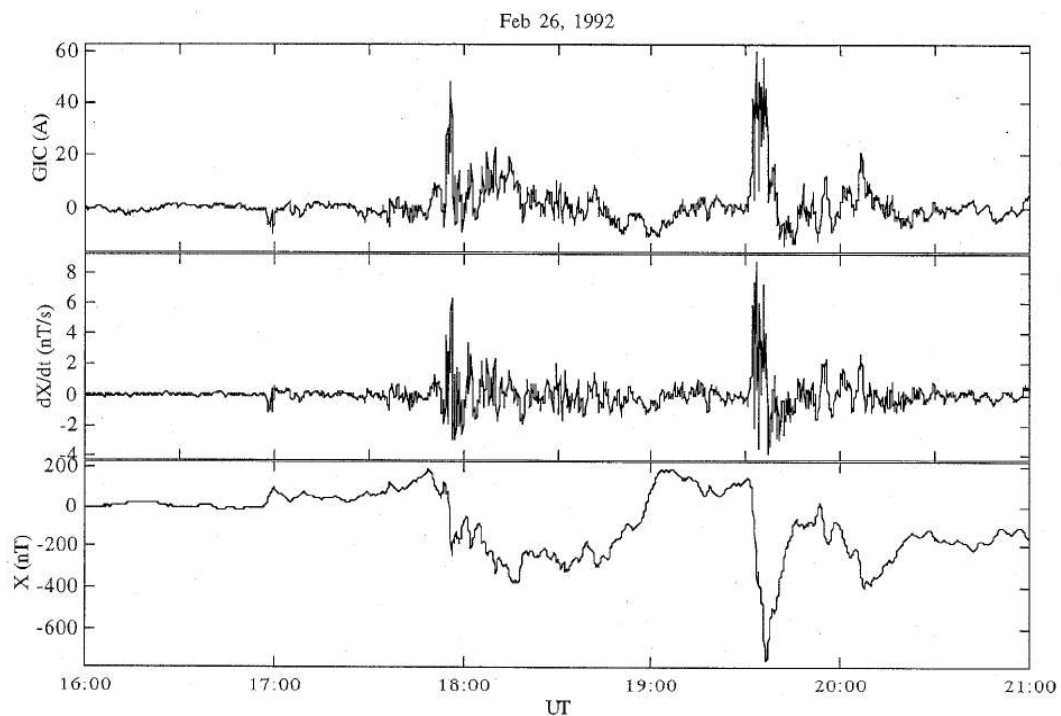
Durante alguns eventos em que se observa a ocorrência de GIC de grandes amplitudes, pode-se notar que há uma grande semelhança entre a curva obtida para a derivada da componente X do campo geomagnético em relação ao tempo, dX/dt (em nT/s), e a curva para as GIC (VILJANEN, 1998), como mostrado na Figura 2.17. De acordo com Pirjola et al. (2000), é natural que isso aconteça já que as GIC estão diretamente ligadas ao campo geoeletrico que, por sua vez, está associado à variação do campo geomagnético.

Figura 2.16 – Diagrama de fluxo das GIC em linhas de transmissão de energia elétrica.



Fonte: Adaptada de Pirjola (1983).

Figura 2.17 – GIC medida na linha de transmissão de 400 kV, de Nurmijarvi a Loviisa (Finlândia).



A Figura mostra a amplitude das GIC, a derivada da componente X (norte) do campo geomagnético em relação ao tempo e a componente X medidas no Observatório Geofísico de Nurmijarvi, em 26 de fevereiro de 1992.

Fonte: Viljanen (1998).

2.6 Efeitos das GIC em sistemas de transmissão e dutos

Medidas experimentais mostram que os campos geoeletricos resultantes das perturbações magnéticas observadas durante tempestades geomagnéticas podem induzir GIC em diversos sistemas tecnológicos condutores: linhas de transmissão de energia elétrica, oleodutos, gasodutos, cabos de telecomunicação e componentes de ferrovias (PIRJOLA et al., 2000).

No caso das linhas de transmissão de energia elétrica, ao percorrer o núcleo de seus transformadores de alta voltagem, as GIC podem comprometer o funcionamento de seu circuito magnético (KAPPENMAN; ALBERTSON, 1990; PIRJOLA, 2000; CARABALLO et al., 2013). Neles, as GIC podem fluir através dos condutores de aterramento, dividindo-se igualmente entre as fases. Durante sua passagem, ocorre a compensação da curva de operação, resultando na saturação do núcleo dos transformadores. Também se observam o aquecimento e a produção de harmônicos que sobrecarregam os capacitores, causando mau funcionamento dos relés (KAPPENMAN; ALBERTSON, 1990; PIRJOLA, 2000; MOLINSKI, 2002). Um exemplo da ação das GIC em sistemas de transmissão de energia elétrica é o evento que aconteceu em março de 1989, em Quebec (Canadá). Durante uma tempestade geomagnética, as GIC fluíram pelo sistema de energia, criando harmônicos nos transformadores e na rede de transmissão e, em poucos minutos, o sistema entrou em colapso (KAPPENMAN; ALBERTSON, 1990).

Não só os sistemas de transmissão de energia elétrica, mas também aqueles sistemas compostos por dutos podem ser afetados. Gasodutos e oleodutos são cobertos por um revestimento isolante com o objetivo de evitar o fluxo de corrente elétrica entre os dutos e o solo. Além desse revestimento, um sistema de proteção catódica é usado para manter os dutos em uma voltagem negativa em relação ao solo. Quando fluem ao longo dos gasodutos e oleodutos, as GIC não afetam a diferença de potencial existente entre os dutos e o solo e, por isso, não causam sua corrosão. Mas quando as GIC fluem do duto para o solo, próximo às suas extremidades e curvas, a diferença de potencial pode ser grande o suficiente para exceder o potencial da proteção catódica existente no duto e a passagem da corrente elétrica

pode incrementar significativamente a corrosão (PIRJOLA et al., 2000; PIRJOLA et al., 2003).

2.6.1 Efeitos das GIC nos transformadores das linhas de transmissão

A maior preocupação com relação às GIC são os grandes transformadores de potência das redes de distribuição de energia. Atualmente, os transformadores de potência foram otimizados de forma que apenas alguns ampères de corrente de excitação são necessários para produzir o fluxo magnético para a transformação de tensão. Dessa forma, podem surgir problemas durante eventos de GIC que podem induzir correntes quase contínuas que, em casos extremos, podem exceder em até 20 vezes o valor de pico da corrente de magnetização (LINDAHL, 2003).

Existem três efeitos principais sobre um transformador de potência durante um evento de GIC:

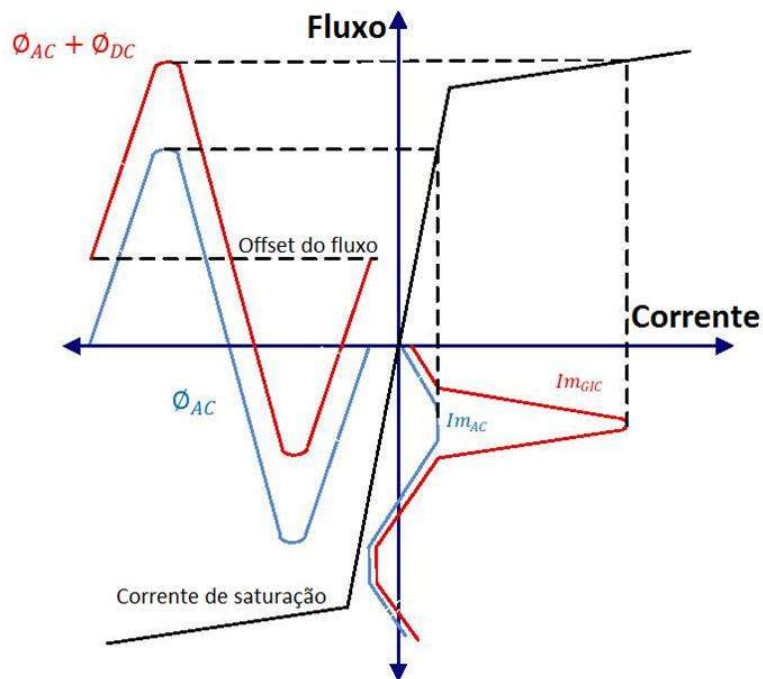
- (1) aumento dos harmônicos pares e ímpares;
- (2) maior consumo de energia reativa; e
- (3) aquecimento localizado ("*hotspots*") no fluxo disperso do transformador.

Observe-se que a energia elétrica necessária para o funcionamento de diferentes equipamentos, tais como motores, transformadores e fornos, é formada por duas componentes: a componente ativa e a componente reativa. A parte ativa, medida em kWh, é a energia que realmente executa trabalho, enquanto a parte reativa, medida em kVarh, é a componente que não realiza trabalho, mas é consumida pelos equipamentos com a finalidade de formar os campos eletromagnéticos necessários para seu funcionamento. Por outro lado, denomina-se por fluxo disperso a parcela do fluxo total no transformador que não contribui para a indução de tensão na bobina secundária.

Transformadores usam núcleos de ferro para reduzir a relutância magnética no caminho do fluxo (relutância é a análoga, em circuitos magnéticos, à

resistência, no caso de circuitos elétricos). Isso é desejado para manter a corrente circulante a mais baixa possível. No entanto, ao usar um núcleo de ferro, introduz-se uma não linearidade em sua operação. Os transformadores são projetados para utilizar a faixa linear do núcleo de ferro, com pequena margem de manobra para operações não lineares durante picos de tensão. Isso resulta em uma pequena corrente de excitação. No entanto, quando um transformador de potência é submetido a uma corrente contínua (DC), como em um evento de GIC, essa corrente DC cria um deslocamento no fluxo. Isso é ilustrado na Figura 2.18.

Figura 2.18 – Saturação por meio ciclo em um transformador.



Φ é o fluxo e I_m é a corrente alternada ou associada à GIC.

Fonte: Adaptada de Lindahl (2003).

O fluxo DC adiciona-se ao fluxo da corrente alternada (AC) em meio período e é subtraído no outro. Isso faz com que o transformador opere na faixa não linear do núcleo do transformador, podendo levar à saturação por metade do ciclo. Quando o transformador opera com o núcleo saturado, ele gera uma grande corrente de excitação assimétrica, com grande número de harmônicos pares e ímpares. Esses harmônicos, produzidos pela distorção e

aumento na corrente de excitação, criam problemas para outros aparatos do sistema de potência. Especificamente, os relés de proteção (sistemas de segurança da rede, usados para ligar ou desligar dispositivos durante grandes variações de tensão) podem causar operações indesejadas.

Também, como a corrente de excitação é puramente reativa, esse processo resulta em um aumento na perda de potência reativa. Como uma tempestade geomagnética afeta grandes partes do sistema de energia simultaneamente, o aumento na demanda de energia reativa pelos transformadores pode ser muito grande e, no pior dos casos, levar a um colapso no sistema. Deve-se notar que, dependendo do projeto do núcleo, o impacto das correntes induzidas é diferente. Por exemplo, o transformador trifásico de núcleo de três pernas mostrou-se menos suscetível à corrente induzida. Portanto, ao realizar a análise do impacto da GIC, é importante levar em consideração os diferentes tipos de transformadores no sistema de potência.

Com o núcleo saturado, o fluxo não estará mais contido no transformador. Em vez disso, o fluxo percorrerá caminhos adjacentes que podem envolver o tanque do transformador ou as estruturas de fixação do núcleo. Em casos extremos, esse fluxo disperso induzirá correntes parasitas que são convertidas em calor. Como um evento de GIC pode durar horas, esse aquecimento pode danificar severamente o transformador.

3 METODOLOGIAS PARA O CÁLCULO DAS GIC

Para estimar as correntes geomagneticamente induzidas em estruturas tecnológicas aterradas é necessário ter informações sobre as variações do campo geomagnético, da estrutura de condutividade elétrica do solo na região de interesse e informações de engenharia sobre a estrutura tecnológica na qual se quer obter o valor das GIC. A metodologia utilizada no presente trabalho para a obtenção dessas correntes, a partir de medidas do campo geomagnético, envolve técnicas de interpolação do campo geomagnético, baseadas na obtenção de sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes, o cálculo subsequente dos campos geoeletricos induzidos, mediante o uso da estrutura de condutividade elétrica do interior da Terra e, por fim, a estimativa da GIC, usando informações de engenharia da rede de transporte de energia elétrica do duto para transporte de óleo e gás.

Descrevem-se, a seguir, as técnicas de interpolação a serem utilizadas neste trabalho, o procedimento para conversão do campo geomagnético em geoeletrico e os cálculos necessários para estimar as GIC, neste caso, especificamente em sistemas de transmissão de energia elétrica.

3.1 Métodos para o cálculo do campo geomagnético

O campo geomagnético pode ser calculado a partir da solução do potencial escalar magnético em uma determinada região onde a fonte geradora do campo não está presente. Partindo desta abordagem e de dados adquiridos na superfície da Terra, foram desenvolvidos modelos matemáticos como o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), que é baseado em um modelo global de expansão em harmônicos esféricos (*Spherical Harmonic Analysis - SHA*) e representa principalmente a contribuição originada no núcleo da Terra.

Assim, para regiões na superfície terrestre e acima dela, em que não existam fontes de campo, a componente principal do campo geomagnético devido a

fontes internas é expressa pelo cálculo do gradiente negativo da expansão do potencial escalar $V(r, \theta, \phi, t)$ em uma série de harmônicos esféricos (MACMILLAN; MAUS, 2005):

$$V(r, \theta, \phi, t) = R_T \sum_{n=1}^{n_{\max}} (R_T/r)^{(n+1)} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos(m\phi) + h_n^m(t) \sin(m\phi)) P_n^m(\theta) ; \quad (3.1)$$

em que: R_T é o raio de referência da Terra (6.371,2 km); m é a ordem e n é o grau da função de Legendre associada $P_n^m(\theta)$; $g_n^m(t)$ e $h_n^m(t)$ são os coeficientes no instante t e (r, θ, ϕ) são as coordenadas geocêntricas (r é a distância do ponto considerado ao centro da Terra, θ é a colatitude e ϕ é a longitude).

Caso seja necessário avaliar o campo geomagnético em uma área específica e delimitada na superfície terrestre, a abordagem global não é a mais adequada, pois os coeficientes deixam de ser bem definidos. Nesse caso, métodos de interpolação do campo geomagnético, como o *Spherical Cap Harmonic Analysis* (SCHA) (HAINES, 1985) e o *Spherical Elementary Current Systems* (SECS), descritos a seguir, podem ser utilizados (AMM, 1997; AMM; VILJANEN, 1999).

3.1.1 *Spherical Cap Harmonic Analysis* (SCHA)

Nos casos em que existem informações globais sobre o campo geomagnético, é possível utilizar a expansão em harmônicos esféricos (SHA) de um potencial $V(r, \theta, \phi)$ sobre uma esfera, com o objetivo de estimar a amplitude da contribuição da componente interna do campo geomagnético em um ponto conhecido. Mas, quando se tem apenas informações sobre o campo geomagnético em uma região da esfera terrestre, a expansão em harmônicos esféricos não é capaz de fornecer soluções numéricas estáveis e o método proposto por Haines (1985) é mais adequado (HAINES; TORTA, 1994). Neste método, denominado *Spherical Cap Harmonic Analysis* (SCHA),

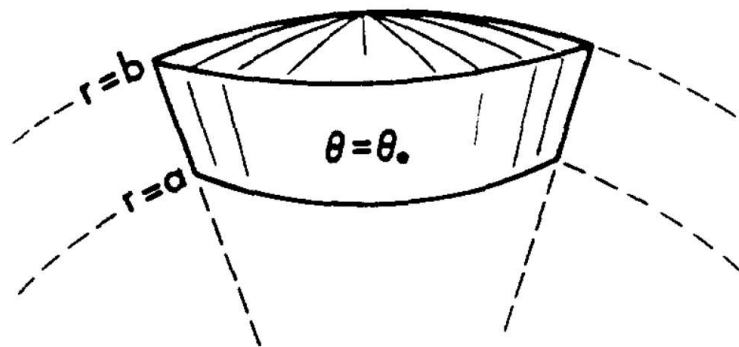
a expansão em harmônicos esféricos é feita sobre a área de uma calota esférica, mostrada na Figura 3.1. Quando se consideram apenas fontes internas, uma solução geral para a equação de Laplace em coordenadas esféricas é:

$$V_n^m(r, \theta, \phi) = a \cdot \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \cdot P_n^m(\cos \theta) \cdot \{g_n^m + h_n^m\} \quad \text{se } m=0 ; \text{ e} \quad (3.2)$$

$$V_n^m(r, \theta, \phi) = a \cdot \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \cdot P_n^m(\cos \theta) \cdot \{g_n^m \cdot \cos(m\phi) + h_n^m \cdot \text{sen}(m\phi)\} \quad \text{se } m \neq 0 ; \quad (3.3)$$

em que: r é a distância radial; θ é a colatitude; ϕ é a longitude; a é o raio que define uma esfera de referência, como a superfície da Terra, sobre a qual o potencial é expandido; e $P_n^m(\cos \theta)$ são as funções de Legendre de primeira ordem (HAINES, 1985).

Figura 3.1 Calota esférica de semiângulo θ_0 , em que θ é a colatitude.



Os dados podem ser distribuídos sobre a superfície de raio $r = a$ ou entre as superfícies de raio $r = a$ e $r = b$.

Fonte: Haines (1988).

Para que as soluções gerais das equações (3.2) e (3.3) possam representar um potencial $V(r, \theta, \phi)$ sobre uma calota esférica de semiângulo θ_0 , é necessário que a ordem m e o grau n sejam definidos de forma que $V_n^m(r, \theta, \phi)$

sejam funções-base que possam ser integradas para descrever um potencial $V(r, \theta, \phi)$. Neste caso, as condições de contorno para as equações diferenciais devem ser do tipo Sturm-Liouville (HAINES, 1985). Após aplicar as condições de contorno e considerações pertinentes, a solução geral em coordenadas esféricas da equação de Laplace sobre a região de uma calota esférica, geradas por fontes internas e externas é dada por (HAINES, 1988):

$$V(r, \theta, \phi, t) = a \sum_{k=0}^{K_i} \sum_{m=0}^k \left(\frac{a}{r}\right)^{n_k(m)+1} P_{n_k(m)}^m(\cos \theta) \cdot \{g_k^{m,i}(t) \cdot \cos(m\phi) + h_k^{m,i}(t) \cdot \text{sen}(m\phi)\} + \\ a \cdot \sum_{k=0}^{K_e} \sum_{m=0}^k \left(\frac{a}{r}\right)^{n_k(m)+1} P_{n_k(m)}^m(\cos \theta) \cdot \{g_k^{m,e}(t) \cdot \cos(m\phi) + h_k^{m,e}(t) \cdot \text{sen}(m\phi)\} \quad (3.4)$$

em que: $P_{n_k(m)}^m(\cos \theta)$ são as funções de Legendre associadas, de grau não-integral $n_k(m)$; a é o raio de referência; (r, θ, ϕ) são as coordenadas esféricas geocêntricas; $g^{m,e}_k(t)$, $h^{m,e}_k(t)$, $g^{m,i}_k(t)$ e $h^{m,i}_k(t)$ são os coeficientes da expansão de ordem m e índice k dos harmônicos esféricos em função do tempo t ; e os índices i e e indicam que o termo está relacionado às fontes internas ou externas, respectivamente. Os graus não-integrais $n_k(m)$ são ordenados de forma que o índice k aumenta para cada ordem m e são soluções das equações:

$$\frac{dP_{n_k(m)}^m(\cos \theta_0)}{d\theta} = 0 \quad , \text{ se } (k-m) \text{ for par; e} \quad (3.5)$$

$$P_{n_k(m)}^m(\cos \theta_0) = 0 \quad , \text{ se } (k-m) \text{ for ímpar.} \quad (3.6)$$

Além de fornecer uma estimativa para o campo geomagnético em um determinado ponto sobre a superfície terrestre, que esteja incluído na área delimitada pela calota esférica, o método SCHA pode ser utilizado para calcular a intensidade de sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes (HAINES; TORTA, 1994).

Para determinar funções matemáticas que representem sistemas de correntes elétricas equivalentes, considera-se que uma densidade superficial

de corrente elétrica flui paralela à superfície terrestre. Esta densidade de corrente está localizada a uma altitude d da superfície terrestre e representa um sistema de correntes equivalente àquele existente na ionosfera. Assim, aplicando-se as devidas condições de contorno e considerações à Equação (3.4), pode-se determinar a amplitude da densidade de corrente elétrica equivalente J a uma altitude d , para as direções Norte (N) e Leste (L), que serão dadas por:

$$J_N = \frac{1}{\mu_0} \sum_{k=1}^{\infty} \sum_{m=1}^k \frac{2n_k(m)+1}{n_k(m)+1} \cdot \left(\frac{R_I}{a}\right)^{n_k(m)-1} \cdot \left(\frac{mP_{n_k(m)}^m(\cos\theta)}{\sin\theta}\right) \cdot (h_k^{m,e} \cos(m\phi) - g_k^{m,e} \sin(m\phi)) \quad ; \mathbf{e} \quad (3.7)$$

$$J_L = \frac{1}{\mu_0} \sum_{k=1}^{\infty} \sum_{m=1}^k \frac{2n_k(m)+1}{n_k(m)+1} \cdot \left(\frac{R_I}{a}\right)^{n_k(m)-1} \cdot \left(\frac{dP_{n_k(m)}^m(\cos\theta)}{d\theta}\right) \cdot (g_k^{m,e} \cos(m\phi) + h_k^{m,e} \sin(m\phi)) \quad ; \quad (3.8)$$

$(k-m)$ for ímpar.

em que: R_I é o raio da ionosfera (em km); as densidades de corrente J_N e J_L são dadas em (A/km); e os coeficientes $g_k^{m,e}$ e $h_k^{m,e}$ são expressos em (nT) (HAINES; TORTA, 1994). Para que estas densidades de corrente elétricas representem sistemas equivalentes àqueles existentes na ionosfera real, a altitude d deve ser definida com o valor de 100 km.

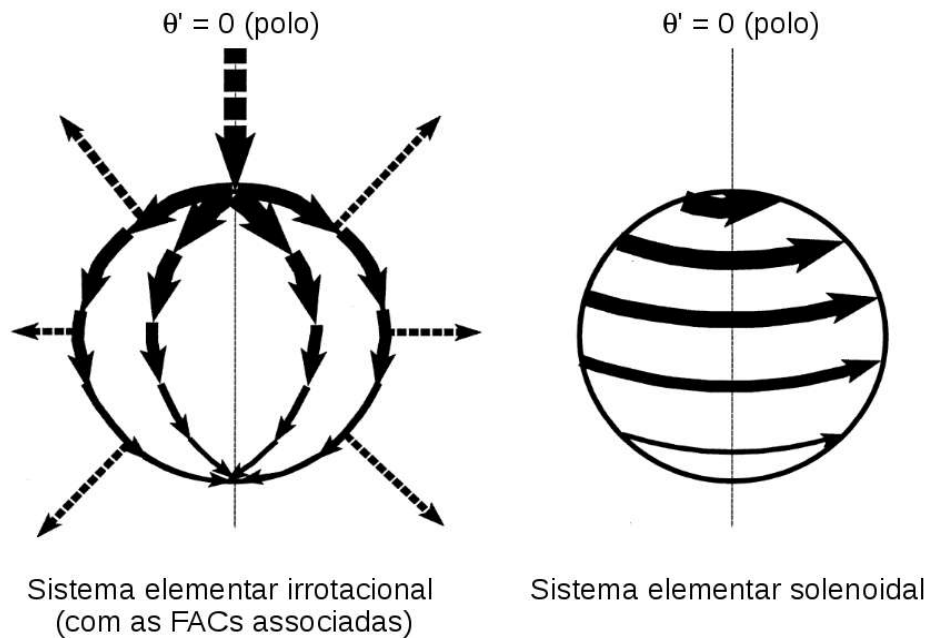
Neste trabalho, o método SCHA será utilizado para tentar realizar a estimativa dos sistemas de correntes elétricas equivalentes existentes na ionosfera equatorial brasileira, durante os eventos geomagnéticos que serão estudados.

3.1.2 Spherical Elementary Curret Systems (SECS)

Amm (1997) mostrou que qualquer sistema de correntes elétricas ionosféricas, expresso em coordenadas esféricas, associado às suas correntes alinhadas ao campo (FAC – *field aligned currents*) fluindo radialmente, pode ser escrito como um sistema de correntes elementares, expressos em coordenadas esféricas (r, θ, ϕ) e baseado em funções vetoriais solenoidais e irrotacionais. Esse método é denominado SECS (*Spherical*

Elementary Current Systems) e os sistemas de corrente elétrica utilizados são mostrados na Figura 3.2.

Figura 3.2 – Sistemas elementares que compõem o SECS.



Fonte: Adaptada de Amm e Viljanen (1999).

O método SECS apresenta algumas diferenças em relação a outros métodos usados, como o SCHA, pois não é baseado em decomposições espectrais e seus polos podem ser localizados em qualquer posição, de acordo com os locais onde foram realizadas as medidas ou com o fenômeno que se deseja estudar (AMM; VILJANEN, 1999). Neste método, a ionosfera é considerada uma casca esférica fina e bidimensional, com raio constante R_i a partir do centro da Terra (em m), em que flui uma densidade superficial de corrente elétrica horizontal $J(r)$ (PULKKINEN, 2003). De acordo com o teorema de Helmholtz, pode-se escrever $J(r)$ como:

$$\vec{J}(\vec{r}) = \vec{J}_{sol}(\vec{r}) + \vec{J}_{irr}(\vec{r}) ; \quad (3.9)$$

em que $J_{sol}(r)$ é a componente solenoidal de $J(r)$ e $J_{irr}(r)$ é sua componente irrotacional, ambas mostradas na Figura 3.2.

Como os sistemas de correntes irrotacionais e suas FAC associadas não causam efeitos magnéticos abaixo da ionosfera (Fukushima, 1976), apenas a parte solenoidal da Equação (3.9) é necessária para representar as correntes equivalentes na ionosfera e seus efeitos magnéticos observados na superfície terrestre, sendo dada por (AMM; VILJANEN, 1999):

$$\vec{J}_{sol}(\theta, \phi) = \frac{I_0}{4\pi R_I} \cotg(\theta'/2) \hat{\phi}' ; \quad (3.10)$$

em que: R_I é o raio da ionosfera; θ é a colatitude e ϕ é a longitude no sistema de coordenadas esféricas cujo polo norte é o polo do sistema elementar de correntes; e $u(\theta', \phi')$ é o fator de escala do sistema elementar. A partir do cálculo do potencial vetor magnético $\vec{A}(\vec{r}')$ em uma região abaixo da ionosfera, dado por (GRIFFITHS, 1999):

$$\vec{A}(\vec{r}') = \frac{\mu_0}{4\pi} \int \frac{\vec{J}(\vec{r}')}{r} r^2 \text{sen}(\theta) dr d\theta d\phi ; \quad (3.11)$$

Substituindo a Equação (3.10) na Equação (3.11) pode-se calcular o efeito magnético gerado pela densidade de corrente, usando-se:

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{A} . \quad (3.12)$$

Da Equação (3.12) obtêm-se as componentes para o campo magnético associado ao sistema de correntes expresso pela Equação (3.10):

$$B_{r'}(r, \theta) = \frac{\mu_0 I_0}{4\pi r} \left(\frac{1}{\sqrt{1 - \frac{2r \cos \theta}{R_I} + \left(\frac{r}{R_I}\right)^2}} - 1 \right) ; \quad (3.13)$$

$$B_{\theta'}(r, \theta') = -\frac{\mu_0 I_0}{4\pi r \text{sen} \theta'} \left(\frac{\left(\frac{r}{R_I}\right) - \cos \theta'}{\sqrt{1 - \frac{2r \cos \theta'}{R_I} + \left(\frac{r}{R_I}\right)^2}} + \cos \theta' \right) ; \quad (3.14)$$

$$B_{\phi'}(r, \theta') = 0 ; \quad (3.15)$$

Assim, pode-se escrever o campo magnético B observado na superfície da Terra e gerado por uma grade de m sistemas elementares, cujas posições são determinadas pela colatitude e longitude (θ, ϕ) , como:

$$\vec{B}(\theta, \phi) = \sum_{j=1}^m I_{0,j} \cdot \mathbf{T}_{df}^j(\theta, \phi) ; \quad (3.16)$$

em que $\mathbf{T}_{df}(r, \theta, \phi)$ é uma matriz composta pela parte geométrica das Equações (3.13) e (3.14).

Quando se compara os métodos SECS e SCHA, observa-se que o método SCHA é melhor para realizar estudos de média escala, em que a escala é da ordem de 1000 km x 1000 km. No estudo realizado sobre a continuação do campo geomagnético realizado com os métodos SCHA e SECS, Amm e Viljanen (1999) mostraram que, apesar do método SCHA reproduzir o comportamento geral da densidade de corrente ionosférica, não é capaz de dar mais informações onde mais detalhes são necessários. Após a realização dos testes, observou-se também que o método SECS obteve resultados melhores que os obtidos através do método SCHA, para a estimativa da densidade de correntes elétricas ionosféricas. Ao refinar a grade de polos do método SECS, não se observa tanta instabilidade numérica quanto a obtida ao se aumentar o conteúdo do espectro associado aos fatores de normalização K_e do método SCHA. Concluiu-se então que o método SECS foi capaz de reproduzir o sistema de correntes elétricas de forma mais satisfatória do que o método SCHA (AMM; VILJANEN, 1999).

3.2 Cálculo do campo geoeletrico

As GIC são o resultado da ação de campos elétricos induzidos na superfície da Terra, gerados pela variação do campo geomagnético durante tempestades geomagnéticas (PIRJOLA, 1983; BOTELER, 1994). Para

estudá-las, podem-se dividir os cálculos em duas etapas (PIRJOLA, 1989; VILJANEN; PIRJOLA, 1994):

- a) Cálculo do campo geoeétrico horizontal na superfície terrestre, sem considerar a presença das linhas de transmissão; e
- b) Cálculo da GIC nas linhas de transmissão, considerando o campo geoeétrico calculado.

Para calcular o campo geoeétrico são usadas as equações de Maxwell e as condições de contorno relativas aos sistemas de correntes ionosféricas e magnetosféricas, além de informações sobre a estrutura de condutividade da Terra (PIRJOLA, 2005). As equações de Maxwell, na forma diferencial, para casos em que uma onda eletromagnética penetra em um meio dielétrico são (GRIFFITHS, 1999):

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{\rho_{livre}}{\epsilon} ; \quad (3.17)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 ; \quad (3.18)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} ; \text{ e} \quad (3.19)$$

$$\nabla \times \vec{B} = \mu \vec{J}_{livre} + \mu \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} ; \quad (3.20)$$

em que: \vec{E} é o campo elétrico (em V/m); \vec{B} é o campo magnético (em T); \vec{J}_{livre} é a densidade de corrente elétrica livre no meio material (em A/m²); ρ_{livre} é a densidade de cargas elétricas livres no meio material (em C); e ϵ_0 é a permeabilidade dielétrica do vácuo (em C²/N.m²).

A Equação (3.17) é a lei de Gauss, que relaciona o fluxo de campo elétrico em uma superfície fechada do espaço à magnitude da carga elétrica envolvida por essa superfície; a Equação (3.18) diz que o fluxo de campo

magnético dentro de uma superfície fechada é nulo e, portanto, não há monopolos magnéticos; já a Equação (3.19) expressa a lei de Faraday da indução, que associa a variação de campo magnético no tempo à produção de um campo elétrico; e a Equação (3.20) é a lei de Maxwell-Ampère e relaciona a corrente elétrica à circulação de campo magnético (GRIFFITHS, 1999; SIMPSON; BAHR, 2005; CHAVE; WEIDELT, 2012).

Para estudar a indução eletromagnética na superfície terrestre é necessário adotar algumas simplificações. Uma delas é utilizar a aproximação de onda eletromagnética plana, isto é, sua propagação é normal ao plano em que os campos podem ser considerados constantes, pois são gerados por fontes de larga escala que estão muito distantes. Outra consideração é que a densidade de corrente elétrica, associada à derivada temporal do vetor deslocamento elétrico e dada pelo segundo termo no lado direito da Equação (3.20), é desprezível se comparada à densidade de corrente dada pelo primeiro termo da mesma Equação.

Pode-se também considerar desprezível a variação da permissividade dielétrica ε e da permeabilidade magnética μ , quando comparadas à condutividade σ do volume da rocha, por isso podemos assumir $\varepsilon = \varepsilon_0$ e $\mu = \mu_0$. Também, pode-se considerar que a superfície terrestre é plana e, por isso, pode-se usar o sistema de coordenadas cartesianas (SIMPSON; BAHR, 2005), em que os eixos cartesianos são x (aponta para norte), y (aponta para leste) e z (aponta para o centro da Terra). Assim, as Equações para os campos \mathbf{E} e \mathbf{B} são dadas por:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t - kz} ; \text{ e} \quad (3.21)$$

$$\vec{B} = \vec{B}_0 e^{i\omega t - kz} ; \quad (3.22)$$

em que: \mathbf{E}_0 e \mathbf{B}_0 são as amplitudes dos campos; ω é a frequência angular da onda (em rad/s) e κ é o número de onda (em m^{-1}), dado por:

$$\kappa = -\sqrt{\frac{i\omega\mu_0}{\rho}} ; \quad (3.23)$$

No caso da Terra, a variação no campo magnético induzirá um campo elétrico, de acordo com a Equação (3.19). Por sua vez, esse campo elétrico também induzirá um campo magnético secundário interno. Levando em conta as devidas simplificações, encontram-se as Equações de difusão para os campos **E** e **B**:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} ; \quad (3.24)$$

$$\nabla^2 \vec{B} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} . \quad (3.25)$$

Do sinal eletromagnético que incide na Terra, grande parte é refletida enquanto o restante penetra no solo. Este sinal eletromagnético é transmitido para o interior terrestre, sendo difundido às camadas mais profundas do solo e, nesse processo, a amplitude do sinal decai exponencialmente de acordo com a profundidade pelicular δ , que é aquela em que a amplitude do campo geoeletrico decai em (1/e), sendo dada pela Equação:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} . \quad (3.26)$$

Viljanen et al. (2004) discutem as diferentes premissas para os modelos que podem representar a estrutura de condutividade da Terra para o cálculo das GIC, além de métodos para cálculos de campos geoeletricos resultantes e sua precisão. De maneira geral, os modelos para representar a condutividade da Terra são:

- (i) Terra uniforme, também referido como semiespaço homogêneo, em que a condutividade da Terra não muda nem lateralmente e nem em função da profundidade;

(ii) Terra em camadas, também referido como modelo unidimensional (1D), ou modelo de camadas lateralmente uniformes, no qual a Terra é modelada como múltiplas camadas horizontais, de diferentes condutividades e espessuras (ou seja, a condutividade varia verticalmente, mas não horizontalmente); e

(iii) Terra não-uniforme, que pode ser representada pelos modelos bidimensional (2D) ou tridimensional (3D), em que a condutividade da Terra varia verticalmente e horizontalmente de forma aleatória (3D) ou com uma das direções horizontais sendo preponderante (2D).

No caso das GIC que fluem nas estruturas tecnológicas instaladas na superfície da Terra (linhas de transmissão de energia elétrica e dutos para transporte de óleo e gás), sua amplitude é calculada a partir da integral do campo geoeletrico ao longo de toda a extensão da linha, geralmente da ordem de dezenas a centenas de quilômetros. Essa integração gera uma distribuição dos efeitos pela estrutura, de forma que não é necessário conhecer o campo elétrico em escala de quilômetros, sendo aceitável uma resolução da ordem de 100 km. Dessa forma, pode-se considerar como localmente aceitável uma estrutura de condutividade do solo em camadas (modelo 1D). Essa aproximação não é válida em caso de grandes variações laterais de condutividade perto da superfície como, por exemplo, no limite oceano-continente ou entre estruturas geológicas bastante distintas. Uma alternativa nesse caso seria o uso de diferentes modelos 1D, em diferentes regiões geográficas, que apresentem mudanças significativas de condutividade verticais e laterais e.g. (MARTI et al., 2014).

Vários estudos realizados na região de altas latitudes concluíram que a estrutura de condutividade no interior da Terra representa um efeito de segunda ordem para a amplitude das GIC, que são dominadas principalmente pela intensidade e posição relativa das correntes ionosféricas associadas às variações geomagnéticas e.g. (BEGGAN, 2015). Porém, outros estudos mostraram que, especialmente no caso de GIC de baixa amplitude medida em regiões de baixas latitudes, a condutividade elétrica do

interior da Terra tem efeito significativo (SARMIENTO, 2018). Neste estudo, vai se adotar a aproximação de que a Terra é um semiespaço unidimensional (modelo 1D). Com essa aproximação, pode-se resolver as Equações (3.19) e (3.20), encontrando a seguinte relação (WIK et al., 2008; NGWIRA et al., 2009; VILJANEN et al., 2012):

$$E_{x,y}(\omega) = \pm \frac{Z(\omega)}{\mu_0} B_{y,x}(\omega) ; \quad (3.27)$$

em que $Z(\omega)$ é a impedância complexa da superfície. Viljanen et al. (2004) mostraram que essa aproximação funciona de forma satisfatória se a intensidade do campo geomagnético local for utilizada. O cálculo do campo geoeletrico induzido \mathbf{E} em uma dada região da superfície terrestre pode ser efetuado a partir da Equação (3.27), que é função da variação do campo geomagnético $\mathbf{B}(\omega)$ e da impedância complexa $Z(\omega)$ do solo na região de interesse, ambos no domínio da frequência.

As informações necessárias à determinação da impedância $Z(\omega)$ podem ser obtidas através de dados adquiridos pelo método magnetotelúrico, que é uma técnica eletromagnética utilizada para medir as propriedades elétricas das camadas internas terrestres. Quando um campo eletromagnético primário originado externamente à Terra atinge a superfície terrestre, uma parte de sua energia é refletida e outra parte penetra na Terra, induzindo correntes que produzem um campo eletromagnético secundário. Assim, as características elétricas no interior da Terra podem ser determinadas medindo-se em sua superfície as variações dos campos elétrico e magnético (SIMPSON; BAHR, 2005).

Se considerarmos um modelo homogêneo, composto por apenas um semiespaço infinito com condutividade elétrica constante e aplicarmos as condições de contorno pertinentes para os campos \mathbf{E} e \mathbf{B} , pode-se obter da Equação (3.27) (GRANDIS, 1999):

$$Z_I(\omega) = \sqrt{i\omega\mu_0\rho} ; \quad (3.28)$$

em que: i é a unidade imaginária e $Z_I(\omega)$ é a impedância intrínseca do semiespaço homogêneo infinito (grandeza complexa com unidade de medida no Sistema Internacional em ohm – Ω).

Um modelo 1D é representado por uma superposição de n camadas homogêneas de condutividade σ_n e espessura $h_j = z_n - z_{n-1}$, sendo que a última delas é um semiespaço infinito, como mostra a Figura 3.3 (GRANDIS, 1999; BERDICHEVSKI; DMITRIEVI, 2008). Nesse modelo, o plano $z_1 = 0$ representa a superfície de separação entre a atmosfera e o solo.

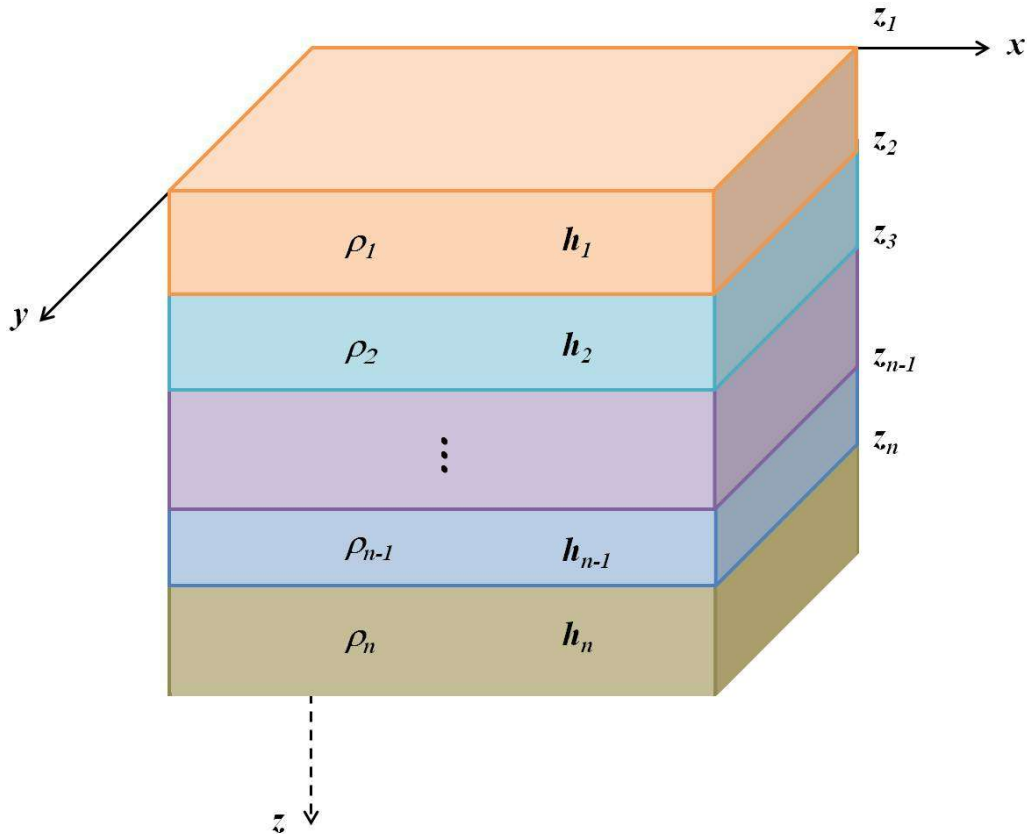
Para essa estrutura de condutividade elétrica do solo, a impedância deixa de ser intrínseca, a resistividade passa a ser aparente e a fase é uma função da frequência ω , em rad/s (GRANDIS, 1999). Assim, pode-se obter uma relação de recorrência para a impedância aparente $Z_{a,j}(\omega)$ na superfície, que relaciona duas camadas consecutivas em uma única Equação:

$$Z_{a,j}(\omega) = Z_{I,j}(\omega) \cdot \left[\frac{(1 + e^{-2k_j h_j}) \cdot Z_{a,j+1}(\omega) + (1 - e^{-2k_j h_j}) \cdot Z_{I,j}(\omega)}{(1 - e^{-2k_j h_j}) \cdot Z_{a,j+1}(\omega) + (1 + e^{-2k_j h_j}) \cdot Z_{I,j}(\omega)} \right] \quad (3.29)$$

em que: $Z_{a,j}(\omega)$ é a impedância aparente na camada j ; $Z_{a,j+1}(\omega)$ é a impedância aparente na camada $(j+1)$; e $Z_{I,j}(\omega)$ é a impedância intrínseca na camada.

Como a impedância $Z(\omega)$ e os campos $E_{x,y}(\omega)$ e $H_{y,x}(\omega)$ na Equação (3.27) estão definidas no domínio da frequência ω , é necessário que a variação do campo geomagnético a ser utilizada também seja expressa no domínio da frequência ω . Para isso, aplica-se a transformada de Fourier à série temporal da variação do campo geomagnético $\mathbf{B}(t)$. Assim, substituindo $Z(\omega)$ e $\mathbf{B}(\omega)$ na Equação (3.27), obtém-se o campo geoeletrico $\mathbf{E}(\omega)$ no domínio da frequência. Para que esses valores do campo geoeletrico $\mathbf{E}(\omega)$ sejam obtidos no domínio do tempo, basta aplicar a ele a transformada inversa de Fourier (BOTELER, 1994).

Figura 3.3 – Esquema de um modelo 1D de camadas para o solo.



O modelo 1D é composto de n camadas homogêneas com espessura h , resistividade elétrica ρ_n e cujo topo está situado a uma profundidade h_j . A última camada é um semiespaço infinito homogêneo.

Fonte: Adaptada de GRANDIS (1999).

Após efetuar o cálculo do campo geoeletrico, é possível então realizar a última etapa do cálculo da GIC, que depende também dos parâmetros de engenharia associados à linha de transmissão em que fluem estas correntes induzidas.

3.3 Cálculo das GIC nas linhas de transmissão

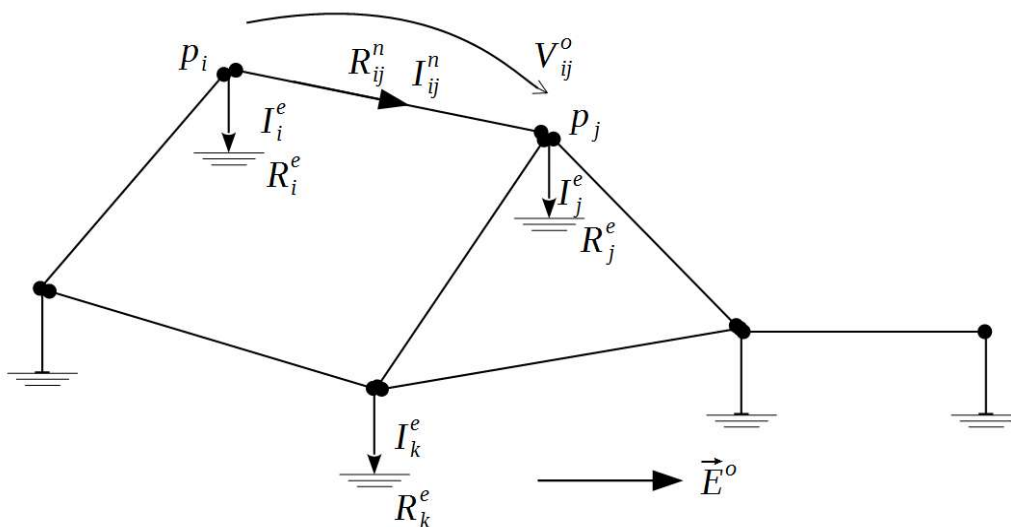
O cálculo das GIC nas linhas de transmissão é a segunda etapa do processo de determinação dessas correntes e pode ser realizado após a determinação do campo geoeletrico. Calculam-se as GIC de acordo com o tipo de sistema

aterrado considerado. Podem ser discretos, como as linhas de transmissão de energia, ou contínuos, como os oleodutos, por exemplo. O ponto em comum dos dois tipos de sistemas é que correntes contínuas são encontradas como solução (PULKKINEN, 2003).

Como a frequência observada em eventos de origem eletromagnética é pequena se comparada às frequências de 50 Hz ou 60 Hz dos sistemas de transmissão, pode-se considerar nos cálculos que tanto o campo geoeletrico quanto as correntes são independentes do tempo. Isso significa que as mudanças ocorrem tão lentamente que as quantidades induzidas podem ser consideradas constantes no tempo.

Para calcular as GIC em sistemas de transmissão discretos, pode-se utilizar o método proposto por Lehtinen e Pirjola (1985), que considera uma rede de transmissão com pontos nodais, ou de aterramento, de resistências R_i^e, \dots, R_m^e , considerados conhecidos. Nesta rede, cada par de pontos (p_i, p_j) está conectado por um segmento de resistência R_{ij}^n também conhecida, onde flui a corrente I_{ij}^n . No ponto de aterramento, a corrente é I_j^e e tem sentido positivo para a Terra, como mostrado na Figura 3.4.

Figura 3.4 – Definição dos símbolos para uma rede condutora aterrada.



Fonte: Adaptada de Lehtinen e Pirjola (1985).

A diferença de potencial V_{ij} em um segmento do circuito fechado é dada por:

$$V_{ij} = \int_{S_{ij}} \vec{E}^o \cdot d\vec{s} + (U_i^{cor} - U_j^{cor}); \quad (3.30)$$

em que: a integral é a diferença de potencial entre os pontos p_i e p_j devido ao campo geoeletrico \vec{E}^o ; e o termo entre parênteses é a diferença entre os potenciais dos pontos de aterramento, relacionados à impedância Z_{ij}^e e à corrente I_i^e pela equação abaixo:

$$U_i^{cor} = \sum_{i=1}^m Z_{ji}^e I_i^e . \quad (3.31)$$

Considerando apenas um segmento do circuito e a superfície terrestre abaixo dele como um circuito fechado, pela forma integral da lei de Faraday, tem-se:

$$\oint \vec{E} \cdot d\vec{s} = - \int \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \cdot d\vec{a} ; \quad (3.32)$$

em que \vec{B} é o campo magnético induzido pelo campo geoeletrico \vec{E}^o . A integral à direita da Equação (3.32) é considerada nula, pois o caminho de integração considerado está a uma profundidade muito menor que aquela definida pela profundidade pelicular δ . Usando a Lei de Kirchhoff para os nós do circuito e o resultado das Equações (3.30), (3.31) e (3.32) tem-se, na forma matricial, que a corrente elétrica nos pontos de aterramento é (LEHTINEN; PIRJOLA, 1985):

$$\mathbf{I}^e = (\mathbf{1} + \mathbf{Y}^n \mathbf{Z}^e)^{-1} \mathbf{J}^e ; \quad (3.33)$$

em que: \mathbf{I}^e é a matriz composta pelas correntes elétricas nos pontos de aterramento I_j^e ; $\mathbf{1}$ é a matriz identidade; \mathbf{Z}^e é a matriz de impedância composta pelas impedâncias Z_{ij}^e ; \mathbf{Y}^n é a matriz de admitância (inverso da

impedância, em siemens – S) do sistema de transmissão, composta por:

$$Y_{ij}^n = -1/R_{ij}^n, \text{ se } i \neq j; \text{ e} \quad (3.34)$$

$$Y_{ij}^n = \sum_{k \neq i} 1/R_{ik}^n, \text{ se } i = j. \quad (3.35)$$

O vetor \mathbf{J}^e é dado por:

$$J_i^n = \sum_{j \neq i} V_{ij}^0 / R_{ij}^n. \quad (3.36)$$

Assim, conhecendo-se o campo geoeletrico, a topologia e os parâmetros elétricos da linha de transmissão, é possível calcular as correntes em qualquer ponto do sistema (LEHTINEN; PIRJOLA, 1985; PULKKINEN, 2003).

4 VALIDAÇÃO DOS MÉTODOS UTILIZADOS PARA O CÁLCULO DAS GIC

Neste Capítulo serão expostos os procedimentos realizados para que fosse possível utilizar os métodos descritos no Capítulo 3. Foi necessário desenvolver três códigos independentes, na linguagem de programação FORTRAN90, para que se pudesse utilizar os métodos escolhidos e obter a estimativa das GIC durante os eventos geomagnéticos selecionados para a realização deste estudo. Já para calcular a estimativa dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes com o método SCHA, não foi necessário desenvolver um código, pois o mesmo foi fornecido pelo NRCan (FIORI, 2016).

Assim, serão descritos a seguir os passos realizados para validar os códigos produzidos com base nos métodos descritos anteriormente, os conjuntos de dados utilizados durante a validação e os resultados obtidos para:

- a) a interpolação do campo geomagnético e o cálculo dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes a partir do método SECS (Seção 3.1);
- b) a estimativa do campo geoeletrico a partir do método exposto na Seção 3.2; e
- c) a estimativa das correntes geomagneticamente induzidas, a partir do método Lehtinen-Pirjola (Seção 3.3).

4.1 Interpolação do campo geomagnético a partir do método SECS

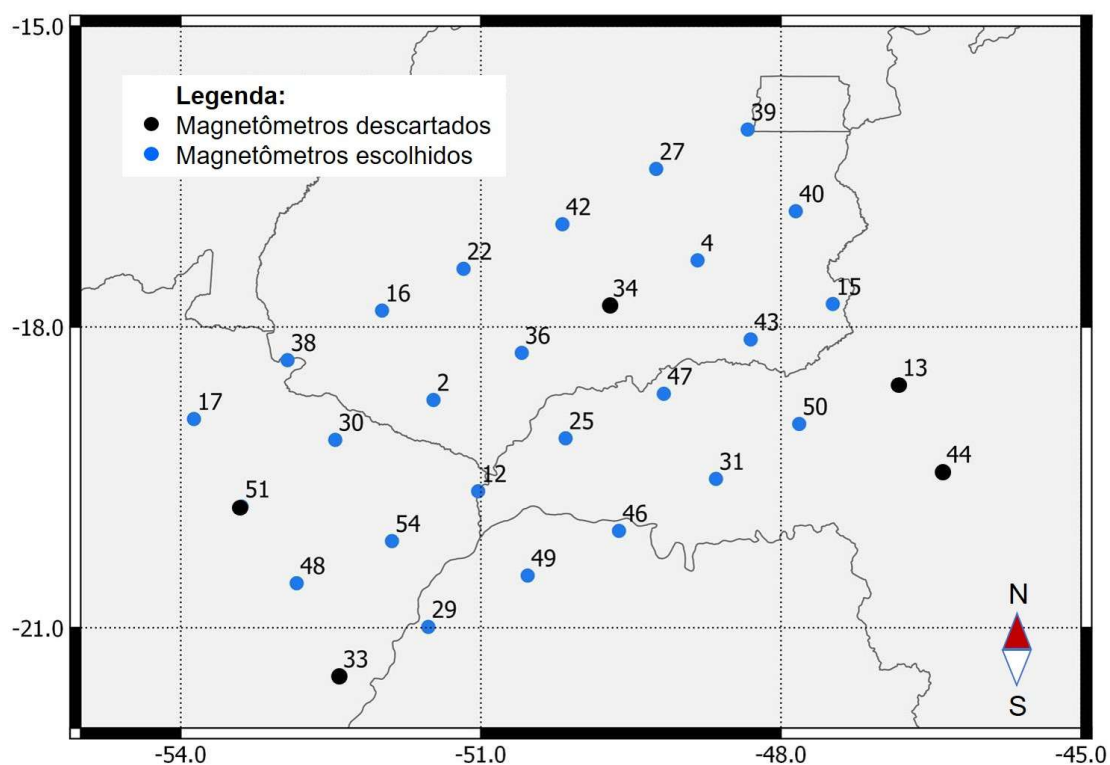
O método SECS (AMM, 1997; AMM; VILJANEN, 1999) foi escolhido para realizar a interpolação do campo geomagnético e estimar também os sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes.

A validação do código baseado no método de interpolação SECS foi feita utilizando-se um conjunto de dados do campo geomagnético que foi adquirido durante uma campanha de medidas geomagnéticas realizadas na região centro-sul do Brasil (BOLOGNA et al., 2014). Nesta campanha foram

operados simultaneamente 29 magnetômetros de núcleo saturado, com capacidade para medida nos três eixos X, Y e Z, durante o período de 18 de julho a 14 de setembro de 2002. A Figura 4.1 mostra a localização geográfica do arranjo de magnetômetros, cujas informações são listadas na Tabela 4.1.

Como os magnetômetros 13, 33, 34, 44 e 51 apresentaram problemas nos dados adquiridos, foram utilizados para a validação do código os 24 magnetômetros restantes. Para executar os testes de validação, foi escolhido o evento geomagnético de 02 de agosto de 2002, que apresentou índice *Dst* igual a -102 nT e cujo SSC ocorreu às 23:09 UT.

Figura 4.1 – Posição do arranjo de magnetômetros instalados na região brasileira de baixas latitudes.



O arranjo de magnetômetros operou na região de baixas latitudes entre 2002 e 2005. Os magnetômetros descartados são mostrados em preto e os utilizados, em azul. Dados: Território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); Localização dos magnetômetros – Bologna et al. (2014).

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.1 – Coordenadas geográficas dos magnetômetros instalados na região de baixas latitudes entre 18 de julho e 14 de setembro de 2002.

Magnetômetro	Latitude (°)	Longitude (°)
02	18,73 S	51,47 O
04	17,33 S	48,83 O
12	19,64 S	51,03 O
13	18,58 S	46,82 O
15	17,77 S	47,48 O
16	17,84 S	51,99 O
17	18,92 S	53,87 O
22	17,42 S	51,17 O
25	19,11 S	50,15 O
27	16,42 S	49,25 O
29	20,99 S	51,52 O
30	19,13 S	52,45 O
31	19,51 S	48,65 O
33	21,49 S	52,41 O
34	17,79 S	49,71 O
36	18,26 S	50,59 O
38	18,33 S	52,93 O
39	16,03 S	48,33 O
40	16,84 S	47,85 O
42	16,97 S	50,18 O
43	18,12 S	48,30 O
44	19,44 S	46,38 O
46	20,03 S	49,62 O
47	18,67 S	49,17 O
48	20,56 S	52,84 O
49	20,48 S	50,53 O
50	18,97 S	47,82 O
51	19,79 S	53,39 O
54	20,14 S	51,89 O

Fonte: Adaptado de Bologna et al. (2014).

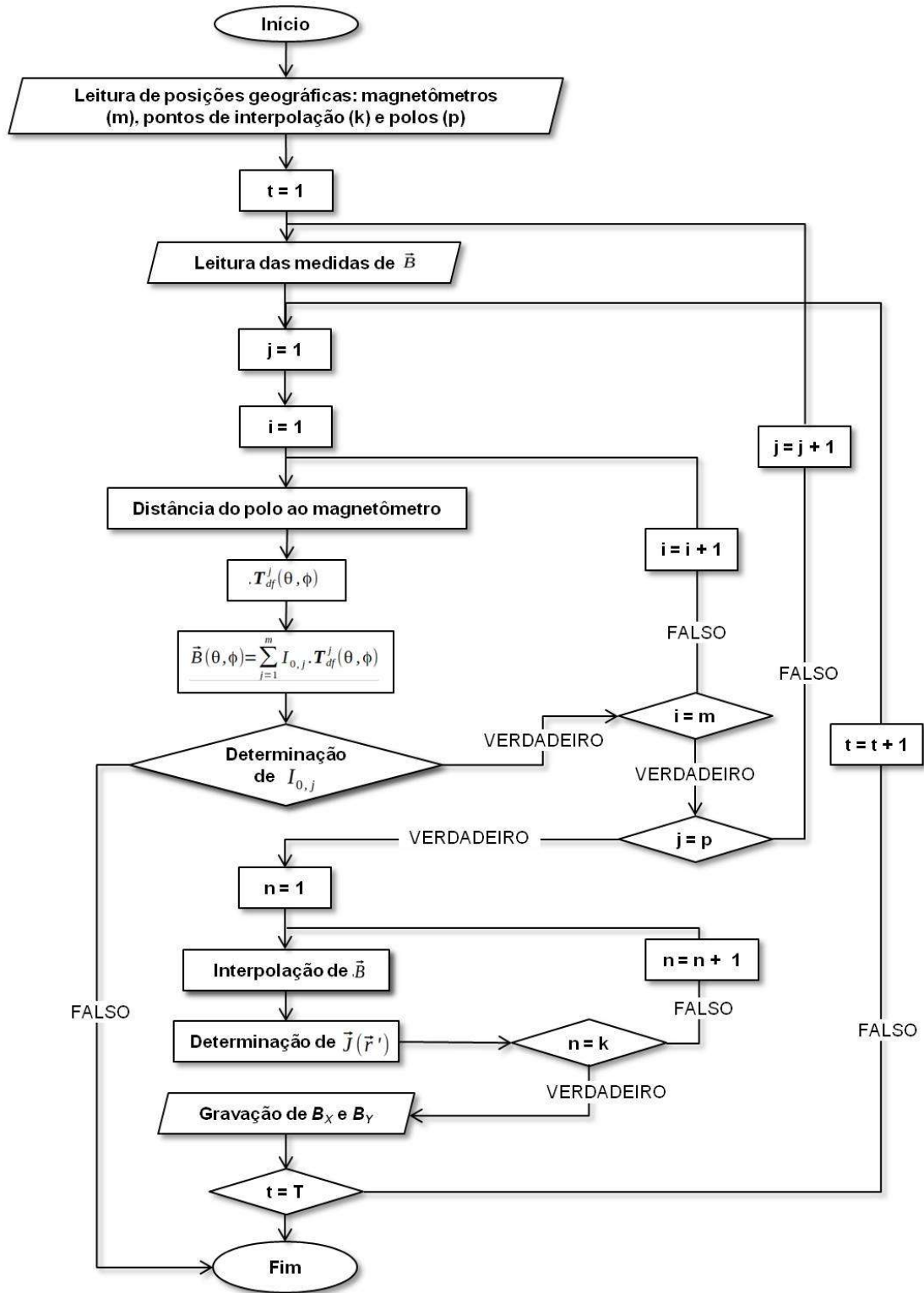
O código desenvolvido em linguagem de programação FORTRAN90 utiliza o formalismo matricial e tem como objetivo estimar sistemas equivalentes de correntes elétricas posicionados a uma altitude de 100 km, para realizar a interpolação do campo geomagnético. São utilizados como parâmetros de entrada do código:

- (1) as variações geomagnéticas das componentes X e Y , medidas por magnetômetros na superfície da Terra; e
- (2) as coordenadas geográficas desses magnetômetros, dos polos de corrente elétrica que serão usados para determinar os sistemas de correntes equivalentes aos da ionosfera e dos pontos, na superfície terrestre, onde serão realizadas as interpolações do campo geomagnético.

Com as informações de entrada são calculadas, por interpolação, as variações das componentes X e Y do campo geomagnético em quaisquer locais na superfície da Terra, para um período de tempo predeterminado. Também é possível estimar o comportamento da densidade de corrente elétrica ionosférica equivalente, para um dado instante, em uma região que esteja incluída naquela que foi determinada pela posição geográfica dos polos de corrente. O código desenvolvido com base no método SECS segue a estrutura mostrada no fluxograma da Figura 4.2.

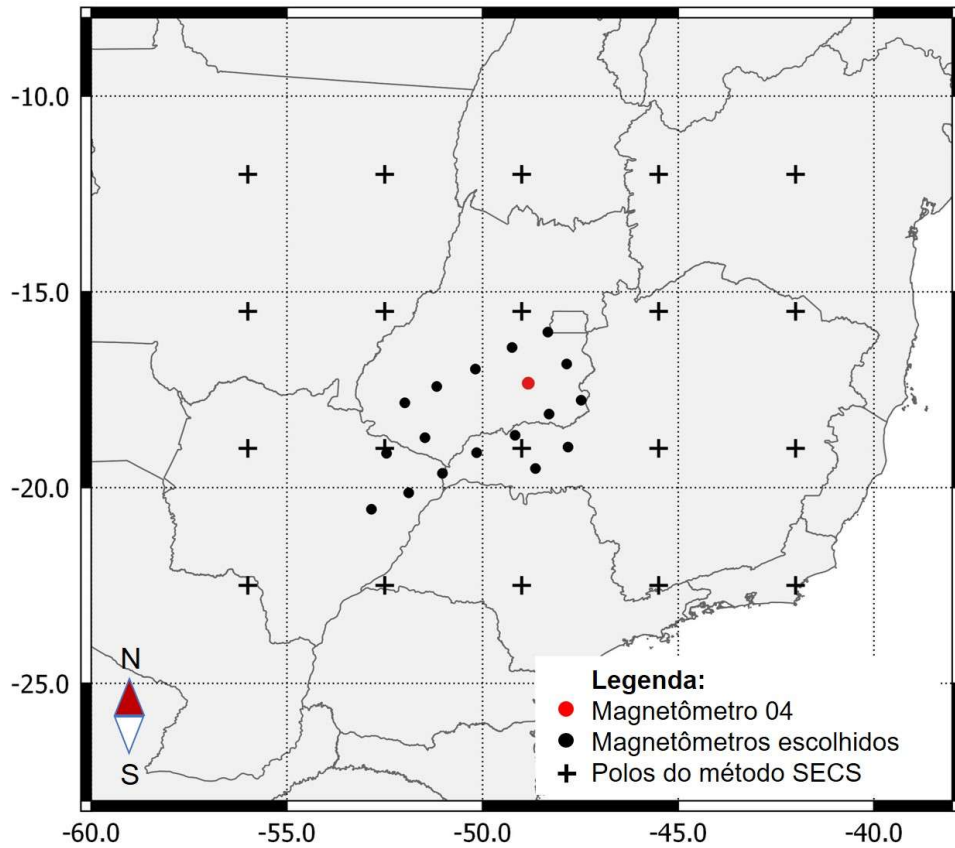
Os magnetômetros utilizados neste primeiro teste são mostrados na Figura 4.3, junto com os polos de corrente elétrica do método SECS. O procedimento adotado para executar os testes consistiu em utilizar os dados de 17 magnetômetros do arranjo como entrada para o modelo (em preto, na Figura 4.3) enquanto aquele restante (em vermelho, na Figura 4.3) teve sua posição escolhida para o cálculo do campo interpolado. O procedimento foi repetido para todos os magnetômetros do arranjo, mas apenas os resultados do magnetômetro 04 serão ilustrados aqui.

Figura 4.2 – Fluxograma para o código do método SECS.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.3 – Posições geográficas dos parâmetros de entrada.



Posições geográficas dos magnetômetros escolhidos (em preto), dos polos de corrente elétrica do método SECS e do ponto de interpolação (em vermelho), usados para calcular a interpolação referente a tempestade de 02 de agosto de 2002. Dados: Território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); Localização dos magnetômetros – Bologna et al. (2014).

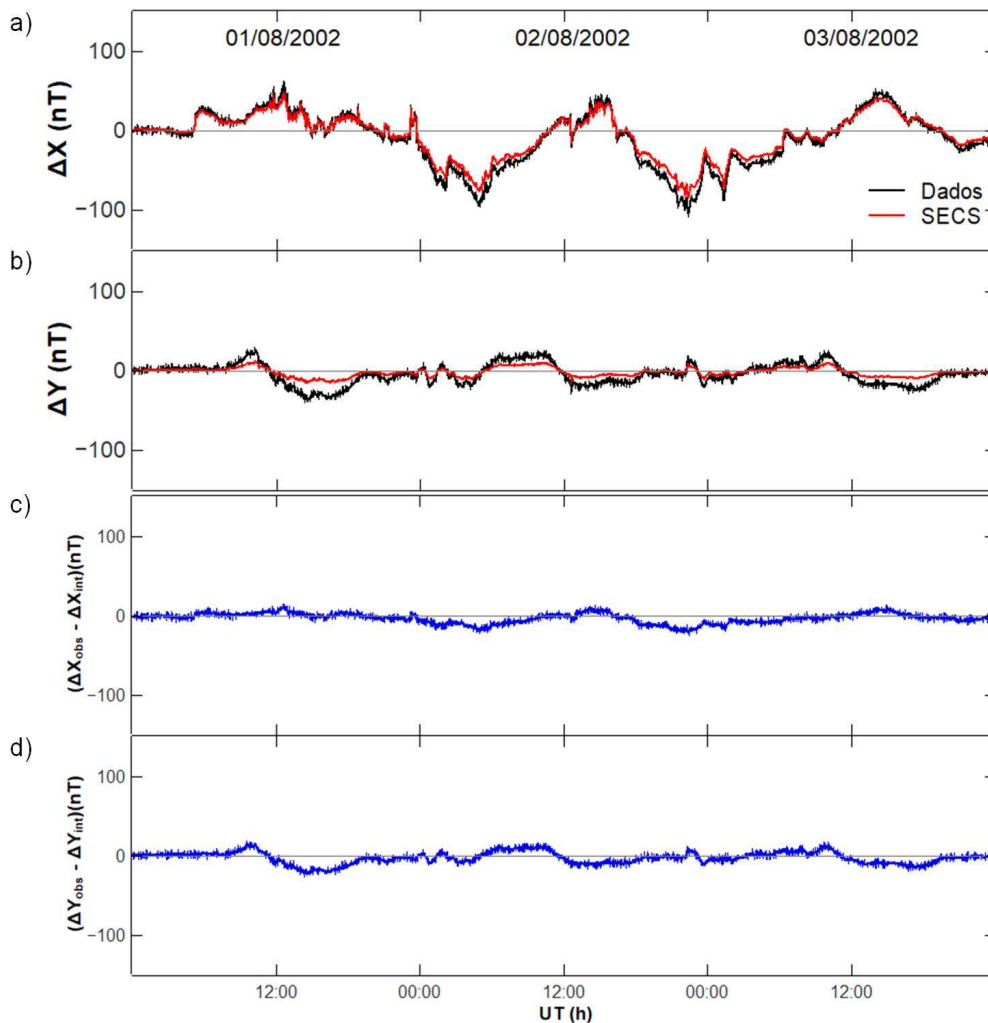
Fonte: Produção do autor.

A variação do campo geomagnético, interpolada, das componentes pôde então ser comparada à variação do campo geomagnético real medido pelo magnetômetro, conforme mostrado nas Figuras 4.4a e 4.4b, para o período entre 01 e 03 de agosto de 2002. Calculou-se ainda o resíduo, isto é, a diferença entre a curva dos dados e a curva resultante da interpolação, para as variações das componentes do campo geomagnético, mostrado nas Figuras 4.4c e 4.4d.

A partir da comparação visual das curvas apresentadas nas Figuras 4.4a e 4.4b, pode-se afirmar que o código desenvolvido reproduz com fidelidade as

variações geomagnéticas medidas por um instrumento em solo. As diferenças observadas entre o comportamento e a amplitude apresentados pelos dados geomagnéticos e a interpolação realizada podem estar relacionadas ao fato de se ter considerado que a variação do campo geomagnético, medido na superfície terrestre, seria gerado exclusivamente por fontes ionosféricas. A presença de campos magnéticos secundários locais, associados às correntes induzidas, lateralmente variáveis em função da variação da estrutura de condutividades no interior da Terra, pode explicar as diferenças observadas.

Figura 4.4 – Comparação entre a interpolação e os dados.

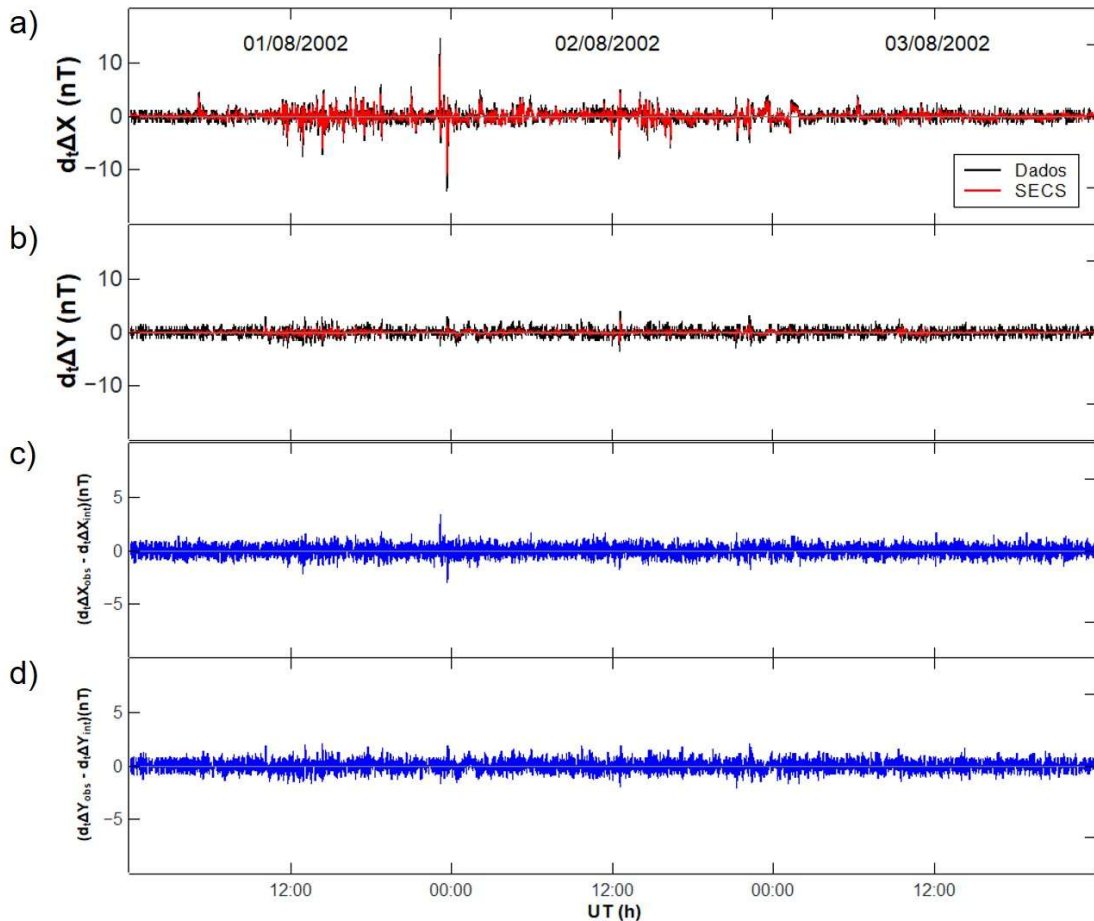


Interpolação do método SECS (em vermelho) e dados (em preto), para a variação das componentes X (a) e Y (b) do campo geomagnético durante os dias 01, 02 e 03 de agosto de 2002. Resíduo calculado para as componentes X (c) e Y(d).

Fonte: Produção do autor.

Também se observa que, tanto o resíduo para a componente X quanto o resíduo para a componente Y da variação do campo geomagnético, mostrados nas Figuras 4.4c e 4.4d, apresentam o mesmo comportamento observado para o caso das componentes. Isto é, quando a variação aumenta, aumenta também o resíduo associado a ela. O resíduo, porém, fica limitado a um valor máximo absoluto de 25 nT. O mesmo procedimento foi efetuado para as derivadas das componentes da variação do campo geomagnético em relação ao tempo, mostradas nas Figuras 4.5a e 4.5b. O resíduo associado às derivadas temporais das componentes é mostrado nas Figuras 4.5c e 4.5d.

Figura 4.5 – Comparação entre a derivada temporal da interpolação e dos dados.



Derivada temporal da interpolação do método SECS (em vermelho) e dados (em preto), para a variação das componentes X (a) e Y (b) do campo geomagnético durante os dias 01, 02 e 03 de agosto de 2002. Resíduo calculado para as componentes X (c) e Y(d).

Fonte: Produção do autor.

Observa-se, a partir da Figura 4.5a, que a derivada da componente X em relação ao tempo obtida com base nos resultados da interpolação também reproduz o comportamento exibido pela derivada temporal desta componente, obtida a partir dos dados. No caso da derivada temporal da componente Y , mostrada na Figura 4.5b, observa-se que os valores obtidos, tanto a partir das medidas do magnetômetro quanto a partir da interpolação, são muito menores se comparados aos da componente X . Para efeito de cálculos da amplitude das GIC, a derivada que importa é aquela de maior amplitude (no caso, a da componente X), conforme exibido na Figura 2.17.

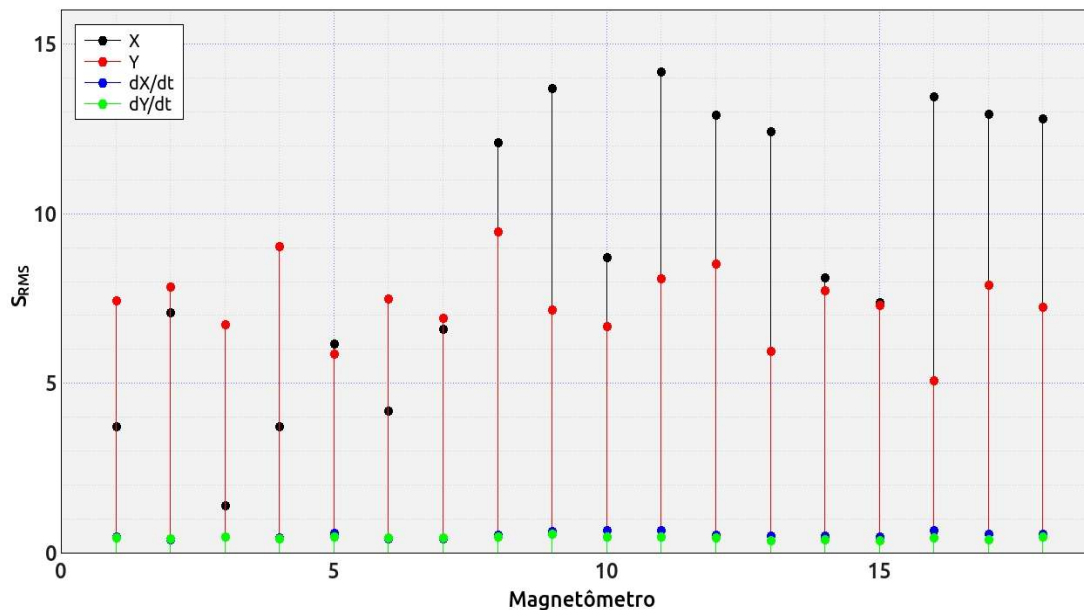
Para avaliar e comparar os resultados obtidos com o cálculo da interpolação para todos os magnetômetros do arranjo foi calculado o desvio quadrático médio para cada interpolação, dado por:

$$S_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_{obs} - X_{SECS})^2}{N}} ; \quad (4.1)$$

em que S_{rms} é o desvio médio quadrático, que indica o quanto a interpolação (X_{SECS}) desvia-se dos dados medidos pelo magnetômetro (X_{obs}) para a quantidade de intervalos de tempo considerada (N). Os valores obtidos para o S_{rms} em cada interpolação sobre a posição de um dado magnetômetro são mostrados na Figura 4.6.

Observa-se que o S_{rms} associado a cada interpolação não tem grande variação para a componente Y e as derivadas temporais, apresentando valores entre 5 nT e 10 nT. Por outro lado, no caso da componente X , o S_{rms} associado apresenta maior variação, com valores entre 1 nT e 15 nT. Isso pode estar associado ao fato desses resultados serem calculados considerando como fonte de perturbação geomagnética apenas as correntes ionosféricas, sem levar em conta a contribuição de campos magnéticos secundários induzidos pelas correntes elétricas no interior da Terra e controlados pela geologia local.

Figura 4.6 – Desvio quadrático médio para cada magnetômetro da Figura 4.2.



O eixo horizontal mostra a identificação de cada magnetômetro.

Fonte: Produção do autor.

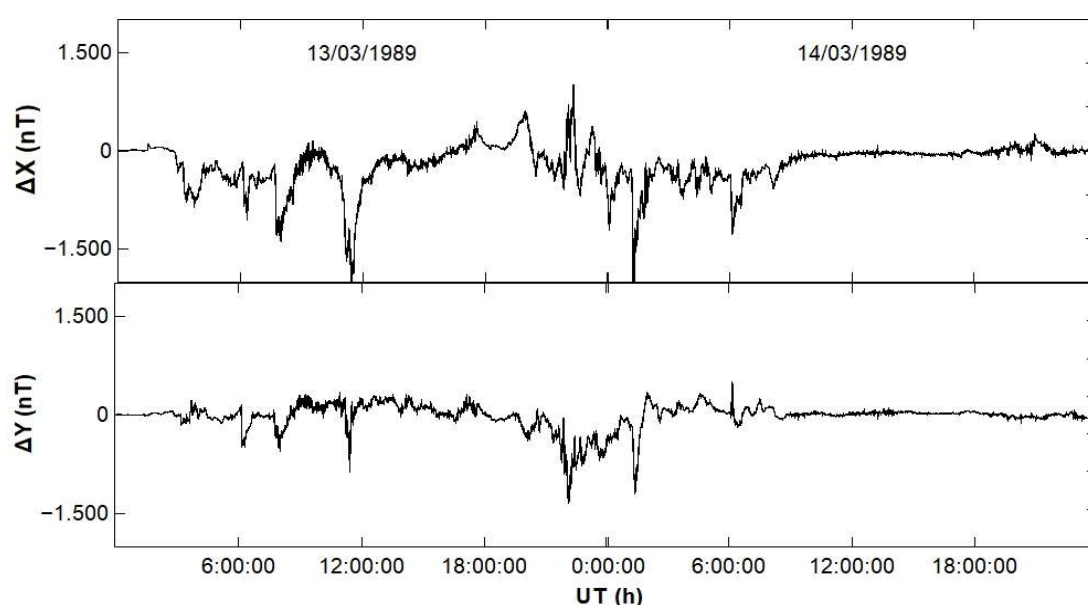
4.2 Estimativa do campo geoeletrico

A segunda etapa no cálculo das GIC é estimar a amplitude do campo geoeletrico. Com este objetivo, foram utilizados como parâmetros de entrada os dados das componentes do campo geomagnético e também as informações sobre a estrutura de condutividade do solo na região que foi escolhida para realizar os testes de validação deste código, que foi baseado no método de cálculo do campo geoeletrico já estabelecido e exposto anteriormente.

Neste caso, foi necessário utilizar dados de um evento geomagnético para o qual fossem conhecidos os valores do campo geomagnético. Assim, escolheu-se o evento geomagnético mostrado no estudo de Boteler (1994), que descreve a metodologia para o cálculo do campo geoeletrico em Québec (Canadá) e mostra as estimativas obtidas para sua amplitude durante o evento geomagnético de 13 de março de 1989 (índice $Dst = -589$ nT). Os dados das componentes do campo geomagnético que foram usados para

representar a variação do campo geomagnético para este evento são disponibilizados pelo NRCan³ e foram adquiridos pelo observatório magnético de Ottawa. Já as informações sobre a estrutura de condutividade do solo para a região de Québec foram baseadas no trabalho de Boteler (1994). A Figura 4.7 mostra a variação das componentes X e Y do campo geomagnético adquiridas no observatório de Ottawa durante o evento geomagnético escolhido.

Figura 4.7 – Variação das componentes do campo geomagnético, adquiridas pelo observatório geomagnético de Ottawa, entre 13 e 14 de março de 1989.



Dados: NRCan (acesso em: 05 nov. 2015).

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.8 mostra um esquema do modelo unidimensional da estrutura de condutividade elétrica do solo, utilizada por Boteler (1994) em seu estudo cujas informações são mostradas na Tabela 4.2.

³ <http://www.geomag.nrcan.gc.ca/data-donnee/sd-en.php>

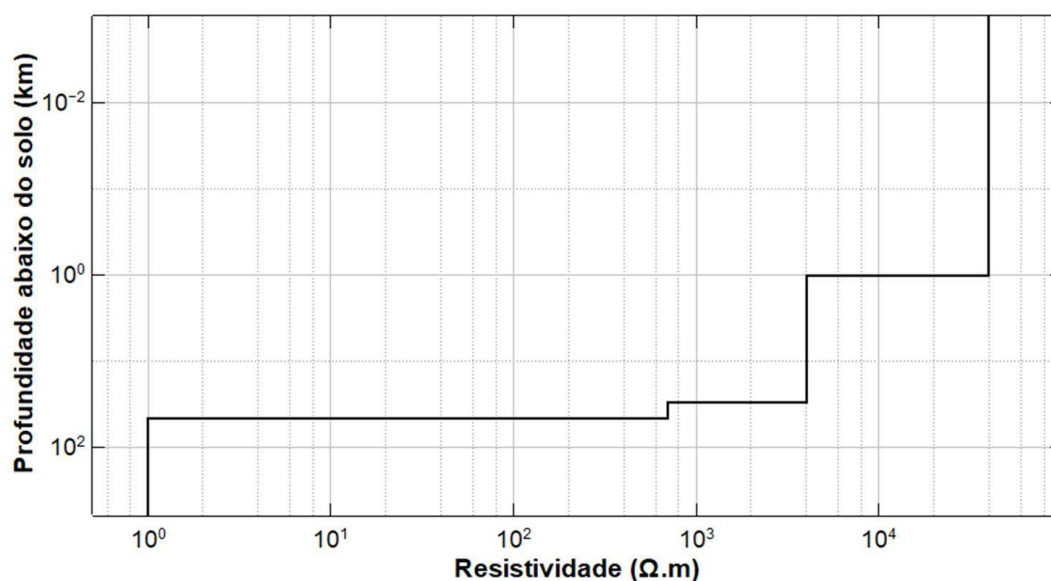
Tabela 4.2 – Informações de profundidade e resistividade elétrica do modelo unidimensional utilizado para a estimativa do campo geoeétrico.

Faixa de profundidade (km)	Resistividade elétrica ($\Omega.m$)
< 30,0	40.000,0
30,0 – 45,0	4.000,0
45,0 – 400,0	700,0
> 400,0	1,0

Dados: Boteler (1994).

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.8 – Esquema da relação entre a resistividade elétrica e a profundidade do solo do modelo unidimensional utilizado.

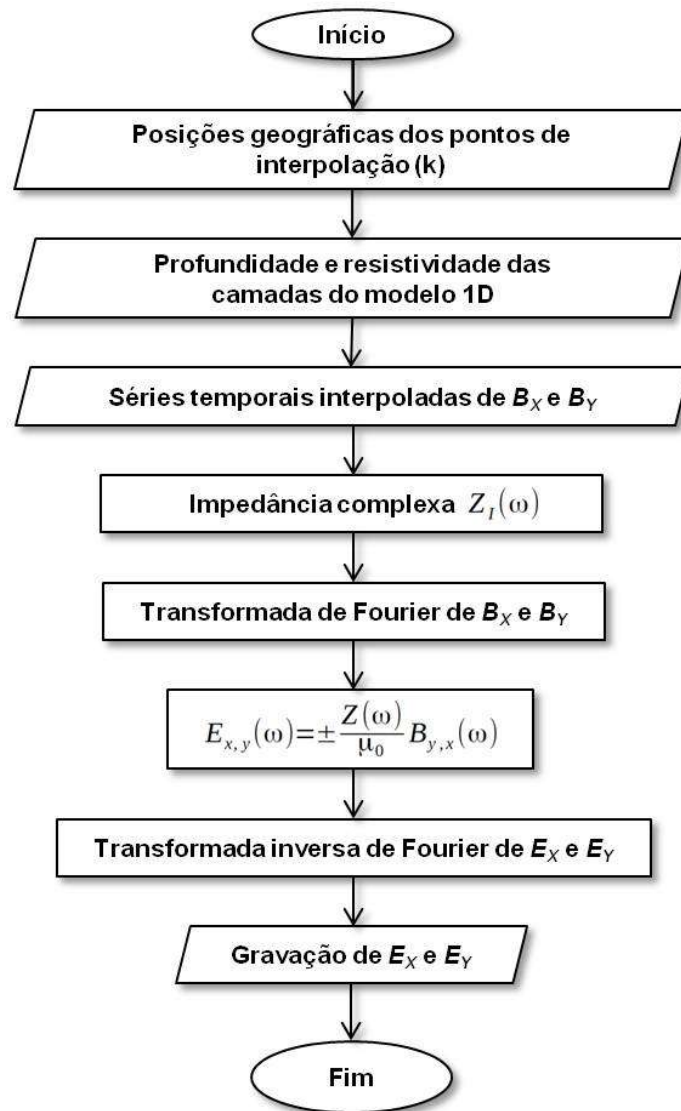


Dados: Boteler (1994).

Fonte: Produção do autor.

O segundo código foi produzido, também em linguagem de programação FORTRAN90, com base no método descrito na Seção 3.2, para calcular a estimativa do campo geoeétrico. Os procedimentos descritos na Seção 3.2 e executados pelo código elaborado, para o cálculo do campo geoeétrico, são mostrados em um fluxograma na Figura 4.9.

Figura 4.9 – Fluxograma para o código que realiza a estimativa do campo geoeétrico.



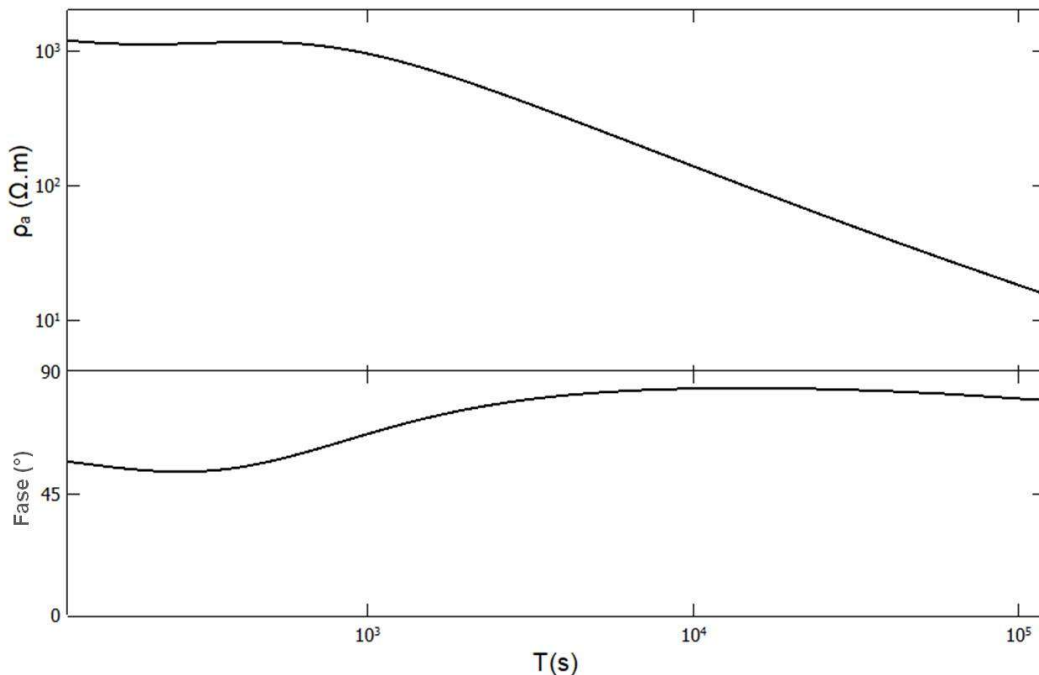
Fonte: Produção do autor.

Além de fornecer como resultado a série temporal para o campo geoeétrico nos pontos geográficos de interesse, o código desenvolvido possui uma sub-rotina para calcular a impedância complexa $Z(\omega)$, baseada no algoritmo proposto por Grandis (1999) e que tem como parâmetros de entrada o número de camadas n do modelo 1-D que se deseja utilizar; a resistividade elétrica ρ_n (em $\Omega.m$) e a profundidade h_n do topo de cada uma das camadas (em m); além do intervalo de frequências f (em Hz) para o qual se deseja obter a impedância complexa $Z(\omega)$. Entre os resultados da sub-rotina descrita

estão a impedância complexa $Z(\omega)$; a resistividade aparente $\rho(T)$ e a fase da impedância, em função do período T (em segundos). São mostradas na Figura 4.10 a resistividade aparente $\rho(T)$ e a fase da impedância para os parâmetros de entrada, relativos à região geográfica de Ottawa, no Canadá, para o Evento de 13 e 14 de março de 1989.

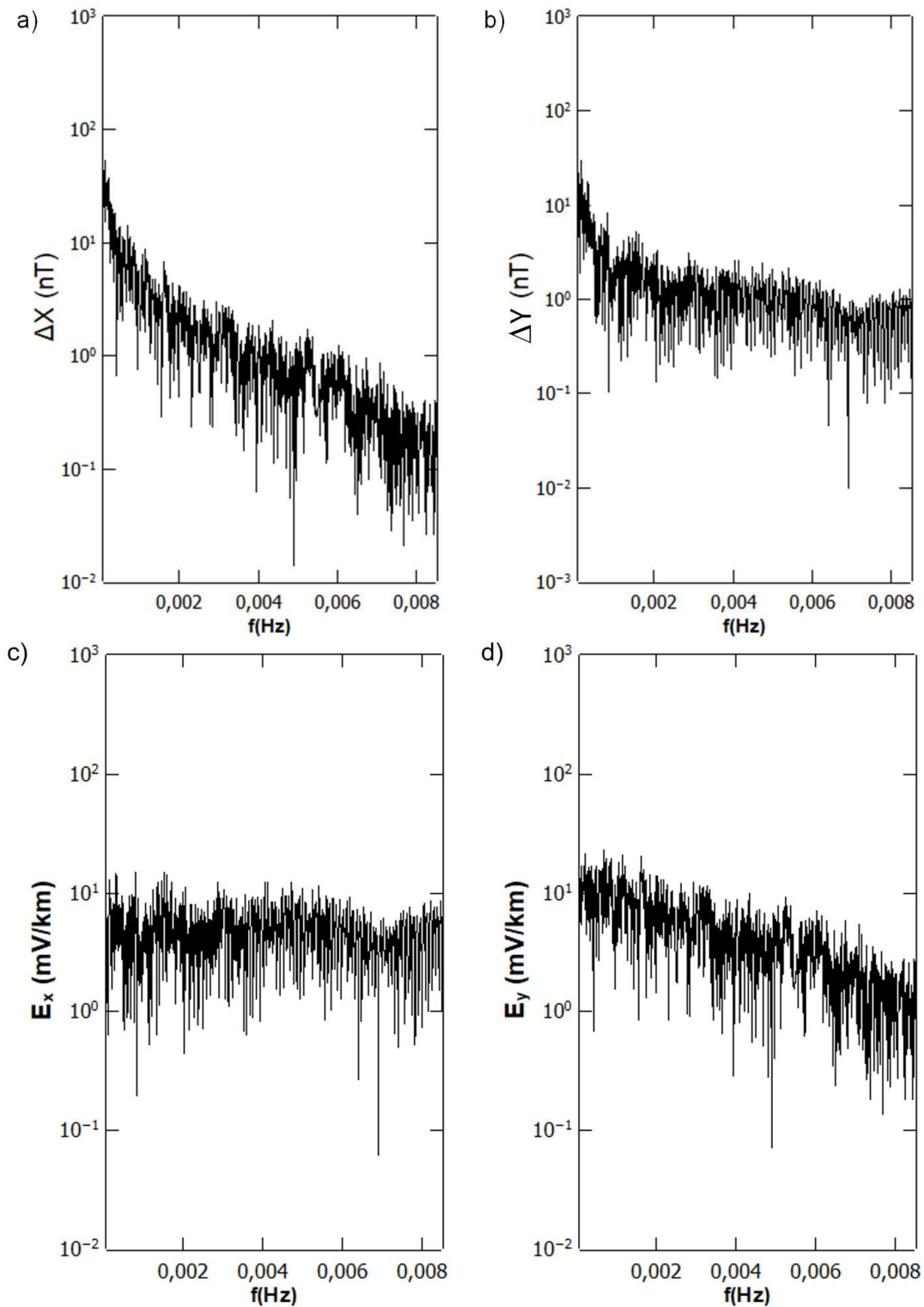
A seguir, o código aplica a transformada de Fourier aos resultados obtidos para a interpolação da variação do campo geomagnético $\mathbf{B}(t)$, para que estes passem a ser expressos no domínio da frequência. Então, usando a Equação (4.27), calcula-se o campo geoeletrico $\mathbf{E}(t)$. Aplica-se a este resultado a transformada inversa de Fourier e obtém-se a variação do campo geoeletrico $\mathbf{E}(t)$, agora no domínio do tempo. O resultado das transformadas de Fourier para as componentes do campo geomagnético e do campo geoeletrico são ilustrados na Figura 4.11, enquanto a série temporal do campo geoeletrico é exibida na Figura 4.12, para Ottawa (Canadá), cuja série temporal é mostrada na Figura 4.7, para a variação das componentes do campo geomagnético.

Figura 4.10 – Resultado da sub-rotina que fornece informações sobre a resistividade aparente e fase da impedância para a região de Ottawa, no Canadá.



Fonte: Produção do autor.

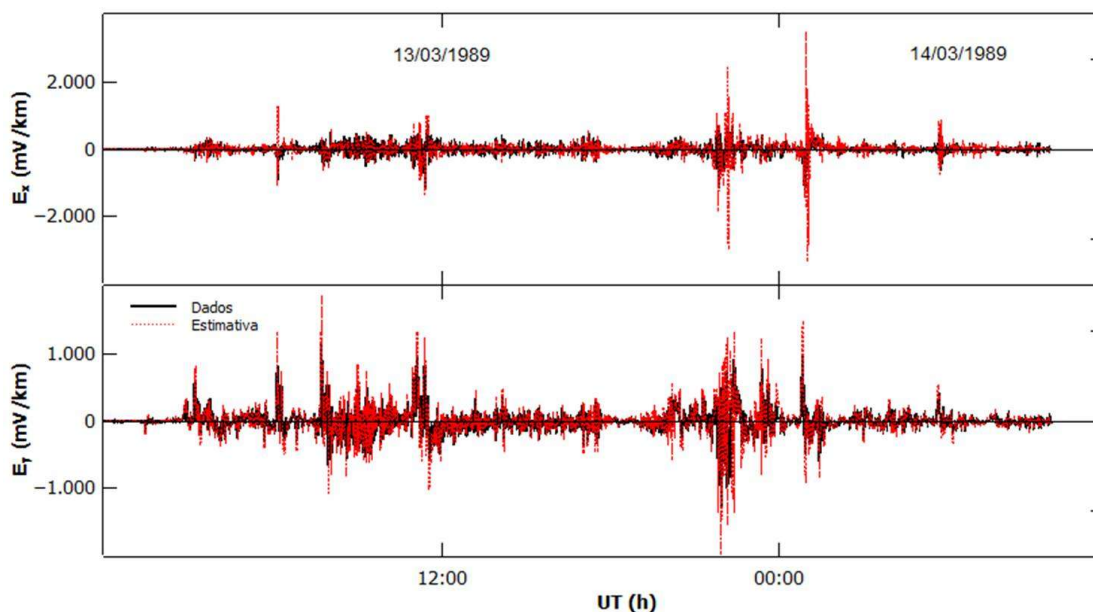
Figura 4.11 – Amplitude em função da frequência para a variação dos campos geomagnético e elétrico.



Amplitude da variação em função da frequência: a) variação da componente X do campo geomagnético; b) variação da componente Y do campo geomagnético; c) variação da componente E_x do campo geoeletrico; e d) variação da componente E_y do campo geoeletrico; para o evento de 13 e 14 de março de 1989.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.12 – Comparação entre os valores fornecidos pelo NRCan e a estimativa do campo geelétrico.



São comparados os valores fornecidos pelo NRCan e os obtidos para a estimativa do campo geelétrico em função do tempo para: a) a componente E_x ; e b) a componente E_y .

Fonte: Produção do autor.

4.3 Estimativa das correntes geomagneticamente induzidas (GIC)

Após validar o código para a estimativa do campo geelétrico, foi elaborado o último código em linguagem FORTRAN90, necessário para realizar o cálculo das GIC em sistemas de transmissão de energia elétrica, baseado no método Lehtinen-Pirjola (LEHTINEN; PIRJOLA, 1985), descrito na Seção 3.3.

Para validar o código que realiza a estimativa das GIC em um dado sistema de transmissão de energia elétrica foram utilizados dados da variação das componentes X e Y do campo geomagnético, obtidos pela rede de magnetômetros do EMBRACE (DENARDINI et al., 2018) e do Observatório Magnético de Vassouras, cujos dados estão disponíveis no INTERMAGNET⁴; além dos dados sobre as GIC do sensor Hall, que foi instalado em Itumbiara (GO) e operado pelo Grupo de Geomagnetismo do INPE (GEOMA/DIDGE/INPE).

4 <http://www.intermagnet.org/data-donnee/download-eng.php>

O teste para o cálculo das GIC foi feito para a região geográfica de Itumbiara, onde está localizado o sensor Hall, que adquiriu medidas durante o evento geomagnético de 02 de outubro de 2013, cujo SSC ocorreu à 01:55 UT e apresentou índice *Dst* -67 nT (BARBOSA et al., 2015b). Antes de utilizar o código para o cálculo das GIC, foi feita a interpolação do campo geomagnético, já que não foram adquiridas medidas do campo geomagnético para a região de estudo. Assim, os dados das variações das componentes *X* e *Y* do campo geomagnético, obtidas pelas estações magnéticas do Observatório Nacional (ON) e do EMBRACE (DENARDINI et al., 2018), foram utilizados como parâmetro de entrada para o método SECS. As informações sobre estas estações magnéticas são expostas na Tabela 4.3.

Tabela 4.3 – Informações sobre as estações magnéticas.

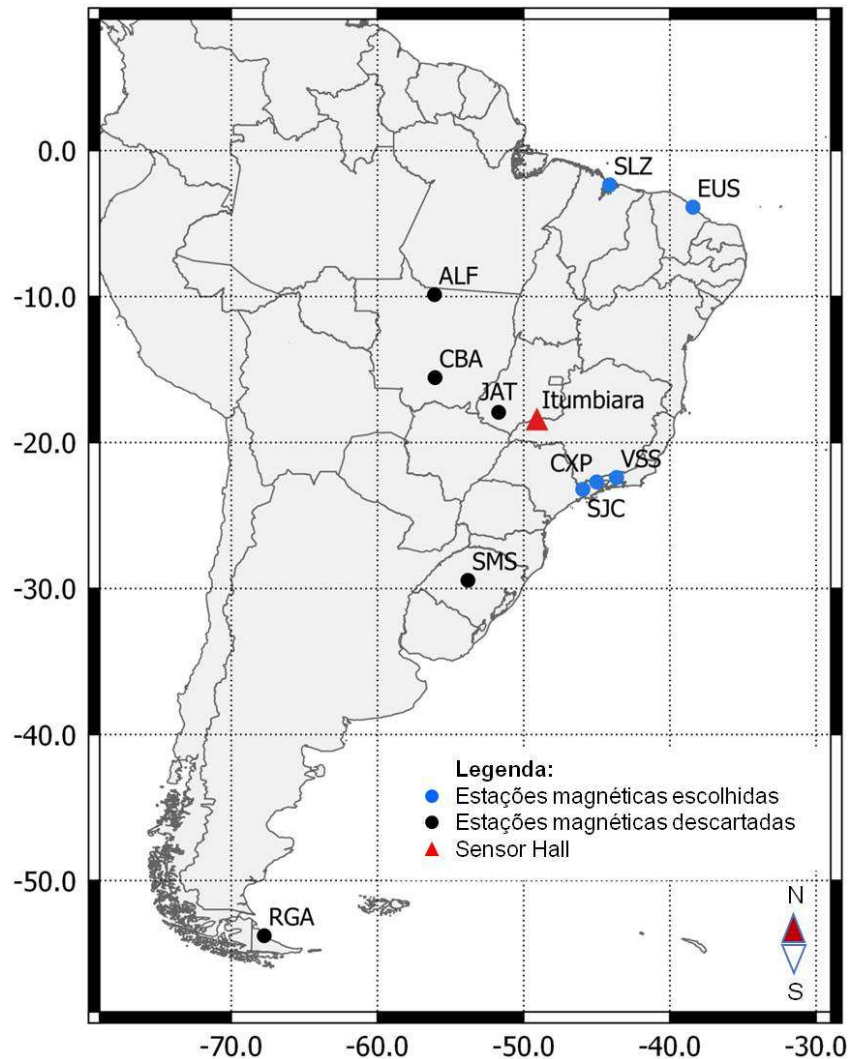
Estação	Sigla	Latitude (°)	Longitude (°)	Operação
Alta Floresta (MT)	ALF	9,87 S	56,10 O	EMBRACE
Cuiabá (MT)	CBA	15,55 S	56,07 O	EMBRACE
Cachoeira Paulista (SP)	CXP	22,40 S	43,65 O	EMBRACE
Eusébio (CE)	EUS	3,88 S	38,42 O	EMBRACE
Jataí (GO)	JAT	17,93 S	51,72 O	EMBRACE
Rio Grande (Argentina)	RGA	53,79 S	67,75 O	EMBRACE
São José dos Campos (SP)	SJC	23,21 S	45,96 O	EMBRACE
São Luís (MA)	SLZ	2,35 S	44,12 O	EMBRACE
São Martinho da Serra (RS)	SMS	29,44 S	53,82 O	EMBRACE
Vassouras (RJ)	VSS	22,40 S	43,65 O	ON

Fonte: Adaptada de Denardini et al. (2018).

A Figura 4.13 mostra a localização geográfica das estações magnéticas operadas pelo EMBRACE e também a posição geográfica do local onde está

instalado o sensor Hall.

Figura 4.13 – Localização geográfica das estações magnéticas operadas pelo EMBRACE e pelo ON.



As estações magnéticas escolhidas são mostradas em azul e as descartadas, em preto. A subestação de Itumbiara, onde foi instalado o sensor Hall, é sinalizada em vermelho. Dados: Território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); Localização dos magnetômetros – Denardini et al. (2018).

Fonte: Produção do autor.

A segunda etapa do cálculo das GIC requer as informações sobre a estrutura de condutividade elétrica do solo na região de Itumbiara. O modelo unidimensional utilizado durante este teste, para representar a variação da condutividade elétrica como função da profundidade, foi derivado a partir de

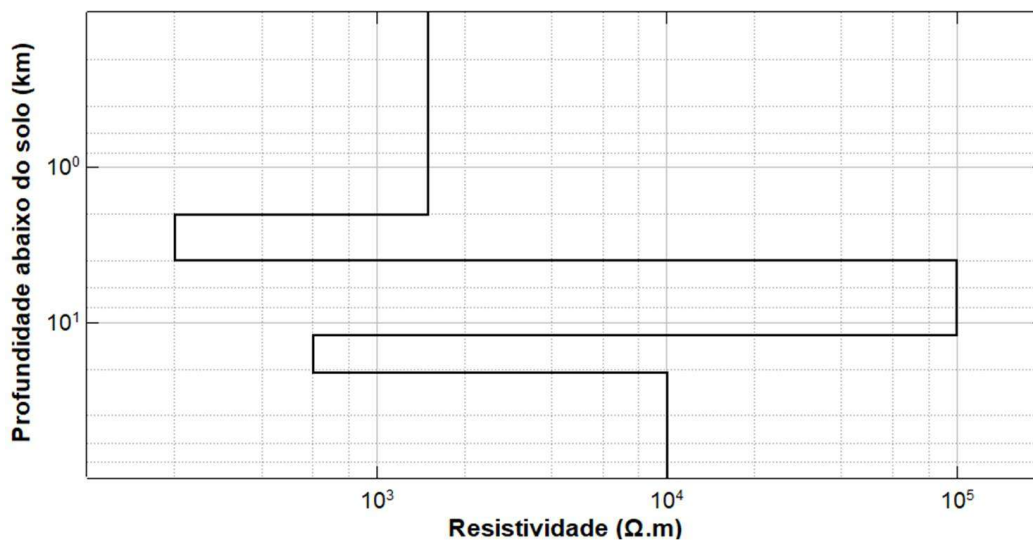
Trivedi et al. (2007) e suas informações de profundidade e resistividade elétrica estão expostas na Tabela 4.4, sendo mostradas esquematicamente na Figura 4.14.

Tabela 4.4 – Informações de profundidade e resistividade elétrica do modelo unidimensional utilizado para a estimativa do campo geoeletrico.

Faixa de profundidade (km)	Resistividade elétrica ($\Omega.m$)
< 2,0	1.500,0
2,0 – 4,0	200,0
4,0 – 12,0	100.000,0
12,0 – 21,0	600,0
> 21,0	10.000,0

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

Figura 4.14 – Esquema da relação entre a resistividade elétrica e a profundidade do solo do modelo unidimensional utilizado.



Dados: Trivedi et al. (2007).

Fonte: Produção do autor.

Na última etapa para o cálculo das GIC foi utilizado, além da estimativa do campo geoeletrico durante o evento geomagnético escolhido, as características elétricas do sistema de transmissão fornecidas por Barbosa et

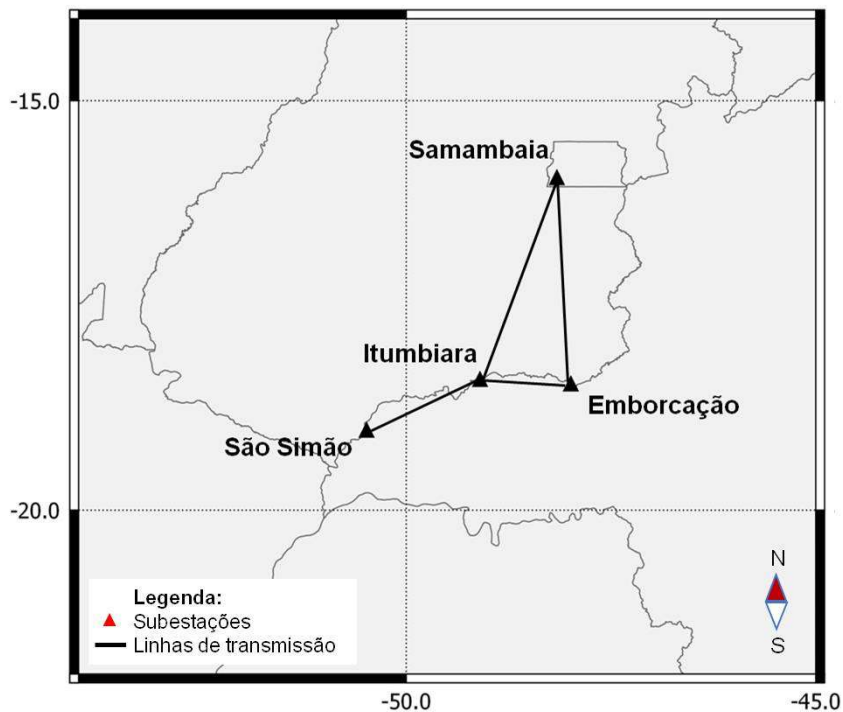
al. (2015a). A resistência elétrica de aterramento nas subestações mostradas na Figura 4.15 é de $0,7 \Omega$, e a resistência elétrica linear dos cabos que conectam as subestações é de $0,02 \Omega/\text{km}$. As distâncias entre as subestações foram determinadas a partir das localizações geográficas de cada subestação e são mostradas na Tabela 4.5.

Tabela 4.5 – Distâncias entre as subestações do sistema de transmissão elétrica utilizado para o cálculo das GIC.

Linha de Transmissão	Distância (km)
São Simão-Itumbiara	161,6
Emborcação-Itumbiara	135,2
Emborcação-Samambaia	280,0
Itumbiara-Samambaia	295,0

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.15 – Localização geográfica das subestações e das linhas de transmissão elétricas conectadas a Itumbiara.

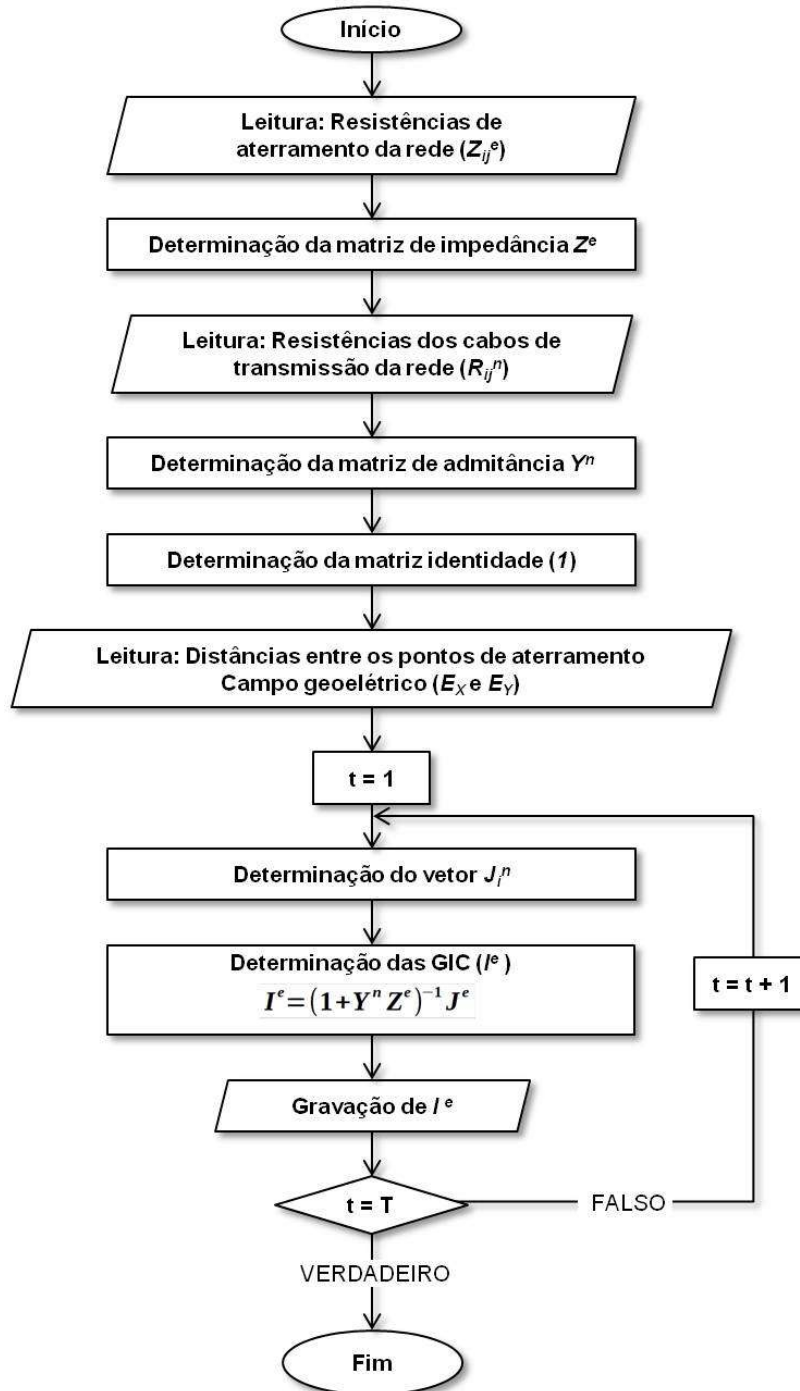


Dados: Território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); Localização das subestações – Ministério dos Transportes, Portos e Aviação Civil (Acesso em: 23 fev. 2016).

Fonte: Produção do autor.

Os procedimentos realizados pelo código baseado no método Lehtinen-Pirjola (LEHTINEN; PIRJOLA, 1985) são esquematizados no fluxograma mostrado na Figura 4.16.

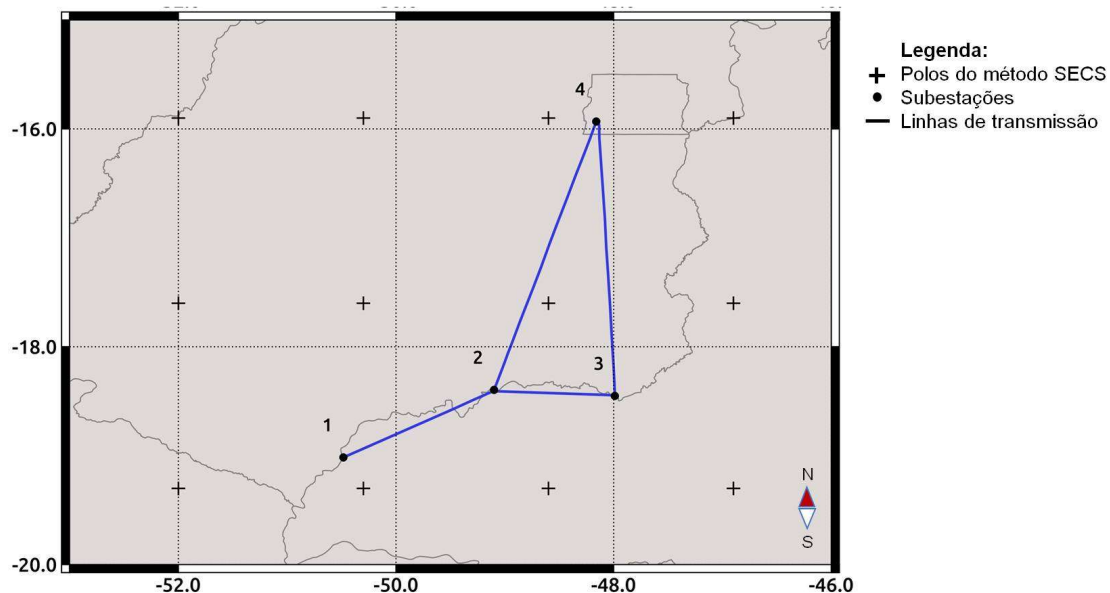
Figura 4.16 – Fluxograma para o código baseado no método Lehtinen-Pirjola.



Fonte: Produção do autor.

Para testar o desempenho deste código, foi feita a interpolação da variação das componentes X e Y do campo geomagnético, utilizando o código do método SECS para a tempestade geomagnética de 02 de outubro de 2013. Neste estudo, foram utilizados como parâmetros de entrada as variações do campo geomagnético obtidas por cinco estações permanentes da rede do EMBRACE (DENARDINI et al., 2018). A Figura 4.17 mostra as posições geográficas dos polos e dos pontos escolhidos para a realização da interpolação com o método SECS; as subestações de São Simão, Itumbiara, Emborcação e Samambaia; e as linhas de transmissão de energia elétrica que conectam as subestações escolhidas para a realização do teste. A Figura 4.18 mostra o resultado da interpolação da variação das componentes X e Y do campo geomagnético para a posição da subestação de Itumbiara (2), durante o dia 02 de outubro de 2013.

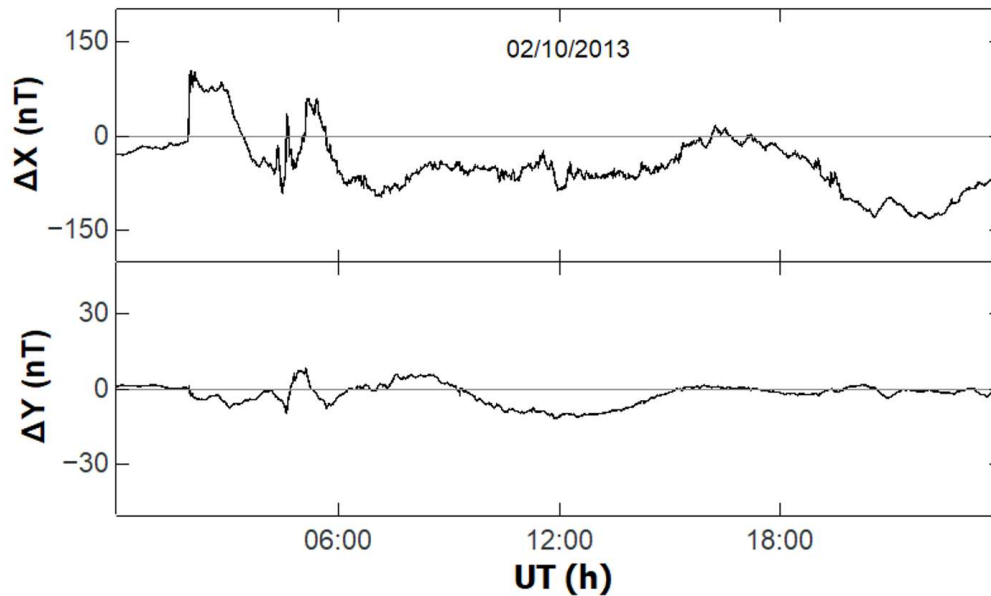
Figura 4.17 – Posições geográficas dos parâmetros de entrada.



Os polos de corrente elétrica do método SECS são sinalizados pelas cruzes e as subestações mostradas são: (1) São Simão; (2) Itumbiara; (3) Emborcação; e (4) Samambaia. Dados: Território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); Ministério dos Transportes, Portos e Aviação Civil (Acesso em: 23 fev. 2016).

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.18 – Resultado da interpolação obtida a partir do método SECS.

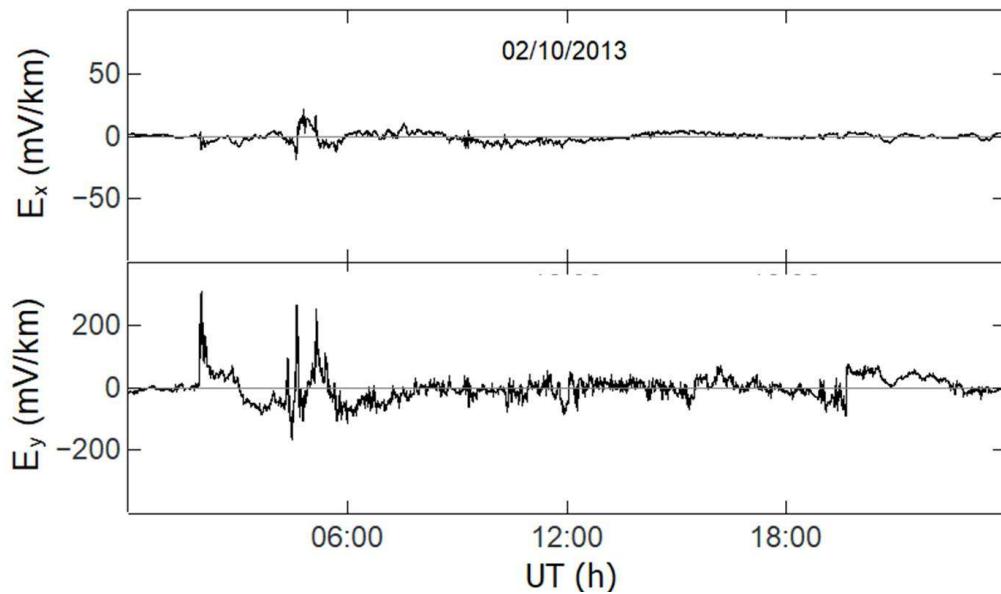


A interpolação foi calculada para a variação das componentes do campo geomagnético na posição geográfica da subestação de Itumbiara.
Fonte: Produção do autor.

Para calcular o campo geoeletrico foram utilizados, como parâmetros de entrada, o resultado da interpolação para as componentes do campo geomagnético e as informações sobre a estrutura de condutividade elétrica do interior da Terra, sob a região escolhida para a realização do teste. A Figura 4.19 mostra o resultado obtido para a variação das componentes E_x e E_y do campo geoeletrico, obtidas a partir do modelo unidimensional mostrado na Figura 4.14.

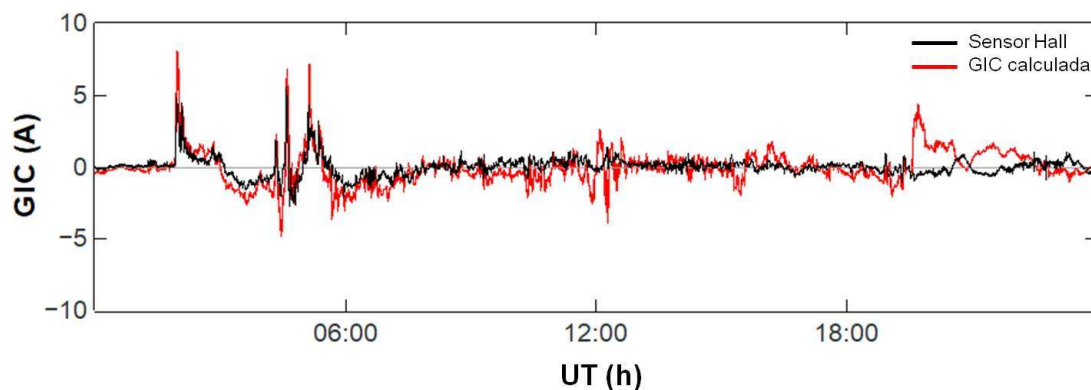
Os resultados obtidos para a variação do campo geoeletrico na região em estudo (Figura 4.17), além das informações sobre as linhas de transmissão de energia elétrica e suas subestações foram utilizados como parâmetros de entrada para o código que utiliza o método descrito na Seção 3.3, para estimar o valor das GIC na subestação de Itumbiara (ponto 2 da Figura 4.17). A Figura 4.20 mostra uma comparação dos dados de GIC medidos pelo sensor Hall instalado na subestação de Itumbiara com os resultados calculados pelo código.

Figura 4.19 – Estimativa do campo geelétrico para a posição geográfica da subestação de Itumbiara.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.20 – Comparação entre os dados de GIC obtidos pelo sensor Hall e os resultados calculados pelo código para o evento escolhido.



Dados: GEOMA/DIDGE/INPE.

Fonte: Produção do autor.

A comparação visual das curvas apresentadas na Figura 4.20 mostra que o código desenvolvido reproduz de forma satisfatória a tendência e a amplitude das variações das GIC nos períodos em que estas apresentam maior intensidade, que são as mais importantes quando o objetivo é o efeito elétrico dessas correntes.

4.4 Discussões sobre os resultados obtidos a partir dos testes

Após realizar os testes e validar os códigos produzidos com base nos métodos expostos no Capítulo 4, foi possível concluir que os métodos poderiam ser aplicados para a realização deste estudo.

No caso do método SECS, utilizado para realizar a interpolação da variação das componentes X e Y do campo geomagnético para a região de baixas latitudes, observou-se que os resultados apresentaram comportamento e amplitude similares àqueles observados para as variações do campo geomagnético, medidas por um magnetômetro instalado na superfície terrestre, como observado na Figura 4.4. Observou-se também que não foi necessário utilizar as medidas de campo geomagnético de todos os 24 instrumentos disponíveis para o evento estudado. Durante os testes, foram utilizadas diferentes grades de polos associadas ao arranjo de magnetômetros disponível, para que se observasse a influência destes parâmetros no resultado da interpolação do campo geomagnético. Concluiu-se que, quando o arranjo de magnetômetros que fornece as variações do campo geomagnético é concentrado em uma dada região e as medidas apresentam comportamentos similares, não é preciso uma grande quantidade de polos para se realizar a interpolação. Também foi possível concluir que, quando se utiliza um arranjo de magnetômetros denso, não é necessário utilizar as medidas obtidas por todos os magnetômetros disponíveis. Quando se utiliza como parâmetro de entrada medidas que apresentam comportamento e amplitude quase idênticos, o método de interpolação fornece resultados que não apresentam tanta similaridade com o comportamento observado nos dados para o campo geomagnético na região estudada, durante o evento escolhido.

Já no caso da interpolação realizada para a estimativa das GIC em Itumbiara, foi utilizado um arranjo de magnetômetros esparsos, formado pelos observatórios magnéticos do EMBRACE. Mesmo nesta situação, o método SECS foi capaz de fornecer estimativas adequadas ao cálculo da amplitude das GIC.

No caso da validação do código para a estimativa do campo geoeletrico, compararam-se os resultados obtidos a partir do código elaborado com os resultados apresentados por Boteler (1994) para a região de Ottawa (Canadá), durante o evento geomagnético de 13 de março de 1989. Com a realização dos testes, concluiu-se que o código foi capaz de reproduzir o comportamento do campo geoeletrico de forma satisfatória, como pode ser observado a partir da Figura 4.12.

Após validar os códigos para a interpolação do campo geomagnético e da estimativa do campo geoeletrico, o teste com o código elaborado para o cálculo das GIC foi realizado. A comparação entre a intensidade das GIC, calculada a partir do método Lehtinen-Pirjola, e os dados adquiridos pelo sensor Hall, instalado em Itumbiara, mostra que o código é capaz de estimar as GIC, reproduzindo tanto a tendência quanto a amplitude observada nos dados de forma satisfatória. Observou-se ainda, através da comparação entre os dados do sensor Hall e os resultados do método aplicado, que a melhor concordância pode ser obtida nos instantes em que as GIC apresentam maior intensidade. Concluiu-se que os métodos adotados para calcular as grandezas envolvidas na estimativa das GIC podem ser utilizados para a realização deste trabalho.

5 GIC NAS REGIÕES EQUATORIAL E AURORAL E SISTEMAS DE CORRENTES ELÉTRICAS EQUIVALENTES

Para estudar a ocorrência de GIC nas regiões equatorial brasileira e auroral canadense foram utilizados os métodos descritos no Capítulo 3. Após realizar a validação dos códigos elaborados com base nos métodos, exposta no Capítulo 4, foram realizadas as estimativas de GIC tanto para a região equatorial quanto para a região auroral. Serão mostrados neste Capítulo os resultados obtidos em todas as etapas que envolvem a estimativa das GIC para as duas regiões selecionadas.

5.1 GIC na região equatorial brasileira

Com o objetivo de realizar a interpolação do campo geomagnético sobre a região equatorial brasileira, foram utilizados neste trabalho os dados adquiridos por um arranjo temporário de instrumentos, que operou nesta região entre os meses de novembro de 1990 e março de 1991. Os magnetômetros que compunham o arranjo temporário eram do tipo de núcleo saturado, com medida realizada em três eixos, referentes às componentes X, Y e Z do campo geomagnético a cada minuto, com resolução de 1 nT e ruído em torno de 0,6 nT (CHAMALAUN; WALKER, 1982).

Os dados geomagnéticos adquiridos durante esta campanha foram usados anteriormente para derivar parâmetros médios do eletrojato equatorial durante dias calmos e também para obter informação da estrutura de condutividade do interior da Terra nessa região (RIGOTI et al., 1999; ARORA et al., 1999). A Tabela 5.1 mostra as coordenadas geográficas dos locais onde foram instalados os 29 magnetômetros na região equatorial brasileira.

Tabela 5.1 – Coordenadas geográficas dos magnetômetros.

Sigla	Local	Número	Latitude (°)	Longitude (°)
ACA	Açailândia (MA)	01	5,15 S	47,55 O
ARA	Arame (MA)	02	4,42 S	46,09 O
ARC	Governador Archer (MA)	03	4,93 S	44,38 O
BAC	Bacabal (MA)	04	4,24 S	44,80 O
BAL	Balsas (MA)	05	7,44 S	46,00 O
BBR	Buriti Bravo (MA)	06	5,88 S	43,88 O
BDC	Barra do Corda (MA)	07	5,56 S	45,27 O
BLV	Bela Vista (MA)	08	1,81 S	46,19 O
BRA	Bragança (PA)	09	1,12 S	46,81 O
BUR	Buriticupu (MA)	10	4,55 S	46,88 O
BVI	Boa Vista (MA)	11	5,22 S	44,32 O
COC	Cocalinho (MA)	12	3,23 S	45,66 O
GOI	Goianésia (PA)	13	3,68 S	49,08 O
GRA	Grajaú (MA)	14	5,77 S	46,20 O
GUR	Gurupizinho (PA)	15	3,72 S	47,46 O
IMP	Imperatriz (MA)	16	5,81 S	47,36 O
ITI	Itinga (MA)	17	4,31 S	47,60 O
NAT	Natal (RN)	18	5,80 S	35,20 O
PAR	Paragominas (PA)	19	3,05 S	47,30 O
PFR	Porto Franco (MA)	20	6,33 S	47,16 O
RIA	Riachão (MA)	21	7,35 S	46,78 O
RON	Rondon do Pará (PA)	22	4,82 S	48,15 O
SAL	Santa Luzia (MA)	23	5,19 S	46,10 O
SIN	Santa Inês (MA)	24	3,60 S	45,39 O
SJP	São João dos Patos (MA)	25	6,48 S	43,76 O
SNE	Serra Negra (MA)	26	6,37 S	46,19 O
STE	Santa Teresa (MA)	27	2,48 S	45,78 O
TAI	Tailândia (PA)	28	3,15 S	48,97 O
TOM	Tomé-Açu (PA)	29	2,36 S	48,13 O

Fonte: Adaptado de Rigoti et al. (1999).

Para a realização deste estudo, foram escolhidos quatro Eventos geomagnéticos que ocorreram durante o intervalo em que os dados foram adquiridos (Tabela 5.2). A escolha dos eventos foi baseada na classificação de atividade geomagnética fornecida pelo Centro Helmholtz Potsdam (GFZ POTSDAM, 2015), que classifica um dia como calmo ou perturbado com base em três critérios:

- a) a soma dos oito valores do índice *Kp* para o dia;
- b) a soma dos quadrados dos oito valores do índice *Kp* para o dia; e
- c) o valor máximo dos oito valores do índice *Kp* para o dia.

A partir dos critérios acima, associa-se um valor de ordem relativo a cada dia do mês e aqueles com as maiores e menores médias dos números de ordem são escolhidos como os cinco dias mais calmos e os cinco dias mais perturbados daquele mês (GFZ POTSDAM, 2015). Seguindo a proposição de Gonzalez et al. (1994) para qualificar as tempestades geomagnéticas, os eventos da Tabela 5.2 podem ser classificados da seguinte forma: tempestade intensa (Evento 1), fraca (Evento 2), moderada (Evento 3) e abaixo do valor máximo do índice *Dst* para que o evento pudesse se qualificar como uma tempestade geomagnética (Evento 4).

Tabela 5.2 – Eventos escolhidos para o estudo.

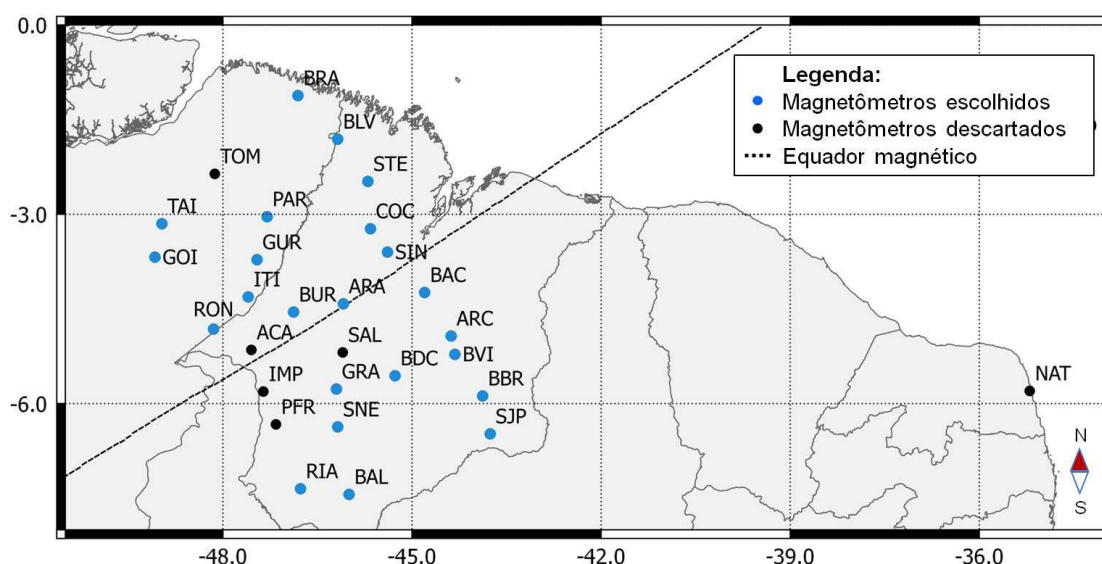
Tempestade	Período	Índice Dst	Índice Kp
Evento 1	26, 27 e 28 de novembro de 1990.	-135 nT	7-
Evento 2	23, 24 e 25 de janeiro de 1991.	-35 nT	5-
Evento 3	31 de janeiro, 01 e 02 de fevereiro de 1991.	-79 nT	6-
Evento 4	22, 23 e 24 de fevereiro de 1991.	-26 nT	4

Fonte: WDC for Geomagnetism, Kyoto (Acesso em: 01 jun. 2015).

Após definir os eventos geomagnéticos que seriam estudados, verificou-se quais dos 29 magnetômetros estavam operacionais nos períodos mostrados

na Tabela 5.1. Como os magnetômetros 01 (ACA) e 16 (IMP) apresentaram falhas na aquisição de dados durante a maior parte do período (RIGOTI et al., 1999) e os magnetômetros 18 (NAT), 20 (PFR), 23 (SAL) e 29 (TOM) não adquiriram dados para todos os quatro eventos escolhidos, suas medidas não foram utilizadas para realizar o estudo. A Figura 5.1 mostra o traçado do equador magnético, obtido a partir do IGRF para a época as medidas, com a localização dos 23 magnetômetros que adquiriram dados para os eventos escolhidos (em azul) e aqueles seis que foram descartados (em preto).

Figura 5.1 – Arranjo de magnetômetros e equador magnético.



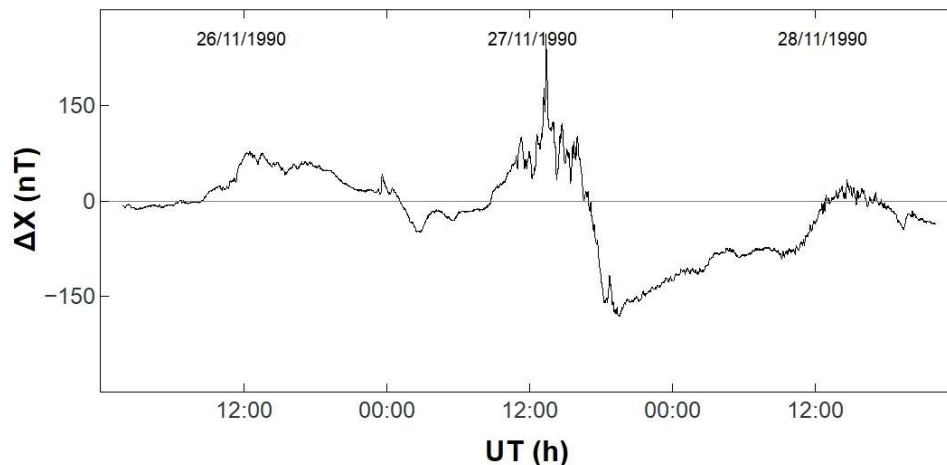
Os magnetômetros do arranjo que adquiriram dados para os eventos mostrados na Tabela 5.2 são mostrados em azul e os que não adquiriram dados, em preto. A linha tracejada mostra a localização geográfica do equador magnético para a época da aquisição de dados obtida a partir do IGRF. Dados: território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); localização do arranjo de magnetômetros – Rigoti et al. (1999).

Fonte: Produção do autor.

Depois de escolher os magnetômetros cujas medidas seriam utilizadas para realizar a interpolação do campo geomagnético, o passo seguinte foi subtrair de cada uma das componentes (X e Y) do campo geomagnético, obtida para cada magnetômetro, o valor medido à meia-noite do primeiro dia do período escolhido para a investigação. Dessa forma, obteve-se a variação do campo magnético em cada uma das componentes (ΔX e ΔY), que foram os dados

geomagnéticos usados na sequência do trabalho. A Figura 5.2 mostra a variação do campo geomagnético adquirida pelo magnetômetro BUR, para o Evento 1 da Tabela 5.2.

Figura 5.2 – Variação da componente X do campo geomagnético adquirida pelo magnetômetro BUR, para o Evento 1 da Tabela 5.2.



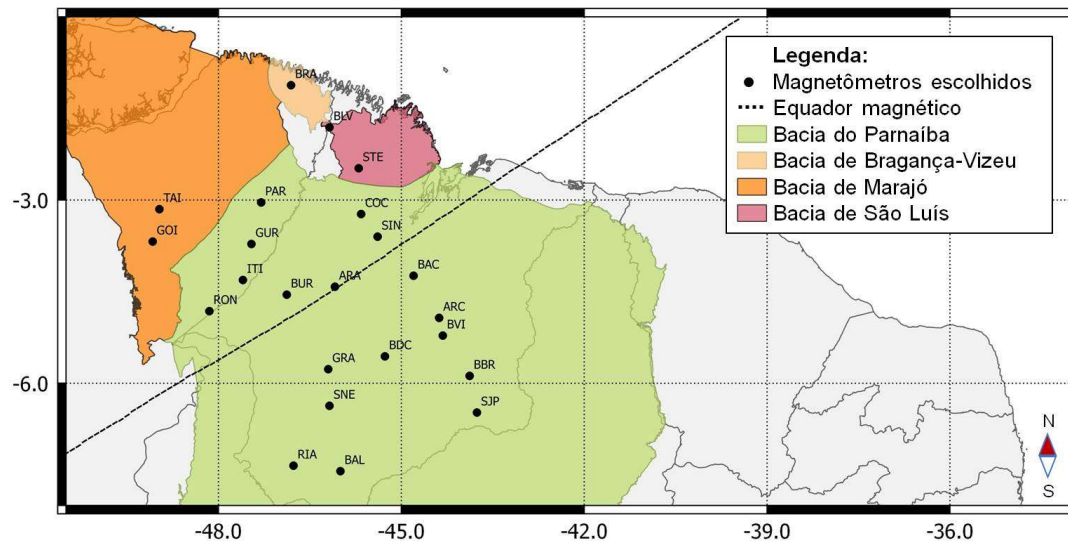
Fonte: Produção do autor.

Além das medidas das variações nas componentes do campo geomagnético, foram utilizadas também informações sobre a estrutura de condutividade elétrica em subsuperfície na região em que estava instalado o arranjo de magnetômetros mostrado na Figura 5.1.

A Figura 5.3 mostra o arranjo de magnetômetros e o traçado do equador magnético durante o período de medidas sobre um mapa com um esboço geológico da região onde se situam as estações. Genericamente, a maior parte dos instrumentos situa-se na Bacia do Parnaíba, uma vasta bacia sedimentar desenvolvida durante o período geológico Paleozoico e composta por uma sequência alternada de formações areníticas, comumente grosseiras, e sedimentos clásticos mais finos, afetada por magmatismo básico nos períodos Jurássico e Cretáceo. A bacia tem espessura máxima de 3500 m em seu depocentro e cobre um embasamento crustal composto por dois segmentos: na parte central e mais a oeste do arranjo de magnetômetros ocorre um fragmento de quilha cratônica homogêneo, resistivo e sismicamente transparente (bloco Parnaíba); na parte leste ocorre

um domínio complexo caracterizado por várias zonas resistivas e condutoras, associado à província orogênica Borborema que cobre todo o nordeste do Brasil (PADILHA et al., 2017).

Figura 5.3 – Bacias sedimentares na região do arranjo de magnetômetros utilizado no estudo da região equatorial.



Os magnetômetros escolhidos são mostrados em preto. A linha tracejada mostra a localização geográfica do equador magnético para a época da aquisição de dados obtida a partir do IGRF. Dados: território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); localização do arranjo de magnetômetros – Rigoti et al. (1999); bacias sedimentares – Serviço Geológico do Brasil (SGB) (Acesso em: 02 jan. 2018).

Fonte: Produção do autor.

Informações sobre a distribuição tridimensional de condutividade elétrica nessa região são disponíveis por dois levantamentos geofísicos: o primeiro usando os dados do próprio arranjo de magnetômetros através do método de Sondagens Geomagnéticas Profundas (ARORA et al., 1999) e o segundo utilizando levantamentos magnetotélúricos que se concentram na parte leste da bacia (PADILHA et al., 2017). Com base nos resultados desses dois levantamentos são aqui propostos dois modelos 1D simplificados que representariam a distribuição de condutividade nessa região. O modelo A, mais resistivo, válido para a região oeste e central da bacia, e o modelo B, mais condutor, válido para a porção leste da área de estudo. Esses modelos têm suas informações apresentadas na Tabela 5.3 e são esquematizados na

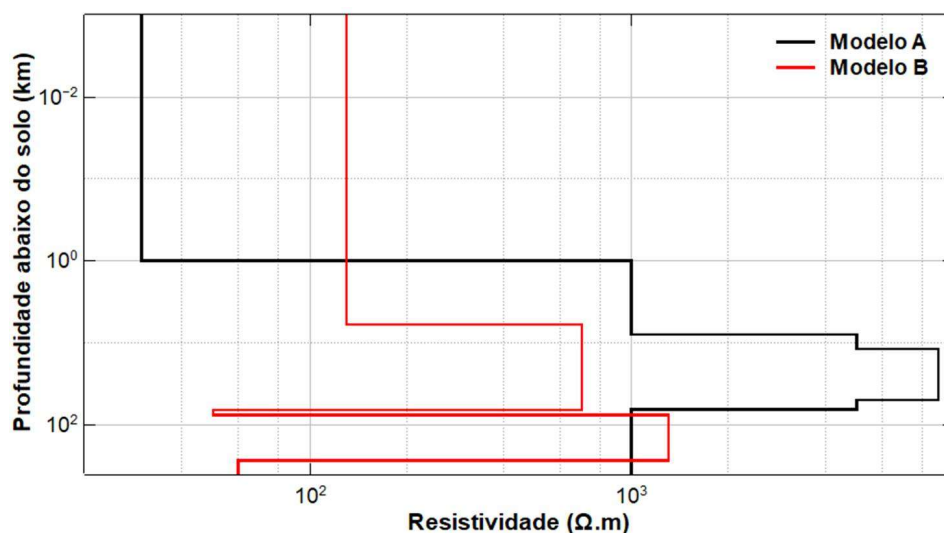
Figura 5.4, que apresenta as variações de resistividade em cada camada em função da profundidade da camada, ambas em escalas logarítmicas. Essas distribuições de resistividade foram utilizadas para estimar o campo geoeétrico na região em estudo durante os eventos da Tabela 5.3.

Tabela 5.3 – Informações de profundidade e resistividade elétrica dos modelos unidimensionais utilizados para a estimativa do campo geoeétrico.

Modelo	Faixa de profundidade (km)	Resistividade elétrica ($\Omega.m$)
A	< 1,0	30,0
	1,0 – 8,0	1.000,0
	8,0 – 12,0	5.000,0
	12,0 – 50,0	9.000,0
	50,0 – 65,0	5.000,0
	> 65,0	1.000,0
B	< 6,0	130,0
	6,0 – 66,0	700,0
	66,0 – 76,0	50,0
	76,0 – 276,0	1300
	> 276,0	60,0

Fonte: Adaptado de Arora et al. (1999); Padilha et al. (2017).

Figura 5.4 – Esquema da relação entre a resistividade elétrica e a profundidade do solo dos modelos unidimensionais utilizados.



Dados: Arora et al. (1999); Padiha et al. (2017).

Fonte: Produção do autor.

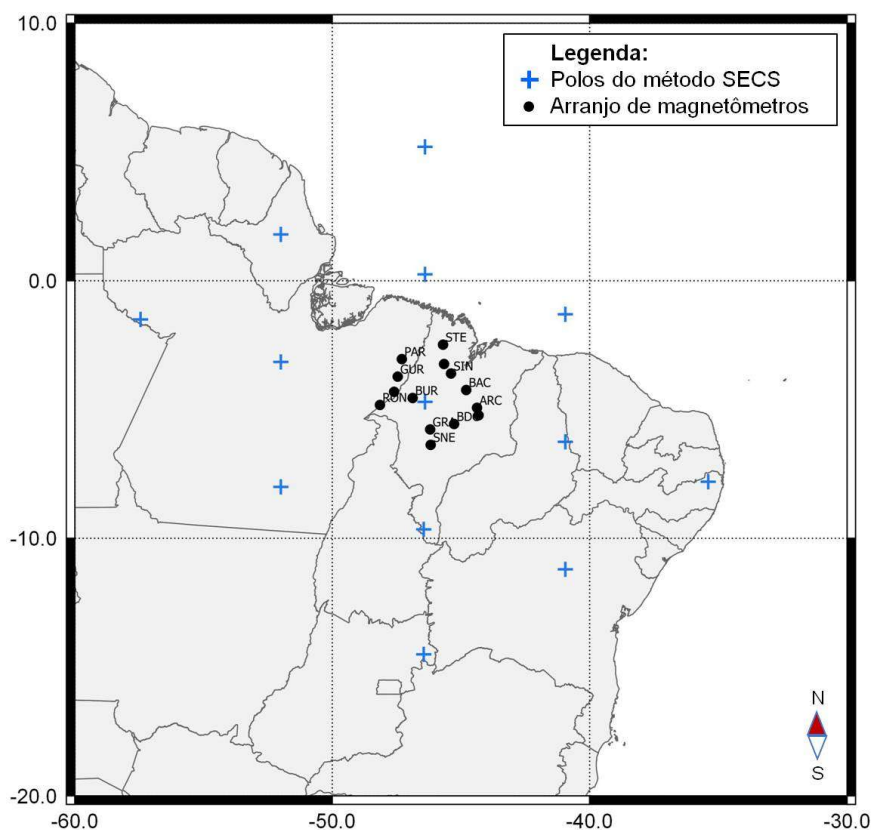
5.1.1 Elaboração da grade de polos para interpolação do campo geomagnético com o método SECS

Para realizar a interpolação do campo geomagnético a partir do método SECS foi utilizado o código descrito na Seção 4.1, que fornece estimativas de um sistema equivalente de correntes elétricas posicionados a uma altitude de 100 km acima do solo, para realizar a interpolação do campo geomagnético.

A configuração da grade de polos utilizada pelo método SECS como parâmetro de entrada foi elaborada manualmente, sobrepondo-se à área onde era necessário realizar a interpolação do campo geomagnético. No entanto, foi necessário testar várias configurações de grades de polos para se verificar qual seria a configuração adequada ao conjunto de dados disponíveis do campo geomagnético e à configuração dos instrumentos que adquiriram as medidas usadas como parâmetro de entrada.

Testou-se então uma série de configurações para as grades de polos, associada a diferentes conjuntos envolvendo os magnetômetros restantes e localizações de polos, com o objetivo de definir qual seria a combinação ideal entre a quantidade de polos e a de magnetômetros, para realizar a interpolação das componentes do campo geomagnético durante os eventos do estudo. Assim, após a realização dos testes envolvendo diferentes combinações de magnetômetros e grades de polos, escolheu-se 14 dos 24 magnetômetros mostrados na Figura 5.3 para realizar o estudo. Tanto a grade de polos resultante dos testes quanto os magnetômetros escolhidos para a interpolação são mostrados na Figura 5.5 e foram numerados de acordo com a Tabela 5.1.

Figura 5.5 – Posições geográficas dos polos de corrente elétrica e magnetômetros usados para calcular a interpolação referente aos eventos listados na Tabela 5.2.

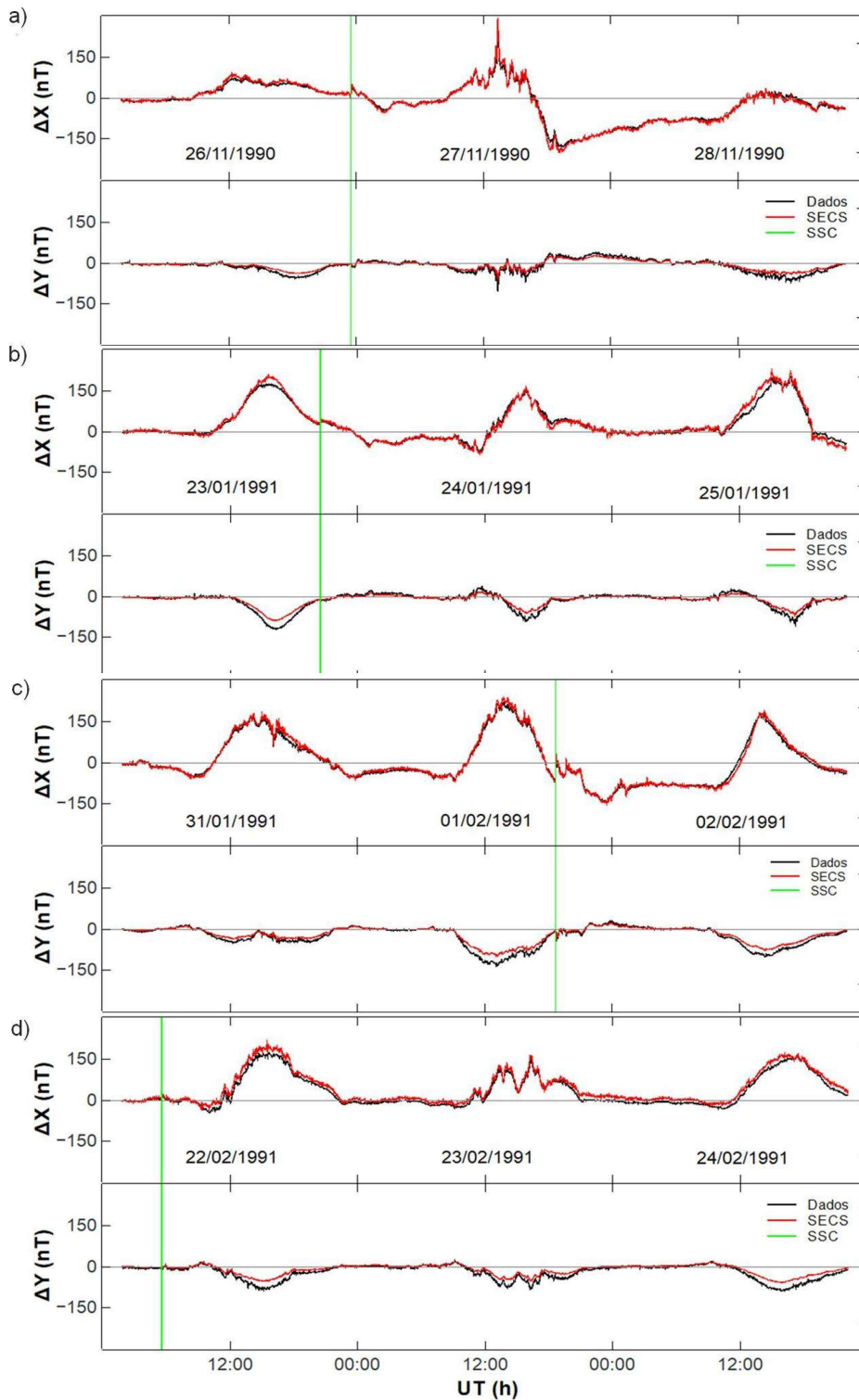


Dados: território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); localização do arranjo de magnetômetros – Rigoti et al. (1999).

Fonte: Produção do autor.

Durante a validação da grade de polos foram testadas configurações que dispunham linhas de polos paralelas ao equador geográfico, mas observou-se que o melhor posicionamento para os polos foi obtido quando foram dispostas linhas de polos que eram paralelas ao equador magnético, que apresenta uma inclinação em relação ao equador geográfico. Para validar a grade de polos foi realizado o mesmo teste descrito na Seção 4.1. A Figura 5.6 mostra a comparação entre os dados e a interpolação obtida com o método SECS para o magnetômetro 12, da variação das componentes X e Y do campo geomagnético. Observa-se que a interpolação apresenta boa concordância com o comportamento apresentado pelos dados, obtidos pelo magnetômetro para os Eventos escolhidos para a realização do estudo.

Figura 5.6 – Comparação entre a interpolação e os dados.

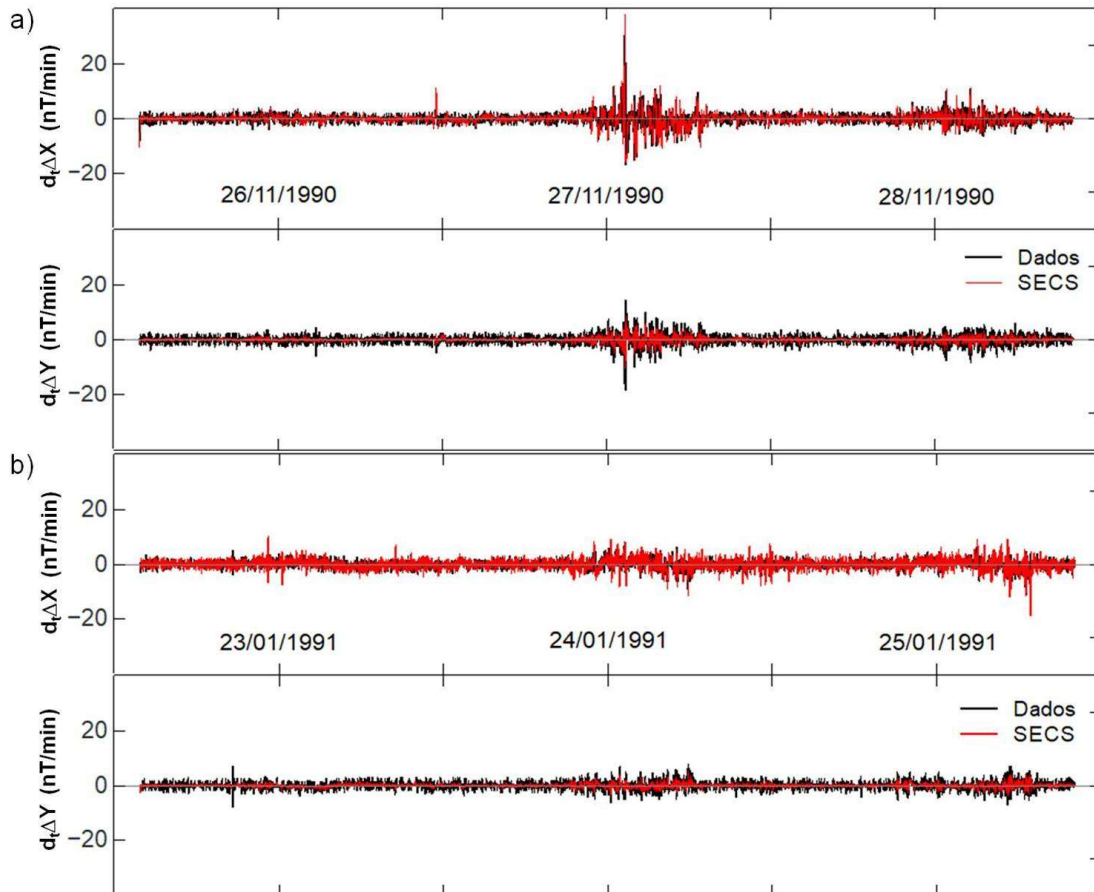


A interpolação obtida a partir do método SECS é mostrada em vermelho e os dados são mostrados em preto, para a variação do campo geomagnético durante o: (a) Evento 1; (b) Evento 2; (c) Evento 3; e (4) Evento 4. A linha verde marca o instante do SSC.

Fonte: Produção do autor.

As comparações entre as derivadas temporais da variação das componentes X e Y do campo geomagnético e aquelas obtidas a partir das interpolações para os Eventos estudados são mostradas na Figura 5.7.

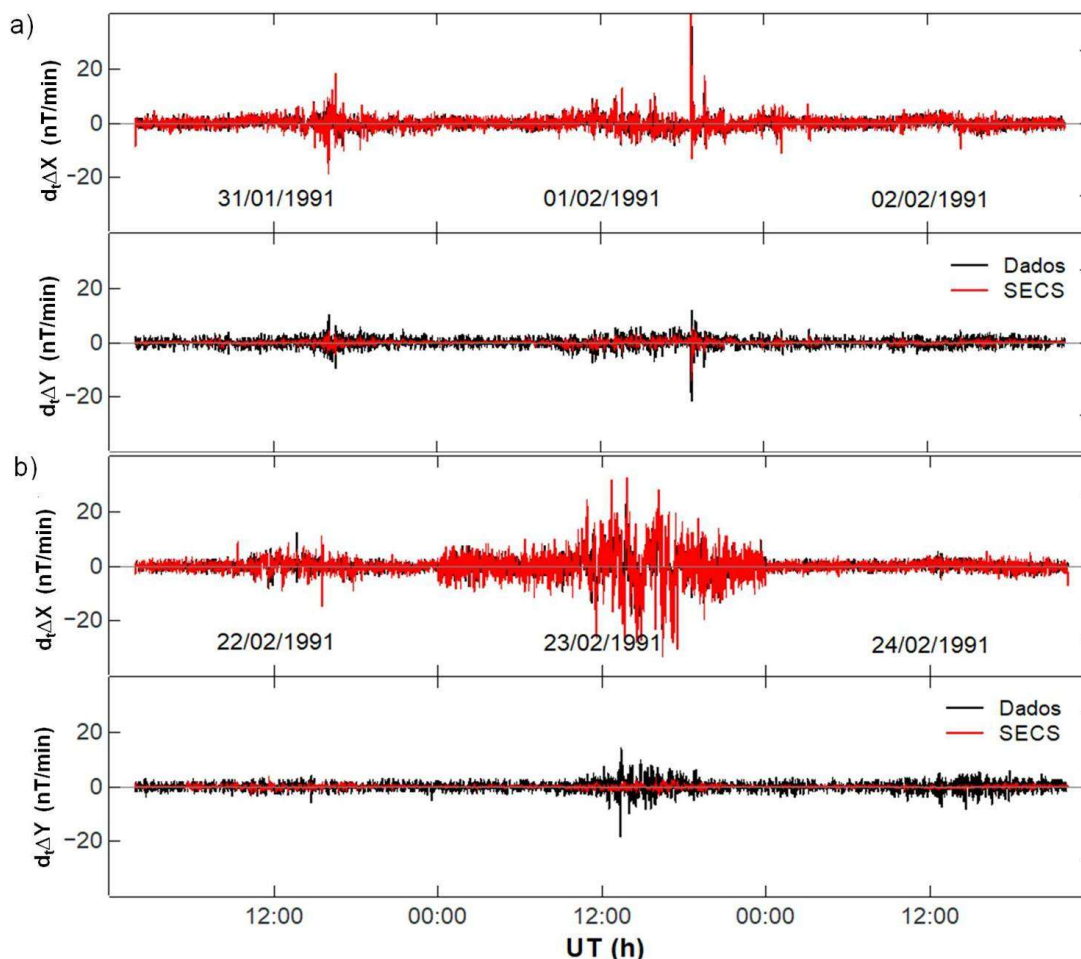
Figura 5.7 – Comparação entre os resultados obtidos pelo método SECS e os dados adquiridos pelo magnetômetro.



Os resultados da interpolação são mostrados em vermelho e os dados, em preto, para a variação das derivadas temporais das componentes do campo geomagnético durante o: (a) Evento 1; e (b) Evento 2.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.8 – Comparação entre os resultados obtidos pelo método SECS e os dados adquiridos pelo magnetômetro.



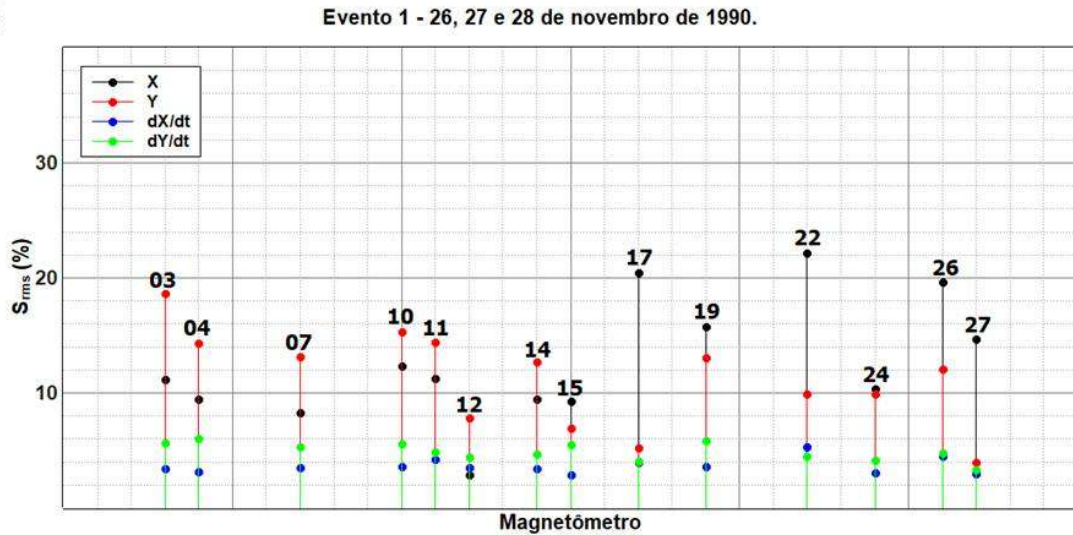
Os resultados da interpolação são mostrados em vermelho e os dados, em preto, para a variação das derivadas temporais das componentes do campo geomagnético durante o: (a) Evento 3; e (b) Evento 4.

Fonte: Produção do autor.

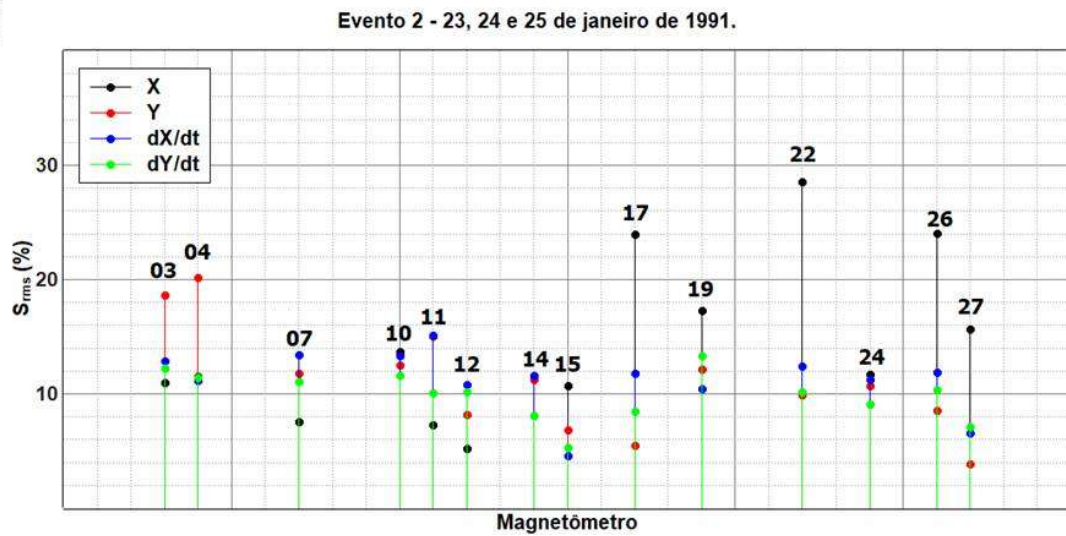
Também foram calculados os desvios quadráticos médios das variações das componentes do campo geomagnético e de suas respectivas derivadas temporais para cada um dos magnetômetros utilizados nos quatro eventos e os valores obtidos são mostrados nas Figuras 5.9 e 5.10, em forma de porcentagem, em relação ao módulo do valor da amplitude máxima apresentada durante o evento para cada um dos magnetômetros.

Figura 5.9 – Desvios quadráticos médios para os Eventos 1 e 2.

a)



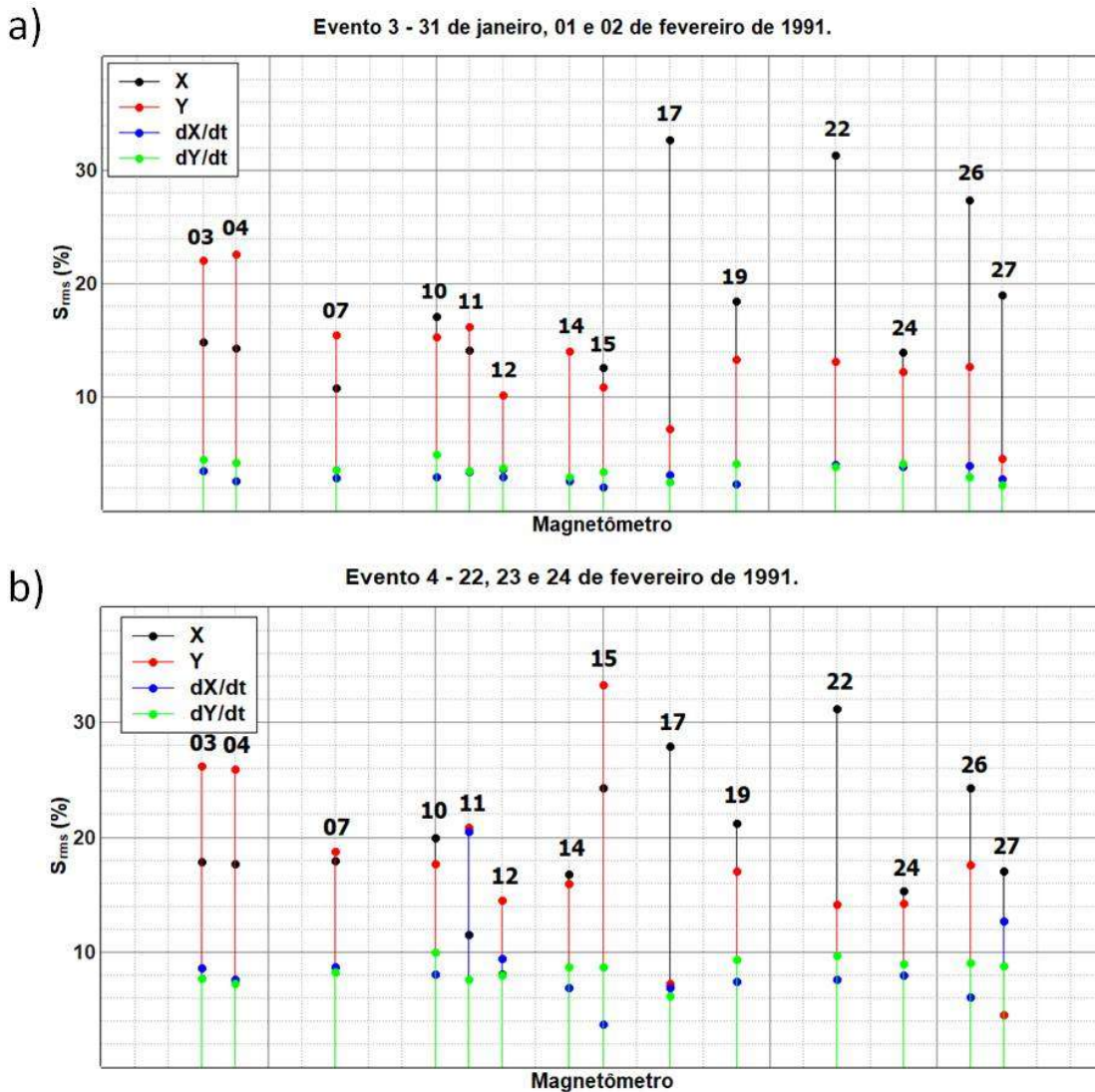
b)



Os desvios quadráticos médios foram obtidos para as variações das componentes do campo geomagnético e de suas respectivas derivadas temporais, para cada magnetômetro usado durante o: (a) Evento 1; e (b) Evento 2.

Fonte: Produção do autor

Figura 5.10 – Desvios quadráticos médios para os Eventos 3 e 4.



Os desvios quadráticos médios foram obtidos para as variações das componentes do campo geomagnético e de suas respectivas derivadas temporais, para cada magnetômetro usado durante o: (a) Evento 3; e (b) Evento 4.

Fonte: Produção do autor

Observa-se que o valor do desvio quadrático médio máximo obtido atinge 33% do módulo da amplitude máxima registrada para a componente Y do campo magnético durante o Evento 4, sendo este o maior valor de desvio quadrático médio obtido para uma das componentes durante os quatro Eventos escolhidos para o estudo. Já no caso das derivadas temporais das componentes, observa-se que o valor máximo obtido para o desvio

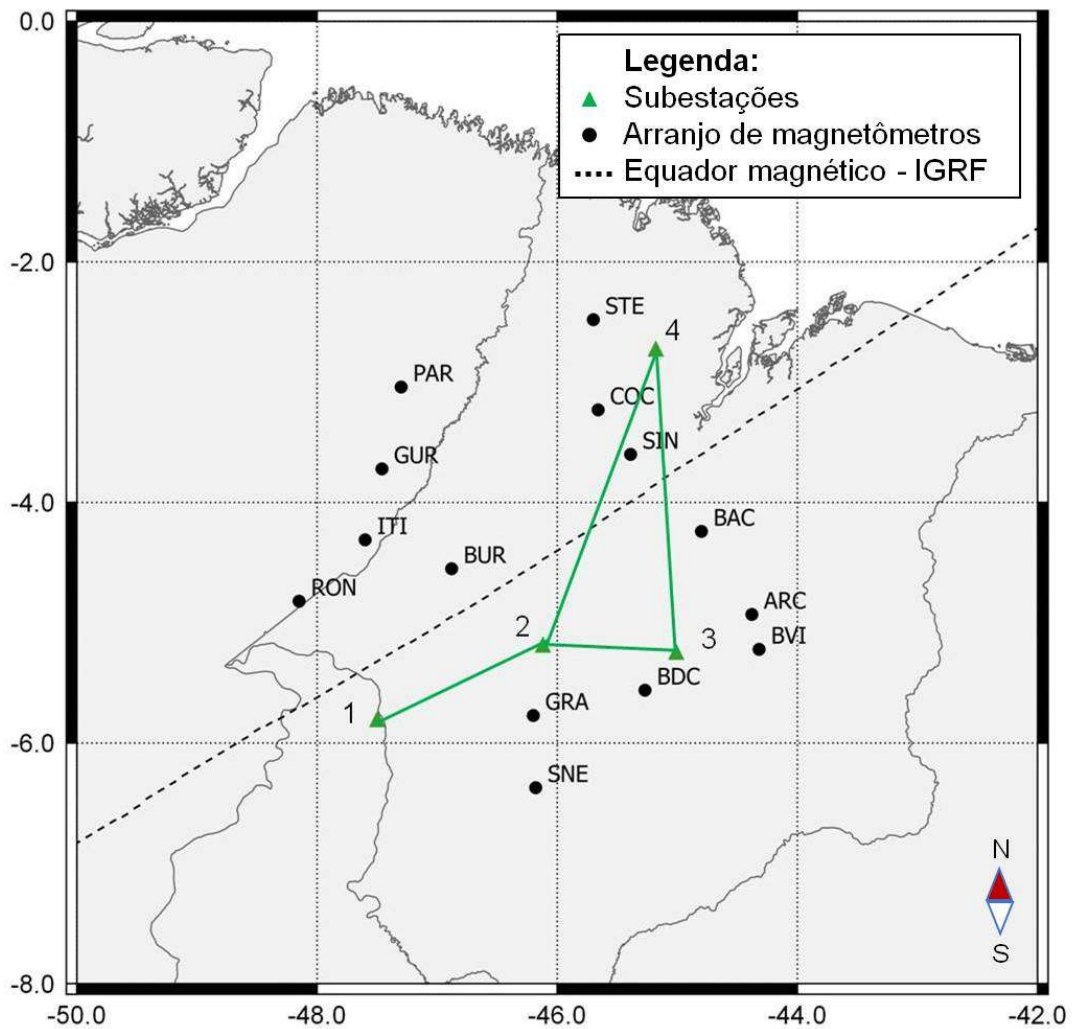
quadrático médio atinge 13% durante o Evento 2, também para a derivada temporal da componente *Y*. Observe-se que, para cálculo das GIC, esses desvios maiores na interpolação da componente *Y* do campo magnético não são significativos, já que a componente *X* é aquela que exerce maior influência no comportamento das GIC.

5.1.2 Interpolação do campo geomagnético para o cálculo das GIC com o método SECS

Após validar a grade de polos e a configuração ideal de magnetômetros para realizar a interpolação do campo geomagnético com o método SECS, definiu-se a posição geográfica de quatro subestações elétricas fictícias, que apresentam as mesmas características físicas e que estão interligadas da mesma forma que aquelas mostradas na Figura 4.17. Assim, a configuração utilizada para a interpolação na região equatorial é mostrada na Figura 5.11 e inclui também a localização do equador geomagnético, de acordo com o IGRF para a época em que foram feitas as medidas.

As Figuras 5.12, 5.13, 5.14 e 5.15 mostram a interpolação da variação das componentes do campo geomagnético, para a localização de cada estação da Figura 5.11.

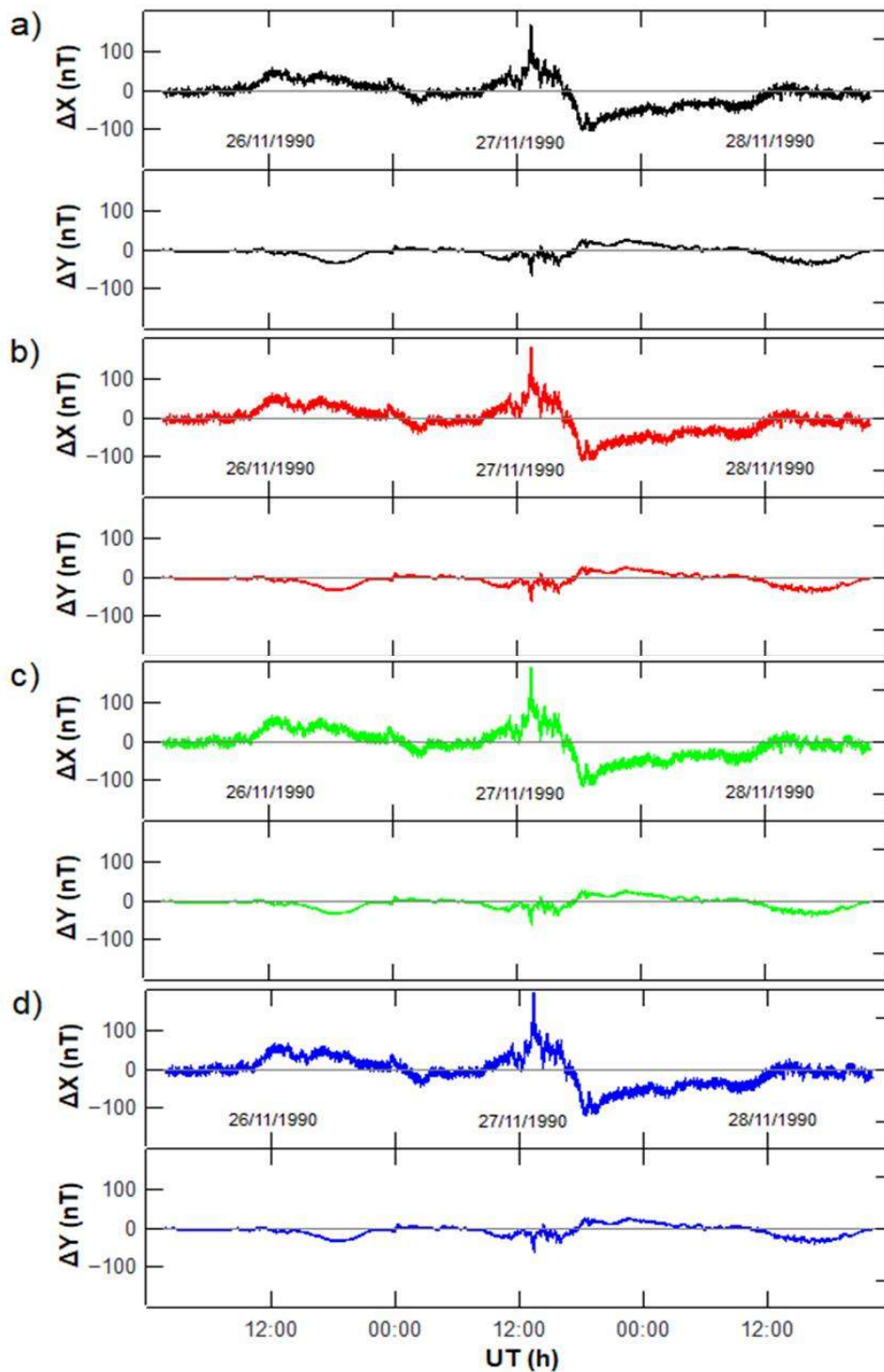
Figura 5.11 – Configuração geográfica utilizada na interpolação.



Dados: território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); localização do arranjo de magnetômetros – Rigoti et al. (1999).

Fonte: Produção do autor.

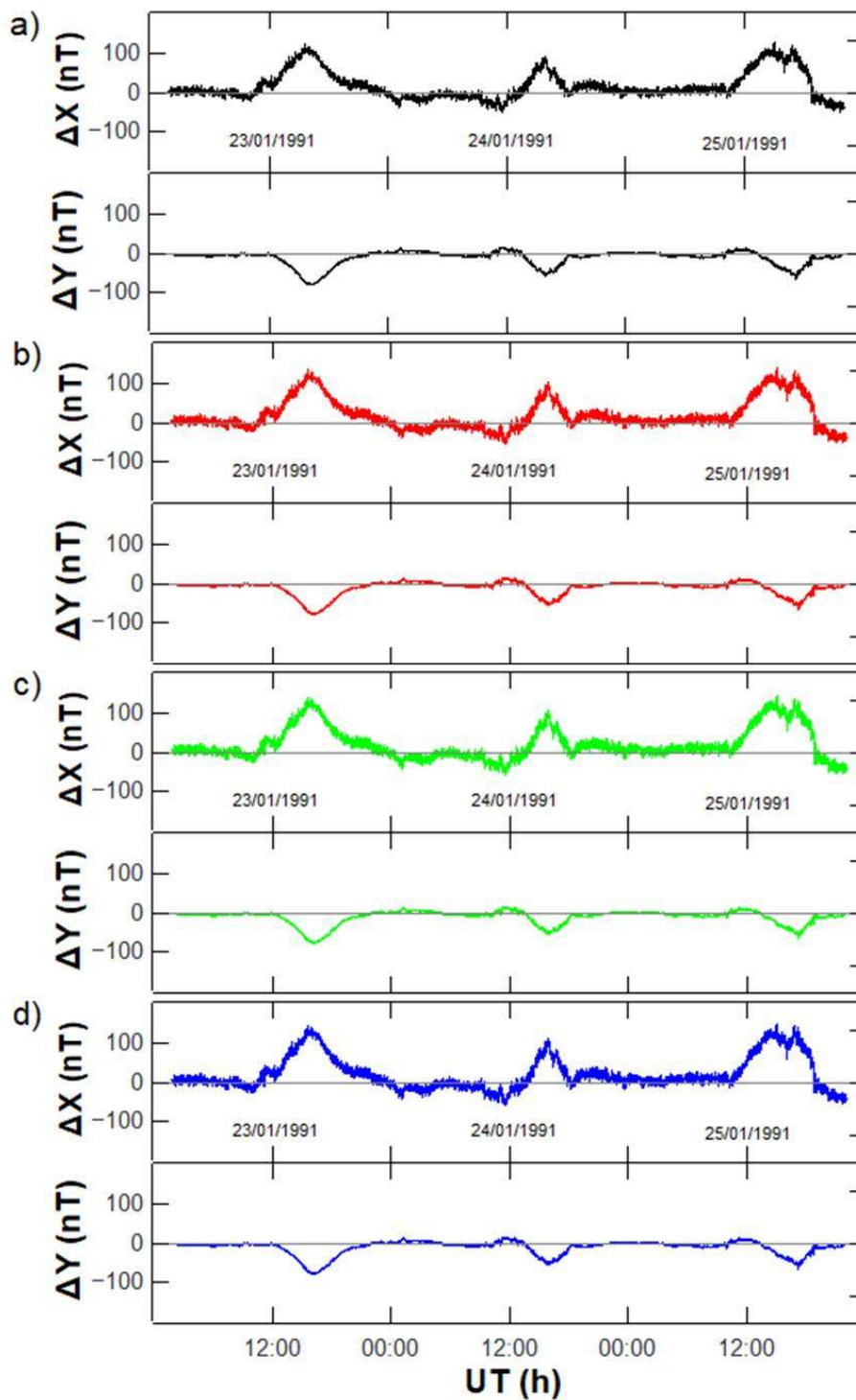
Figura 5.12 – Interpolação da variação do campo geomagnético para as subestações da Figura 5.11, durante o Evento 1.



A interpolação obtida a partir do método SECS é mostrada para o Evento 1, para a subestação: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4, nas posições geográficas indicadas na Figura 5.11.

Fonte: Produção do autor.

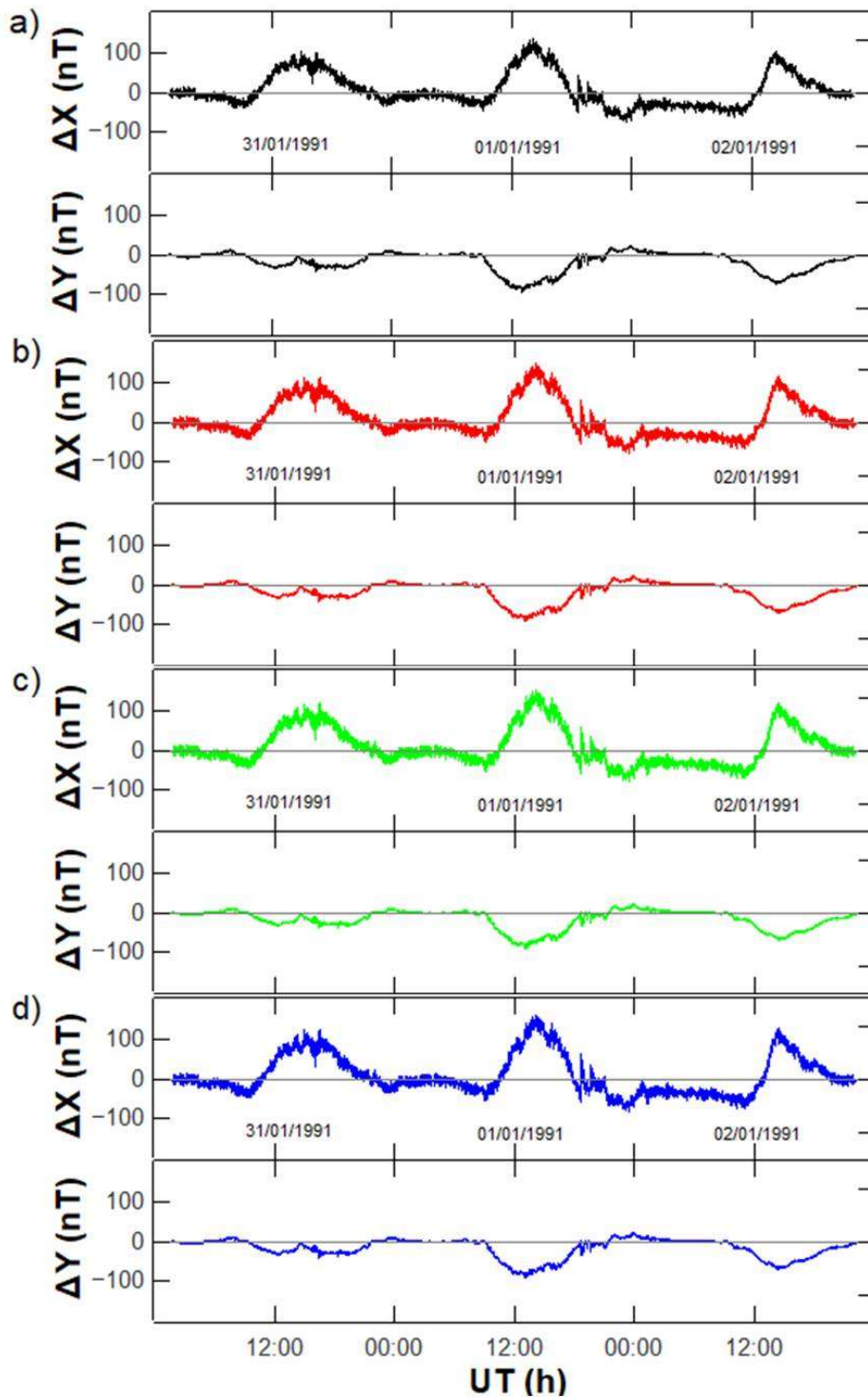
Figura 5.13 – Interpolação da variação do campo geomagnético para as subestações da Figura 5.11, durante o Evento 2.



A interpolação obtida a partir do método SECS é mostrada para o Evento 2, para a subestação: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4, nas posições geográficas indicadas na Figura 5.11.

Fonte: Produção do autor.

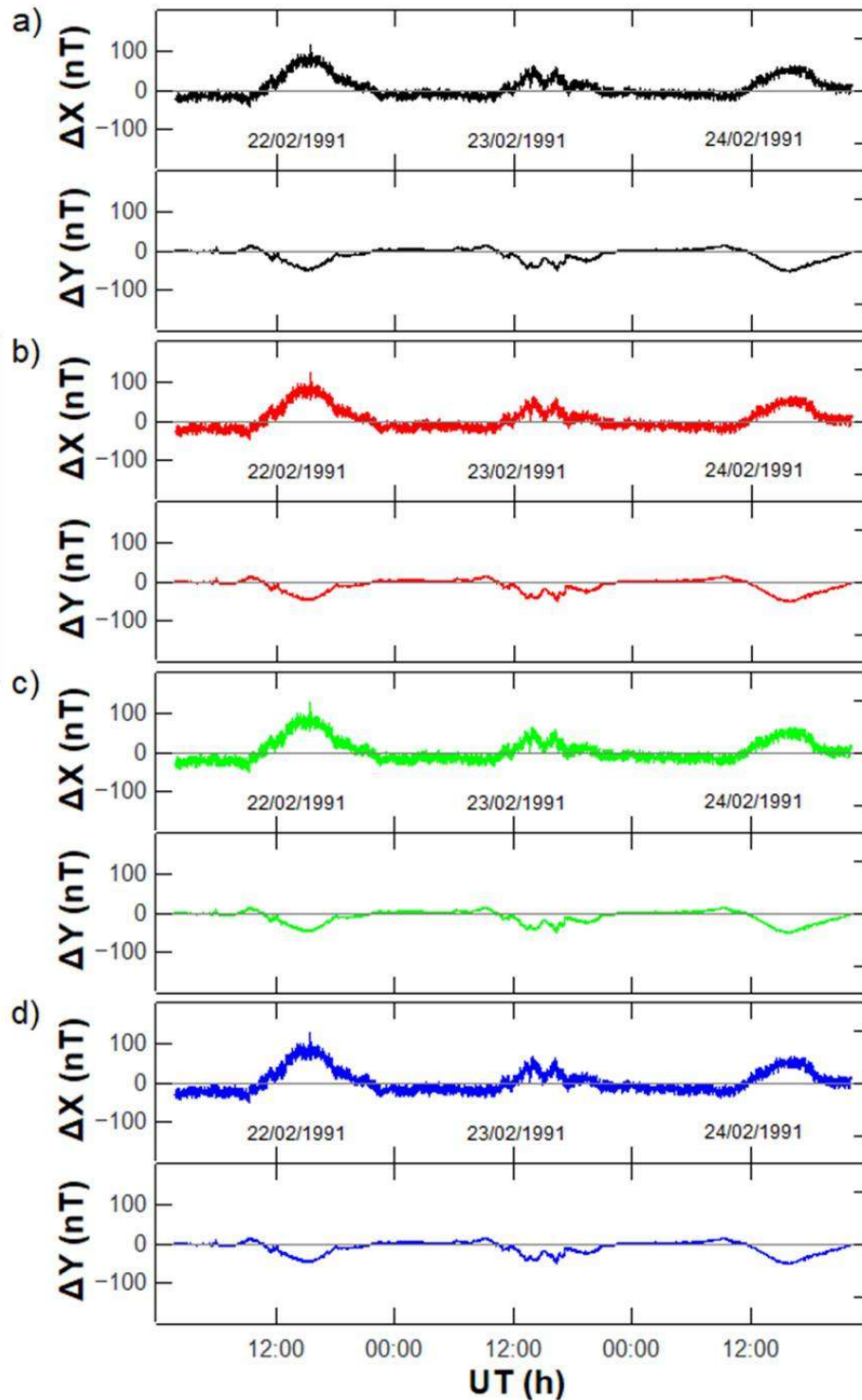
Figura 5.14 – Interpolação da variação das componentes do campo geomagnético para as subestações da Figura 5.11, durante o Evento 3.



A interpolação obtida a partir do método SECS é mostrada para o Evento 3, para a subestação: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4, nas posições geográficas indicadas na Figura 5.11.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.15 – Interpolação da variação das componentes do campo geomagnético para as subestações da Figura 5.11, durante o Evento 4.



A interpolação obtida a partir do método SECS é mostrada para o Evento 4, para a subestação: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4, nas posições geográficas indicadas na Figura 5.11.

Fonte: Produção do autor.

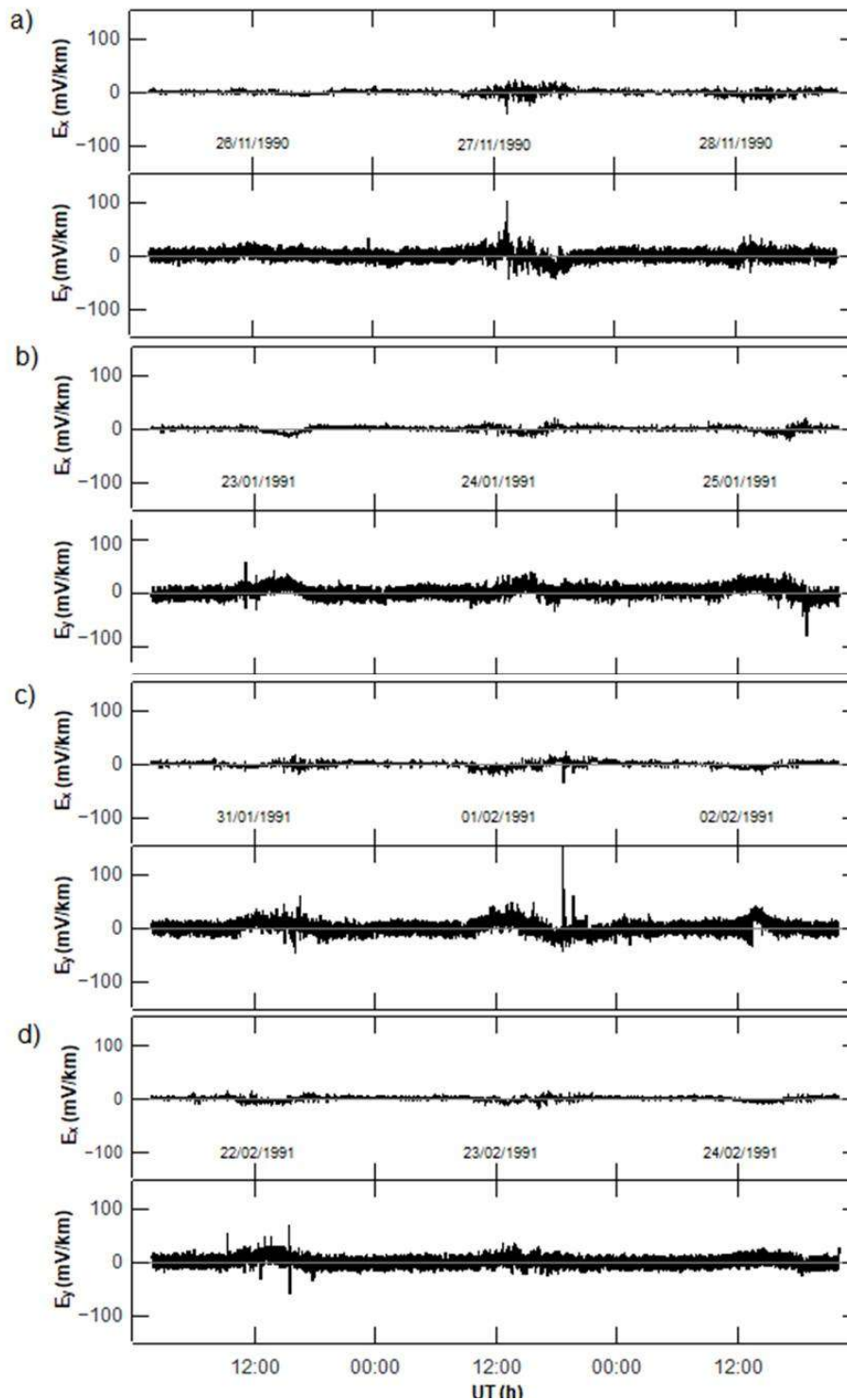
A interpolação das componentes X e Y do campo geomagnético em todos os eventos fornecem resultados idênticos para todas as subestações. Esse resultado é esperado, devido à pequena distância entre elas. Na sequência do procedimento, vai se utilizar apenas as variações calculadas para a subestação 2. Essa é a subestação mais central de nossa rede hipotética e, como tal, apresenta o maior número de conexões. Nesse caso, é a que mais se aproxima da estação de Itumbiara, onde os testes dos códigos foram efetuados. As demais subestações tenderiam a aumentar exageradamente os valores de GIC estimados por estarem situadas nos extremos da rede ("*corner effect*"; PIRJOLA, 2014).

5.1.3 Estimativa do campo geoeletrico

Utilizando o método exposto na Seção 3.2, calculou-se a estimativa para o campo geoeletrico durante os Eventos expostos na Tabela 5.1, para a localização geográfica da subestação 2, mostrada na Figura 5.11. Para realizar os cálculos, além da interpolação da variação das componentes X e Y do campo geomagnético, foram usadas as informações de dois modelos unidimensionais de estrutura de condutividade do solo.

A estimativa para a variação temporal das componentes X e Y do campo geoeletrico, calculada com as informações de estrutura de condutividade do solo do modelo 1D-A, durante os Eventos escolhidos para o estudo é mostrada na Figura 5.16, para a subestação 2. Já a estimativa para a variação temporal das componentes do campo geoeletrico, calculada com as informações de estrutura de condutividade do solo do modelo 1D-B, para os Eventos escolhidos para o estudo é mostrada na Figura 5.17.

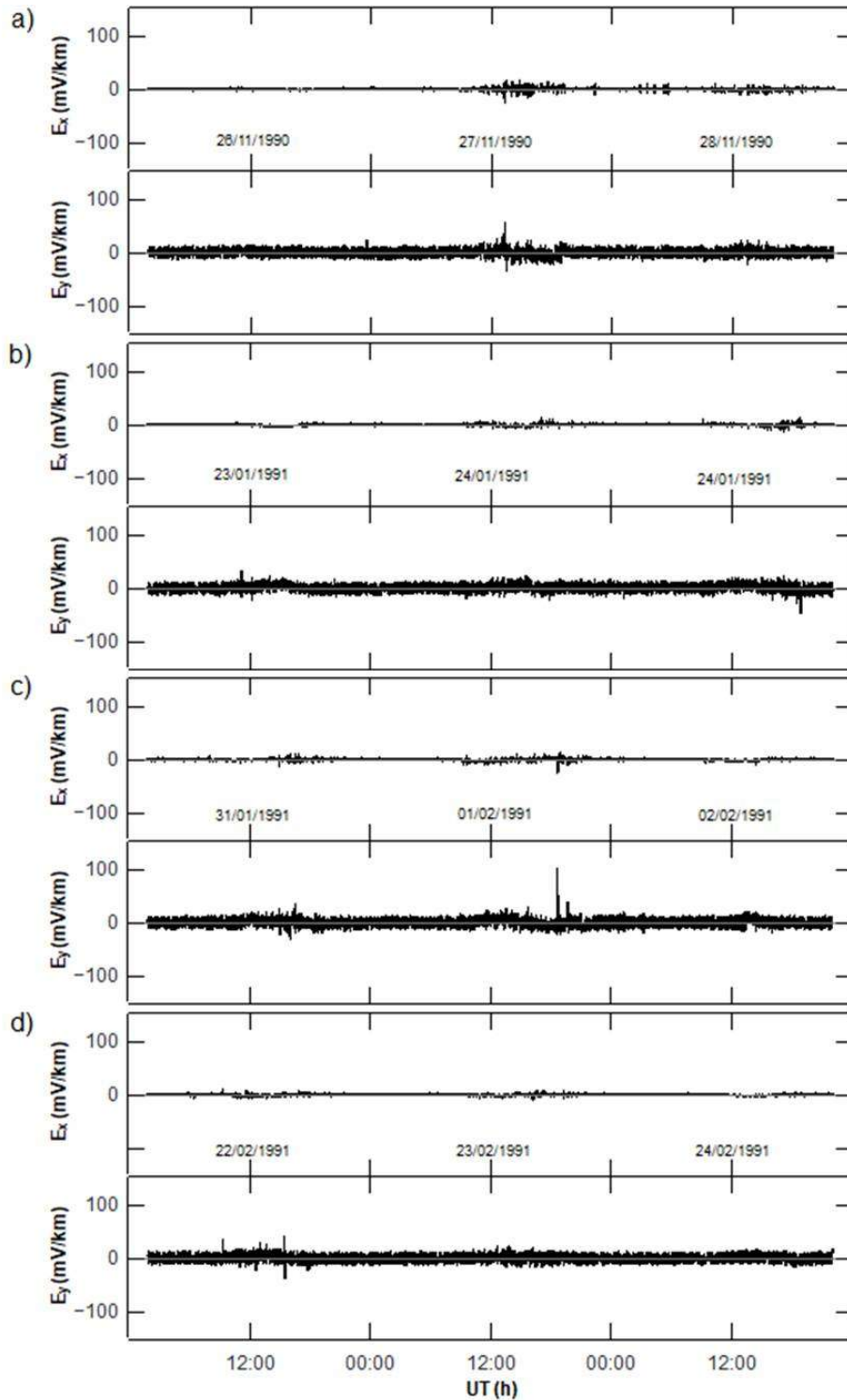
Figura 5.16 – Estimativa da variação do campo geoelétrico calculado a partir do modelo 1D-A.



A variação das componentes do campo geoeletrico na posição geografica da subestação 2 foi calculada a partir das informações de estrutura de condutividade do solo do modelo 1D-A, para os Eventos: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.17 – Estimativa da variação do campo geoeletrico calculado a partir do modelo 1D-B.



A variação das componentes do campo geoeletrico na posição geográfica da subestação 2 foi calculada a partir das informações de estrutura de condutividade do solo do modelo 1D-B, para os Eventos: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4.

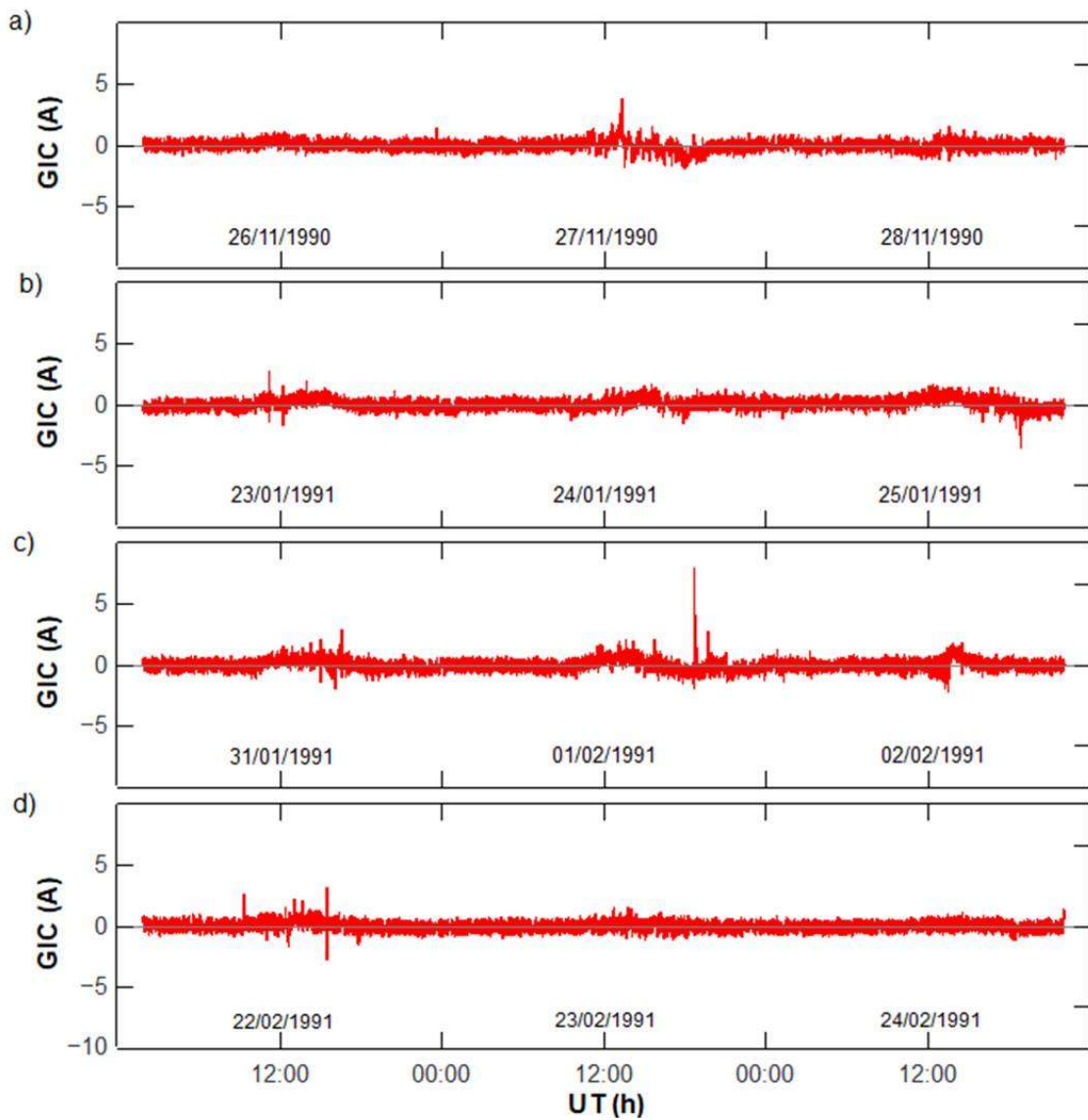
Fonte: Produção do autor.

Comparando-se os resultados obtidos para cada componente durante o mesmo Evento, é possível observar que a amplitude associada ao cálculo realizado com o modelo 1D-A, mais resistivo em relação ao modelo 1D-B, apresenta maior intensidade.

5.1.4 Estimativa das correntes geomagneticamente induzidas (GIC)

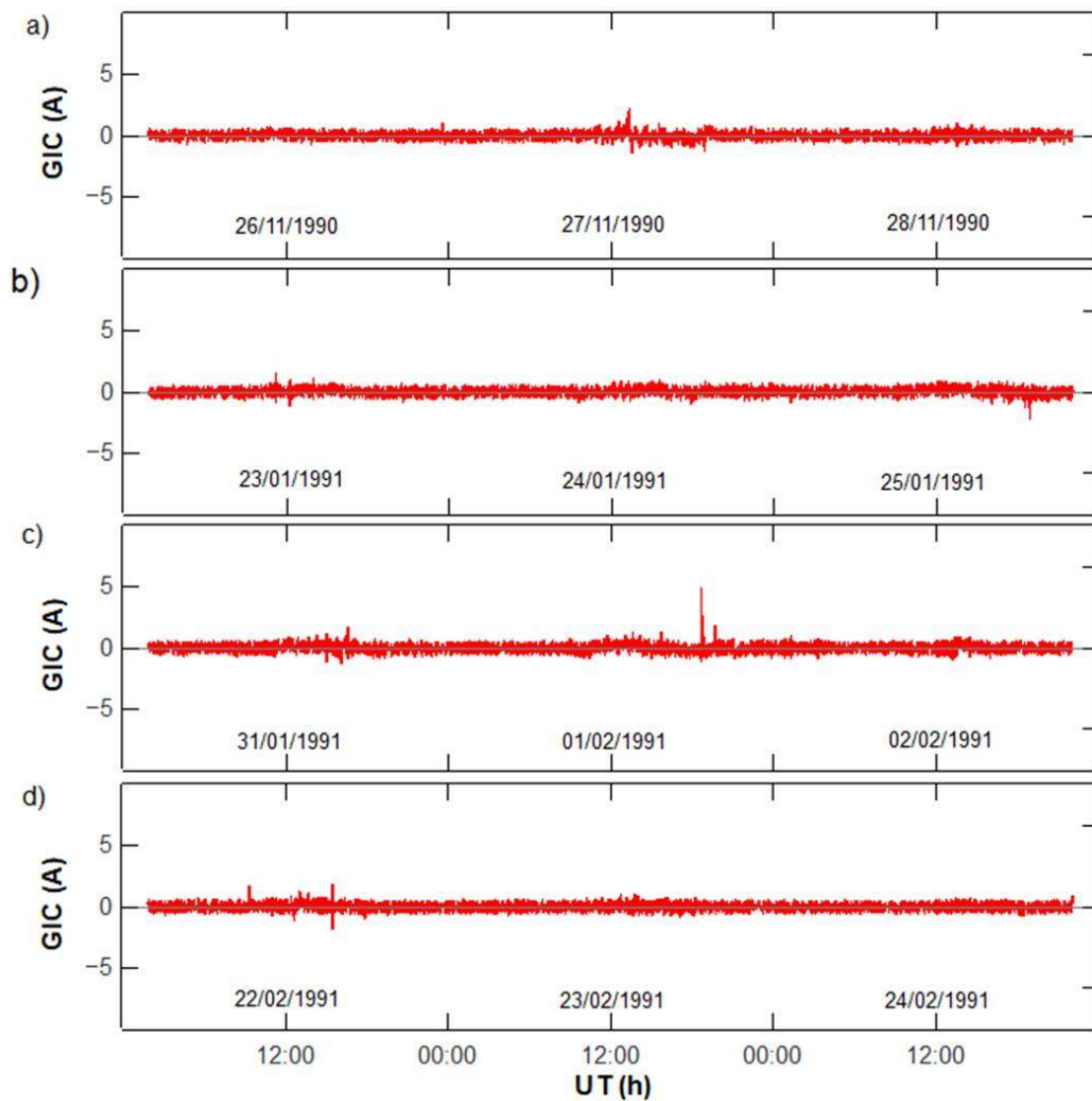
A partir do método exposto na Seção 3.3 calculou-se a estimativa para as correntes geomagneticamente induzidas (GIC) durante os Eventos mostrados na Tabela 5.2, para as subestações mostradas na Figura 5.11. De posse da estimativa para o campo geoeletrico, exposta na Seção 5.1.3, e das informações sobre as linhas de transmissão de energia elétrica e suas respectivas subestações, calculou-se a estimativa das GIC na subestação 2 para os Eventos estudados, levando em consideração também os dois modelos 1D de estrutura de condutividade (A e B). Nas Figuras 5.18 e 5.19 são mostradas as estimativas para as GIC durante os Eventos escolhidos, para a subestação 2, utilizando como parâmetro de entrada a estimativa da variação do campo geoeletrico, obtida a partir dos modelos 1D-A e 1D-B, respectivamente.

Figura 5.18 – Estimativa para as GIC durante os eventos escolhidos para o estudo, calculadas a partir do campo geoelétrico obtido com o modelo 1D-A, para a subestação 2, mostrada na Figura 5.11.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.19 – Estimativa para as GIC durante os Eventos escolhidos para o estudo, calculadas a partir do campo geoeletrico obtido com o modelo 1D-B, para cada uma das subestações mostradas na Figura 5.11.



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 5.4 mostra os valores máximos/mínimos obtidos para as estimativas das GIC na subestação 2, utilizando os modelos 1-D A e 1-D B, além dos valores máximos/mínimos para a derivada temporal da componente X do campo geomagnético no instante em que ocorre o valor absoluto máximo das GIC.

Tabela 5.4 – Intensidade máxima das GIC para os Eventos estudados.

Dia	GIC (Modelo A)	GIC (Modelo B)	$d_t\Delta X$ (nT/min)	UT (h)
27/11/1990	3,83 A	2,06 A	29	13:21
25/01/1991.	-3,24 A	-1,82 A	-9,5	18:33
01/02/1991.	7,70 A	4,57 A	39	18:42
22/02/1991.	2,86 A	1,51 A	11	15:30

Fonte: Produção do autor.

5.1.5 Discussões sobre os resultados obtidos para a região equatorial

Para realizar o estudo sobre a ocorrência de GIC na região equatorial foi utilizado um arranjo de magnetômetros denso, isto é, com uma grande quantidade de magnetômetros concentrada em uma região não muito extensa, instalados com espaçamento médio de 100 km (RIGOTI et al., 1999). Esta configuração favorece a realização da interpolação da variação das componentes do campo geomagnético com o método SECS, pois as medidas obtidas não apresentaram grande variação em seu comportamento e amplitudes. Ao testar a grade de polos que seria utilizada para realizar a interpolação, observou-se que a melhor grade era aquela em que os polos seguiam a configuração do equador magnético na região, isto é, os polos da grade seguiam linhas paralelas ao equador magnético fornecido pelo IGRF. Como a distribuição de correntes do eletrojato equatorial é aproximadamente paralela ao equador magnético, esse resultado indica que o eixo de coordenadas mais eficiente para a interpolação do campo é aquele que segue esse sistema de correntes.

A interpolação para a variação das componentes X e Y do campo geomagnético foi obtida e, a partir da Figura 5.6, pode-se observar que a grade de polos mostrada na Figura 5.5 era adequada para ser utilizada com a configuração de magnetômetros disponível para a região equatorial durante os Eventos escolhidos para o estudo. Foi calculado também o desvio

quadrático médio entre a interpolação e os dados, para cada um dos magnetômetros utilizados como parâmetro de entrada, e observou-se que o maior valor obtido para o desvio quadrático médio foi de 33% para a variação da componente *Y* do campo geomagnético no Evento 4. Observou-se que, em todos os casos em que a interpolação foi realizada, a maior diferença entre a amplitude apresentada pelos dados e aquela apresentada pela interpolação ocorreu nos intervalos de tempo em que a intensidade da variação do campo geomagnético era maior. Também, foi possível observar, a partir das Figuras 5.7 e 5.8, que a variação das derivadas temporais das componentes do campo geomagnético obtidas para a interpolação apresenta boa concordância com aquela obtida a partir dos dados para cada evento.

Após a validação da grade de polos, foi realizada a interpolação da variação das componentes do campo geomagnético para as localizações de cada subestação, utilizando como parâmetros de entrada as informações e medidas referentes aos magnetômetros, ambos mostrados na Figura 5.11. Observou-se, a partir das Figuras 5.12, 5.13, 5.14 e 5.15, que as variações das componentes do campo geomagnético para a localização de cada subestação da Figura 5.11 não apresentam diferenças no comportamento e na amplitude, pois estão muito próximas umas das outras (distâncias aproximadas entre 161 e 288 km).

Os resultados para a estimativa do campo geoeletrico, na localização das subestações, foram obtidos através das interpolações da variação das componentes do campo geomagnético e das informações sobre a estrutura de condutividade elétrica do solo naquela região. Observou-se que as estimativas apresentaram maior amplitude para a componente *Y* do campo geoeletrico obtida a partir do modelo 1D-A durante o Evento 3, atingindo 159 mV/km, no dia 01 de fevereiro de 1991, durante o SSC (*storm sudden commencement*), às 18:42 UT. No caso da amplitude do campo geoeletrico estimado a partir do modelo 1D-B, para o mesmo horário e Evento, obteve-se uma amplitude de 95 mV/km. Isto se deve ao fato do modelo 1D-A ser mais resistivo que o modelo 1D-B e das características de propagação do campo

eletromagnético, já que o campo magnético está associado ao campo elétrico na direção ortogonal. Isso implica que as maiores variações na componente X do campo geomagnético vão gerar maiores variações na componente Y do campo geoeletrico.

A última etapa consistiu no cálculo das GIC na subestação 2, durante os Eventos estudados, a partir do método Lehtinen-Pirjola. Foram utilizados como parâmetros de entrada as estimativas obtidas para o campo geoeletrico, mostradas na Seção 5.1.3, na localização de cada subestação da Figura 5.12 e as informações sobre as linhas de transmissão que conectam as subestações. Obtiveram-se estimativas para as GIC na subestação 2 a partir dos campos geoeletricos obtidos para os modelos 1D-A e 1D-B. Observou-se, a partir da Tabela 5.4, que a maior amplitude de GIC (7,70 A) foi calculada ao se utilizar como parâmetro de entrada do método Lehtinen-Pirjola o campo geoeletrico calculado a partir do modelo 1D-A, mais resistivo em relação ao modelo 1D-B. A maior amplitude de GIC foi obtida para o Evento 3, sendo observada durante a ocorrência do SSC. Apesar do Evento 1 apresentar maior índice Dst , o Evento 3 apresentou maior amplitude para a derivada temporal da componente X do campo geomagnético (39 nT/min). Esse resultado não é inesperado, pois vários estudos já mostraram que as GIC de grandes amplitudes não estão necessariamente associadas às tempestades geomagnéticas mais intensas, e sim às maiores taxas de variação do campo magnético durante as tempestades e.g. (VILJANEN, 1998). Além disso, não necessariamente as maiores taxas de variação do campo ocorrem durante as tempestades com maior índice Dst .

As maiores amplitudes de GIC em cada Evento estudado foram obtidas para os mesmos instantes em que se observou variação temporal mais rápida na amplitude do campo geomagnético, exceto durante o Evento 4, que apresentou grande variação na derivada temporal durante algumas horas do dia 23 de fevereiro de 1991.

No Evento 1, a maior amplitude de GIC (3,83 A, com o modelo 1D-A) foi

obtida para o dia 27 de novembro de 1991, durante a fase principal da tempestade; enquanto no Evento 2, a maior amplitude (3,24 A, com o modelo 1D-A) foi observada após a fase inicial a tempestade geomagnética, acontecendo no dia 25 de janeiro de 1991. Já no Evento 3, a maior amplitude de GIC (7,70 A, com o modelo 1D-A) foi estimada para o horário do SSC, que apresentou a variação temporal mais rápida da componente X do campo geomagnético, como pode ser observado na Figura 5.8b. Durante o Evento 4 foi observado um grande intervalo de tempo em que a componente X do campo geomagnético apresentou grande variação temporal, mas não causaram GIC de grande amplitude (2,86 A, com o modelo 1D-A). Isto pode ter acontecido devido ao fato das variações temporais não serem rápidas o suficiente para causar grande intensidade de campo geoeletrico e, conseqüentemente, grandes amplitudes de GIC.

5.2 GIC na região auroral canadense

Além de estimar as correntes geomagneticamente induzidas na região equatorial brasileira, foram estimadas também as correntes induzidas na região auroral canadense, para que se pudesse realizar uma comparação entre os efeitos observados para as duas regiões, durante os mesmos eventos expostos na Tabela 5.2. Para realizar a interpolação da variação das componentes X e Y do campo geomagnético na região auroral canadense, foram utilizados os dados adquiridos e disponibilizados pelo NRCan.

A rede de observatórios magnéticos do Canadá é operada pelo *Geological Survey of Canada*⁵ (GSC) e faz parte do CANMOS (*CANadian Magnetic Observatory System*). Esta rede abrange uma região geográfica muito mais extensa que aquela na região equatorial brasileira, em que operou o arranjo mostrado na Figura 5.1. Enquanto a rede de observatórios magnéticos do Canadá se estende latitudinalmente por 50° e longitudinalmente por 80°, o arranjo instalado na região equatorial brasileira durante a década de 1990 abrange 10° tanto em longitude quanto em latitude. Os magnetômetros

⁵ <https://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/science/geology/gsc/17100>

utilizados são do tipo núcleo saturado e são disponibilizados em intervalos de 1 minuto. A Tabela 5.5 mostra uma lista com as informações referentes aos 19 observatórios magnéticos permanentes do Canadá, incluindo aqueles que estão atualmente desativados.

Tabela 5.5 – Lista dos observatórios magnéticos permanentes do Canadá.

Observatório	Sigla	Número	Latitude (°)	Longitude (°)
Baker Lake	BLC	01	64,32 N	96,01 O
Cambridge Bay	CBB	02	69,12 N	105,03 O
Fort Churchill	FCC	03	58,76 N	94,09 O
Glenlea (desativado)	GLN	04	49,65 N	97,12 O
Mould Bay (desativado)	MBC	05	76,32 N	119,36 O
Meanook	MEA	06	54,62 N	113,35 O
Ottawa	OTT	07	45,40 N	75,55 O
Poste de-la-Baleine (desativado)	PBQ	08	55,28 N	77,745 O
Resolute	RES	09	74,69 N	94,90 O
St. John's	STJ	10	47,59 N	52,68 O
Victoria	VIC	11	48,52 N	123,42 O
Whiteshell (desativado)	WHS	12	49,80 N	95,25 O
Alert	ALE	13	82,50 N	62,35 O
Brandon	BRD	14	49,87 N	99,97 O
Eureka	EUA	15	80,00 N	85,90 O
Great Whale River (desativado)	GWC	16	55,30 N	77,75 O
Iqaluit	IQA	17	63,75 N	68,52 O
Sanikiluaq	SNK	18	56,50 N	79,20 O
Yellowknife	YKC	19	62,48 N	114,48 O

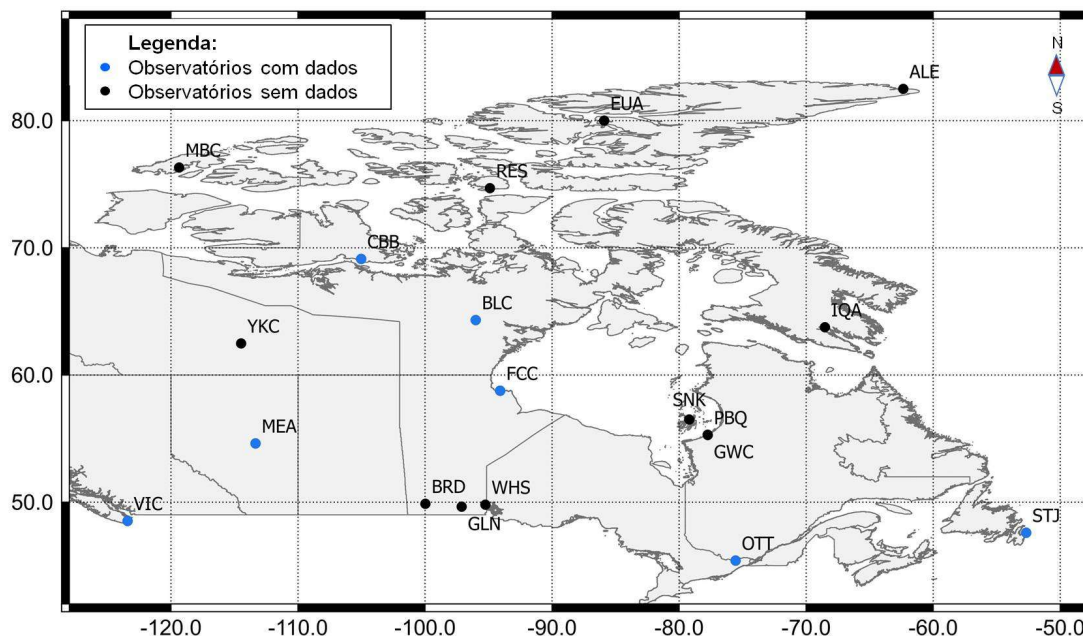
Fonte: Adaptado de NRCan (Acesso em: 29 maio 2015).

Como o objetivo do estudo era avaliar as amplitudes das correntes geomagneticamente induzidas simultaneamente nas regiões do eletrojato equatorial brasileira e do eletrojato auroral, averiguou-se quais dos

observatórios listados na Tabela 5.5 adquiriram dados durante todos os eventos geomagnéticos da Tabela 5.2. Foram então selecionados os seguintes observatórios magnéticos: 01 (BLC), 02 (CBB), 03 (FCC), 06 (MEA), 07 (OTT), 10 (STJ) e 11 (VIC); que são mostrados na Figura 5.20, com aqueles que foram descartados pelo critério citado anteriormente.

Após escolher os observatórios magnéticos cujas medidas seriam utilizadas para realizar a interpolação do campo geomagnético com o método SECS, foi então retirado de cada uma das componentes do campo geomagnético, obtida em cada observatório, o valor medido à meia-noite do primeiro dia do período escolhido para a investigação. A Figura 5.21 mostra a variação da componente X do campo geomagnético para o observatório magnético de BLC (Baker Lake), durante o Evento 1 da Tabela 5.1.

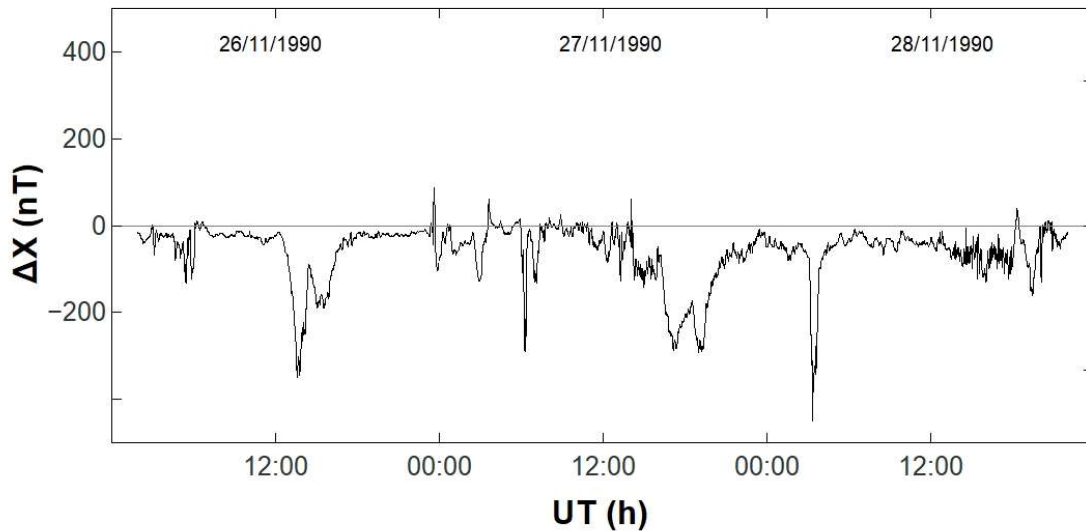
Figura 5.20 – Localização dos observatórios magnéticos canadenses da Tabela 5.5.



Os observatórios magnéticos que adquiriram dados para os eventos da Tabela 5.1 são mostrados em azul e aqueles que não adquiriram dados são mostrados em preto. Dados: territórios –*Statistics Canada* (Acesso em 02 jan. 2018); localização dos observatórios magnéticos - NRCan (Acesso em: 29 maio 2015).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.21 – Variação da componente X do campo geomagnético para o observatório magnético de BLC, durante o Evento 1 da Tabela 5.1.



Dados: NRCan (Acesso em: 29 maio 2015).

Fonte: Produção do autor.

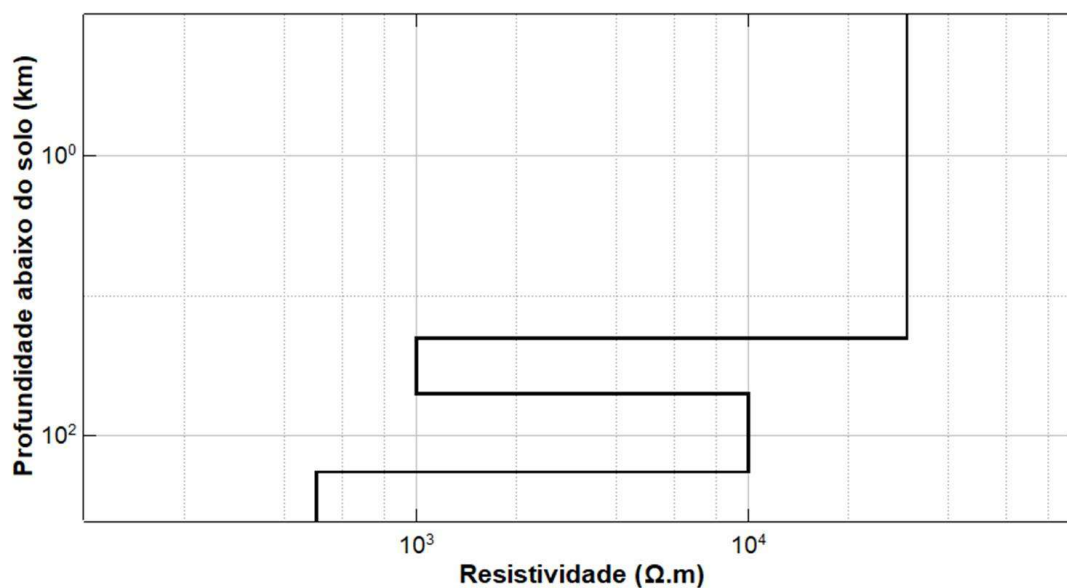
O cálculo do campo geoeletrico de acordo com o método descrito na Seção 3.2 requer, além das informações sobre o campo geoeletrico, a estrutura de condutividade do solo. No caso da região auroral canadense foi utilizado apenas um modelo unidimensional de estrutura de condutividade do solo, baseado no estudo realizado por Spratt et al. (2014) para a região de Nunavut, onde está localizado o observatório de Baker Lake (BLC). Um gráfico que mostra a relação entre a profundidade e a resistividade do modelo unidimensional fornecido por Spratt et al. (2014) que foi utilizado para estimar o campo geoeletrico na região de Nunavut é mostrado na Figura 5.22, com os detalhes dos valores de resistividade e espessura de cada camada sendo apresentados na Tabela 5.6.

Tabela 5.6 – Informações de profundidade e resistividade elétrica do modelo unidimensional utilizado para a estimativa do campo geoelétrico.

Faixa de profundidade (km)	Resistividade elétrica ($\Omega.m$)
<20,0	30.000,0
20,0 – 50,0	1.000,0
50,0 – 180,0	10.000,0
> 180,0	500,0

Fonte: Adaptado de Spratt et al. (2014).

Figura 5.22 – Esquema da relação entre a resistividade elétrica e a profundidade do solo do modelo unidimensional utilizado.



Dados: Spratt et al. (2014).

Fonte: produção do autor.

5.2.1 Elaboração da grade de polos para interpolação do campo geomagnético com o método SECS

Com o objetivo de estudar a ocorrência de GIC na região auroral canadense foram utilizados os métodos para interpolação do campo geomagnético SECS, de cálculo do campo geoelétrico e das GIC expostos no Capítulo 3. Os códigos que foram produzidos com base no método SECS, nos métodos para o cálculo do campo geoelétrico e das GIC foram validados

anteriormente e o resultado obtido para a região auroral canadense será mostrado a seguir.

Para realizar a interpolação do campo geomagnético, a partir do método SECS, foi utilizado o código descrito na Seção 3.1, que fornece estimativas de um sistema equivalente de correntes elétricas posicionados a uma altitude de 100 km acima do solo, para calcular a interpolação do campo geomagnético. Foram escolhidos quatro eventos para a realização deste estudo, mostrados na Tabela 5.1. Mas no caso da região auroral, apenas o Evento 1 foi estudado, pois não foi possível definir uma grade única de polos que pudesse ser utilizada para realizar a interpolação dos quatro eventos, como foi feito no caso da região equatorial brasileira.

Um dos fatores que afetou a determinação da grade de polos foi a variação na disponibilidade de dados para os eventos escolhidos. Dos 19 observatórios magnéticos mostrados na Figura 5.20, apenas doze adquiriram dados para o Evento 1 e sete adquiriram dados para os demais eventos escolhidos. Outro fator que influenciou na dificuldade em estabelecer uma grade de polos para a aplicação do método SECS na região auroral canadense foi o tipo de distribuição dos observatórios, que é menos denso se comparado ao arranjo de magnetômetros que adquiriu os dados utilizados para a região equatorial brasileira, mostrado na Figura 5.1. As medidas das componentes do campo geomagnético, referentes ao Evento 1, foram adquiridas pelos 12 observatórios magnéticos listados na Tabela 5.7.

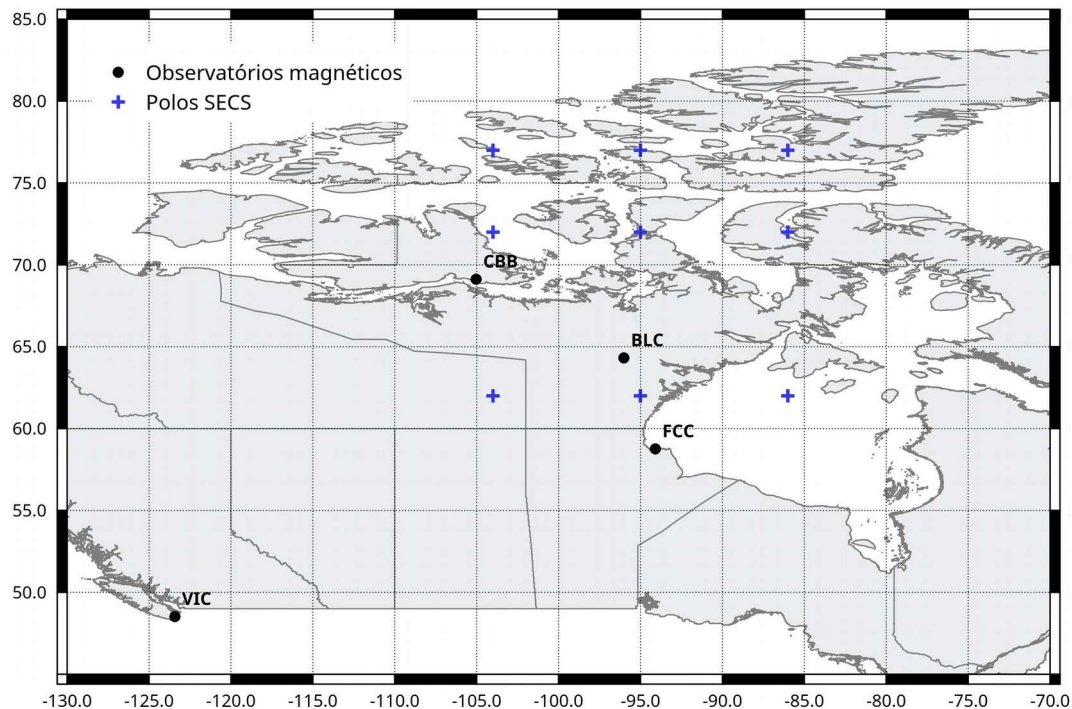
Tabela 5.7 – Informações dos observatórios magnéticos permanentes do Canadá que adquiriram dados durante os dias 26, 27 e 28 de novembro de 1990.

Observatório	Sigla	Número	Latitude (°)	Longitude (°)
Baker Lake	BLC	01	64,318 N	96,012 O
Cambridge Bay	CBB	02	69,123 N	105,031 O
Fort Churchill	FCC	03	58,759 N	94,088 O
Glenlea (desativado)	GLN	04	49,645 N	97,120 O
Mould Bay (desativado)	MBC	05	76,315 N	119,362 O
Meanook	MEA	06	54,616 N	113,347 O
Ottawa	OTT	07	45,403 N	75,552 O
Poste de-la-Baleine (desativado)	PBQ	08	55,277 N	77,745 O
Resolute	RES	09	74,690 N	94,895 O
St. John's	STJ	10	47,595 N	52,677 O
Victoria	VIC	11	48,520 N	123,42 O
Yellowknife	YKC	19	62,480 N	114,482 O

Fonte: Adaptado de NRCan (Acesso em: 29 maio 2015).

As medidas das componentes do campo geomagnético adquiridas pelo observatório de Mould Bay (MBC) apresentaram problemas, então suas medidas não foram utilizadas para realizar a validação da grade de polos utilizada pelo método SECS, ou para realizar a interpolação da variação das componentes X e Y do campo geomagnético. Assim, foi testada uma série de configurações para as grades de polos, que diferiam entre si pela extensão em latitude e longitude e pelo número de polos, associada a diferentes conjuntos envolvendo os observatórios magnéticos. O objetivo destes testes era definir a combinação ideal de quantidade de polos e magnetômetros que possibilitaria a interpolação das componentes do campo geomagnético para o Evento 1. Portanto, dos 19 observatórios magnéticos mostrados na Figura 5.20, foram escolhidos apenas quatro para fornecer as medidas utilizadas na realização do estudo. Tanto a grade de polos resultante dos testes quanto os observatórios magnéticos escolhidos para a interpolação são mostrados na Figura 5.23 e foram nomeados de acordo com a Tabela 5.7.

Figura 5.23 – Posições geográficas dos polos de corrente elétrica e observatórios magnéticos .usados para calcular a interpolação referente ao Evento 1, listado na Tabela 5.7.



Os observatórios magnético foram usados para calcular a interpolação do campo geomagnético referente ao Evento 1, listado na Tabela 5.2. Dados: territórios – *Statistics Canada* (Acesso em: 02 jan. 2018); observatórios magnéticos – NRCan (Acesso em: 29 maio 2015).

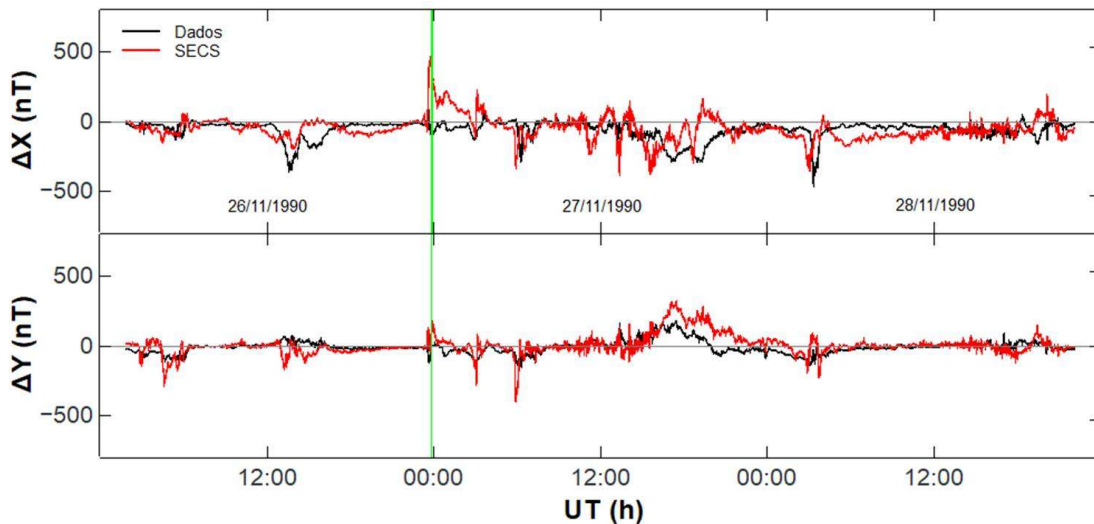
Fonte: Produção do autor.

O procedimento descrito na Seção 5.1.2 foi novamente utilizado para validar a grade de polos do método SECS. Devido à configuração espacial dos observatórios magnéticos da região auroral do Canadá, o teste foi aplicado apenas ao observatório magnético de Baker Lake (BLC), que estava localizado na região onde seria posicionada a linha de transmissão hipotética por onde fluiriam as GIC. A Figura 5.24 mostra a comparação entre os dados e a interpolação obtida com o método SECS, para o observatório magnético de Baker Lake, da variação das componentes X e Y do campo geomagnético.

Observa-se que a interpolação realizada para o Evento 1 não apresenta boa concordância com os dados obtidos pelo observatório magnético para a

variação da componente X, quando comparamos aos resultados obtidos para a região equatorial brasileira e também aos testes realizados no Capítulo 4. Mas, no caso da variação da componente Y, há maior semelhança entre os resultados obtidos a partir da interpolação e o comportamento apresentado pelos dados do observatório magnético de Baker Lake (BLC).

Figura 5.24 – Comparação entre a interpolação do campo geomagnético e os dados do campo geomagnético para o Evento 1.



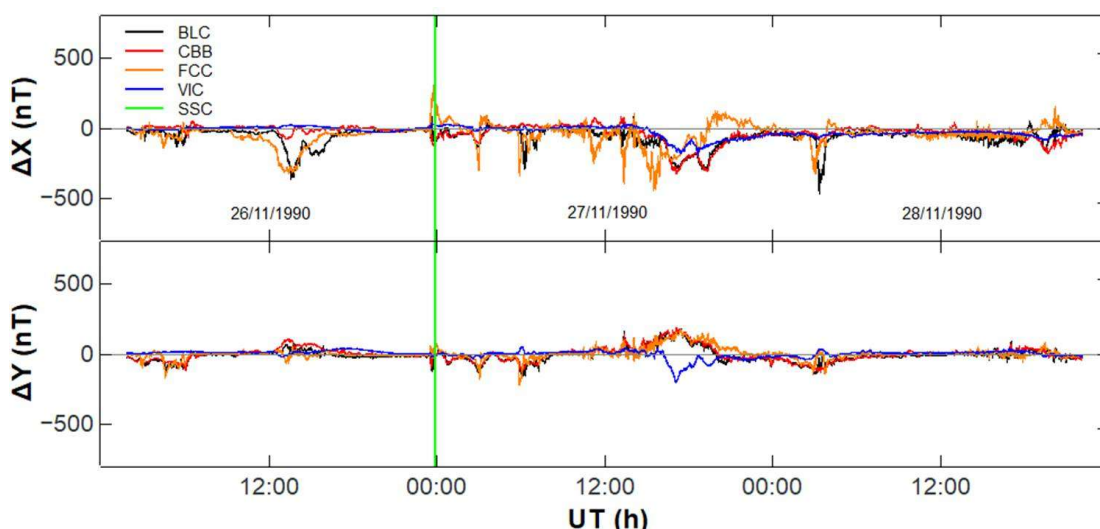
A curva em preto mostra os dados adquiridos pelo observatório magnético de Baker Lake (BLC) e a curva em vermelho, o resultado obtido a partir do método SECS para a interpolação do campo geomagnético, durante o Evento 1. A linha verde marca o instante em que ocorreu o SSC.

Fonte: Produção do autor.

Um dos fatores que pode influenciar este resultado é o fato das medidas da variação da componente X, adquiridas por cada um dos observatórios magnéticos utilizados, apresentarem valores e comportamentos diferentes para a amplitude das variações do campo geomagnético durante o mesmo período de tempo, quando comparadas entre si, o que pode ser observado na Figura 5.25. No caso das medidas da variação da componente Y, o comportamento observado para cada observatório não apresenta grandes variações de comportamento na amplitude para os mesmos intervalos de tempo, exceto para o observatório de Victoria (VIC), como mostrado na

Figura 5.25. É importante considerar que dois dos observatórios magnéticos (BLC e CBB) estão localizados na região de altas latitudes, enquanto os outros dois (FCC e VIC) estão em médias latitudes, o que pode diminuir os efeitos associados à presença do eletrojato auroral sobre as variações das componentes do campo geomagnético adquiridas nestes locais. A comparação entre as derivadas temporais obtidas a partir das variações das componentes do campo geomagnético para Baker Lake (BLC) e aquelas obtidas a partir das interpolações para o Evento 1 é mostrada na Figura 5.26.

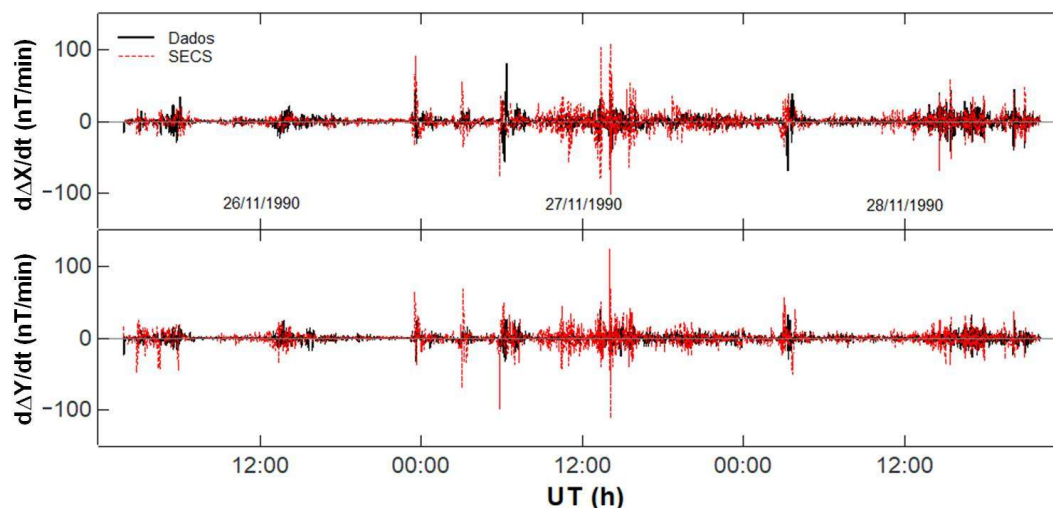
Figura 5.25 – Comparação entre as medidas da variação do campo geomagnético para os observatórios magnéticos canadenses utilizados como parâmetros de entrada do método SECS. A linha verde marca o instante em que ocorre o SSC.



Os dados adquiridos pelos observatórios magnéticos canadenses foram utilizados como parâmetros de entrada para a interpolação com o método SECS, durante o Evento 1. A linha verde marca o instante em que ocorreu o SSC.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.26 – Comparação entre a variação das derivadas temporais do campo geomagnético para o Evento 1.



A curva em preto mostra a derivada temporal calculada a partir dos dados adquiridos pelo observatório magnético de Baker Lake (BLC) e a curva em vermelho, o resultado para a derivada temporal obtida a partir do método SECS para a interpolação do campo geomagnético, durante o Evento 1.

Fonte: Produção do autor.

A partir da Figura 5.26, pode-se observar que, assim como no caso da comparação entre a interpolação e os dados (mostrada na Figura 5.24), não há boa concordância entre a derivada temporal das variações das componentes X e Y do campo geomagnético e os resultados obtidos a partir da interpolação. Também foram calculados os desvios quadráticos médios (s_{RMS}) das variações das componentes X e Y e de suas respectivas derivadas temporais para o observatório magnético de Baker Lake (BLC), em relação ao Evento 1.

Tabela 5.8 – Desvios quadráticos médios para as componentes X e Y e suas respectivas derivadas temporais.

Componente/derivada	Amplitude máxima (nT)	s_{RMS} (%)
X	449,0	22,1
$d_t \Delta X$	76,5	18,1
Y	179,0	33,0
$d_t \Delta Y$	36,5	26,7

Fonte: Produção do autor.

De acordo com a Tabela 5.8, o valor do desvio quadrático médio máximo obtido atinge 33,0% do módulo da amplitude máxima registrada para a componente Y do campo geomagnético durante o Evento 1, sendo este o maior valor de desvio quadrático médio obtido para a região auroral canadense. O maior desvio quadrático médio obtido neste caso é igual àquele obtido para a componente Y do campo geomagnético durante o Evento 4, na região equatorial brasileira. Já no caso das derivadas temporais das componentes, observa-se que o valor máximo obtido para o desvio quadrático médio atinge 26,7% durante o Evento 1, também para a derivada temporal da componente Y. O resultado da interpolação associado a estes desvios quadráticos médios foi o que apresentou melhor correspondência visual com o comportamento das variações das componentes do campo geomagnético para o observatório de Baker Lake (BLC). Assim, a grade de polos associada a esta interpolação do campo geomagnético foi escolhida como aquela que seria utilizada para a realização do estudo sobre as GIC na região auroral canadense.

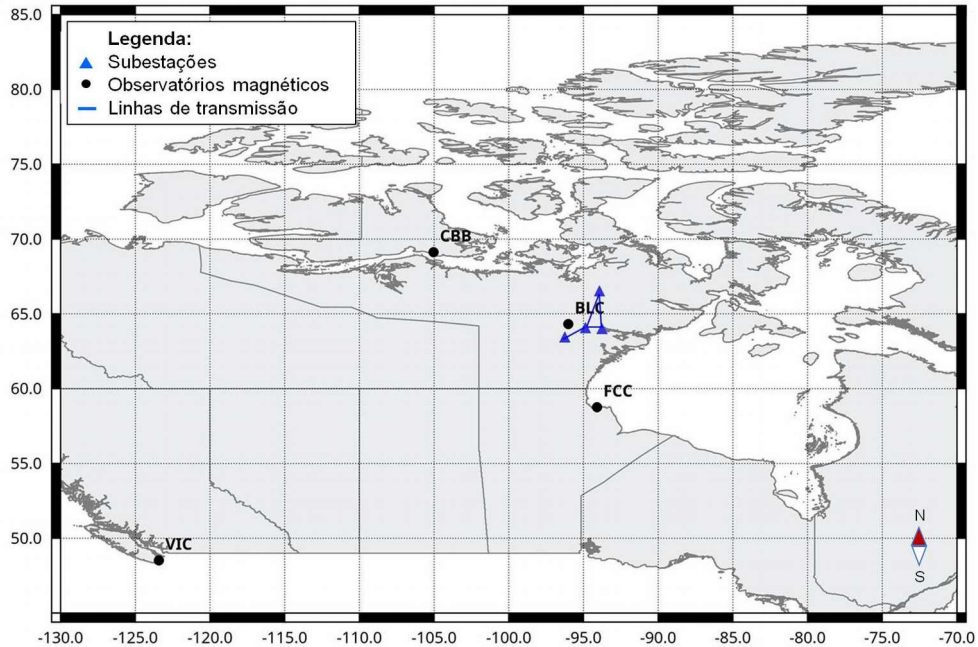
5.2.2 Interpolação do campo geomagnético para o cálculo das GIC com o método SECS

Após validar a grade de polos e a configuração ideal de magnetômetros para realizar a interpolação do campo geomagnético com o método SECS, definiu-se a posição geográfica de quatro subestações elétricas fictícias, que apresentam as mesmas características físicas e que estão interligadas da mesma forma que aquelas mostradas na Figura 4.18. Assim, a configuração utilizada para a interpolação é mostrada na Figura 5.27.

A interpolação para a variação das componentes X e Y do campo geomagnético, calculada para as posições geográficas das subestações mostradas na Figura 5.27, durante o Evento 1, é mostrada na Figura 5.28. Observa-se que, no caso da variação da componente X, as amplitudes obtidas a partir da interpolação apresentam comportamento idêntico, não sendo possível diferenciá-las visualmente. Já no caso da variação da

componente Y, é possível observar que o comportamento da interpolação apresenta maior diferença na amplitude durante os intervalos em que há maior variação na amplitude dos dados.

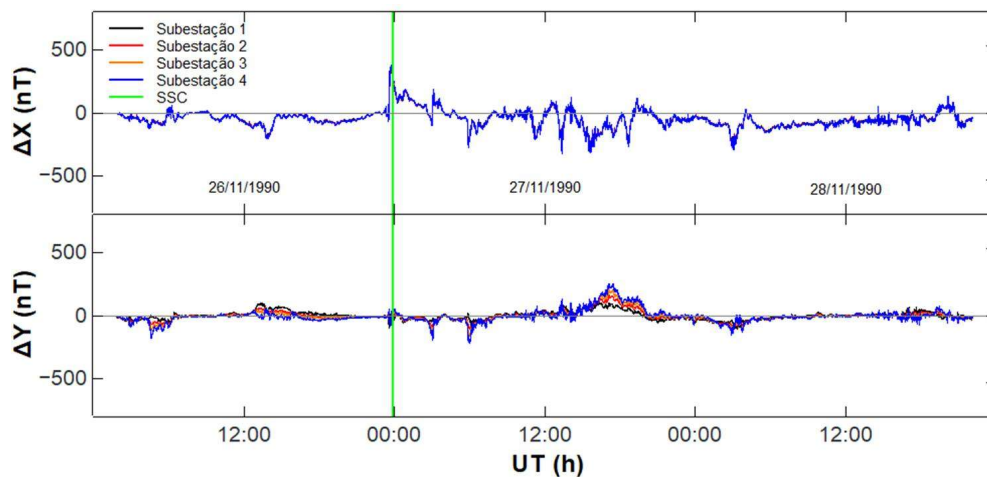
Figura 5.27 – Configuração utilizada para realizar a interpolação da variação das componentes do campo geomagnético para o Evento 1.



A posição geográfica das subestações é sinalizada pelos triângulos azuis. Dados: territórios – *Statistics Canada* (Acesso em: 02 jan. 2018); observatórios magnéticos – *NRCan* (Acesso em: 29 maio 2015).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.28 – Interpolação da variação do campo geomagnético para o Evento entre 26 e 28 de novembro de 1990.



Fonte: Produção do autor.

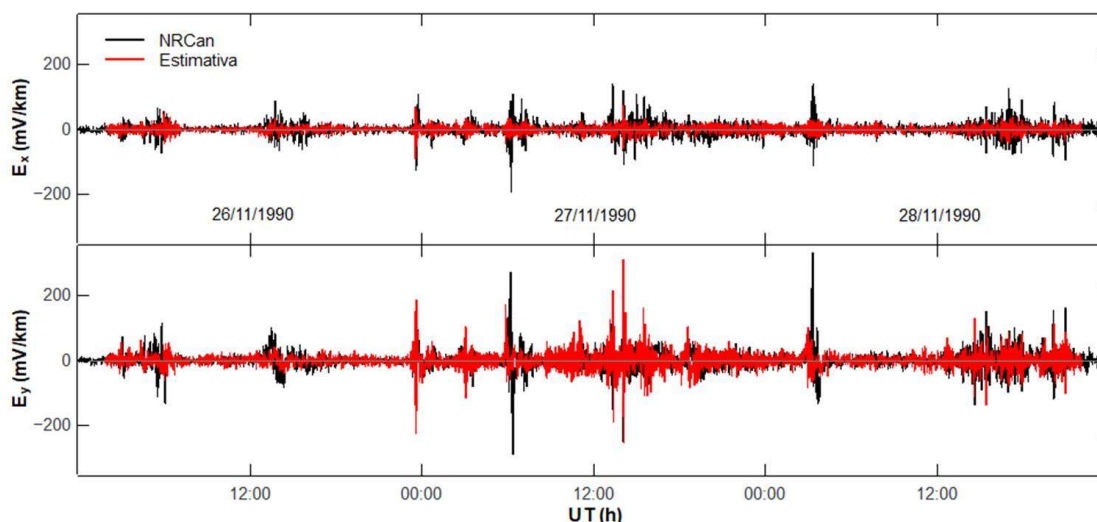
Assim como no caso da região equatorial brasileira, serão utilizadas apenas as estimativas das variações calculadas para a subestação 2, já que esta é a subestação mais central da rede hipotética utilizada, apresentando o maior número de conexões. As demais subestações tenderiam a aumentar exageradamente os valores de GIC estimados por estarem situadas em localizações extremas da rede, apresentando "*corner effect*" (PIRJOLA, 2014).

5.2.3 Estimativa do campo geoeletrico

Utilizando o método exposto na Seção 4.2, calculou-se a estimativa para o campo geoeletrico durante o Evento 1, na localização geográfica das subestações mostradas na Figura 5.27. Para executar os cálculos, além da interpolação da variação das componentes do campo geomagnético, foram usadas as informações de estrutura de condutividade do solo do modelo unidimensional exposto na Figura 5.22, baseado nas informações obtidas a partir do estudo de Spratt et al. (2014).

A comparação entre a amplitude do campo geoeletrico fornecida pelo NRCan e a estimativa obtida através da interpolação para a subestação 1, é mostrada na Figura 5.29, para os três dias do Evento 1, na região canadense escolhida para a realização do estudo. Pode-se observar que a estimativa das componentes E_x e E_y do campo geoeletrico, obtidas para a posição geográfica da subestação 1 (mais próxima ao observatório magnético de Baker Lake), apresenta comportamento similar àquele observado para os valores de campo geoeletrico fornecidos pelo NRCan. No entanto, há diferença nos valores de amplitude quando se compara a estimativa aos valores fornecidos, já que esta estimativa foi calculada para locais próximos a Baker Lake (BLC) e, também, porque sua amplitude foi obtida a partir dos valores de interpolação para o campo geomagnético, mostrada na Figura 5.28.

Figura 5.29 – Comparação entre a variação das componentes do campo geoeétrico estimada e a fornecida pelo NRCan.



São mostrados os valores fornecidos pelo: (a) NRCan, para a amplitude do campo geoeétrico (em preto); e (b) a estimativa calculada a partir da interpolação do campo geomagnético (em vermelho), na região de Baker Lake, durante os dias do Evento 1. Dados: NRCan (Acesso em 29 maio 2015).

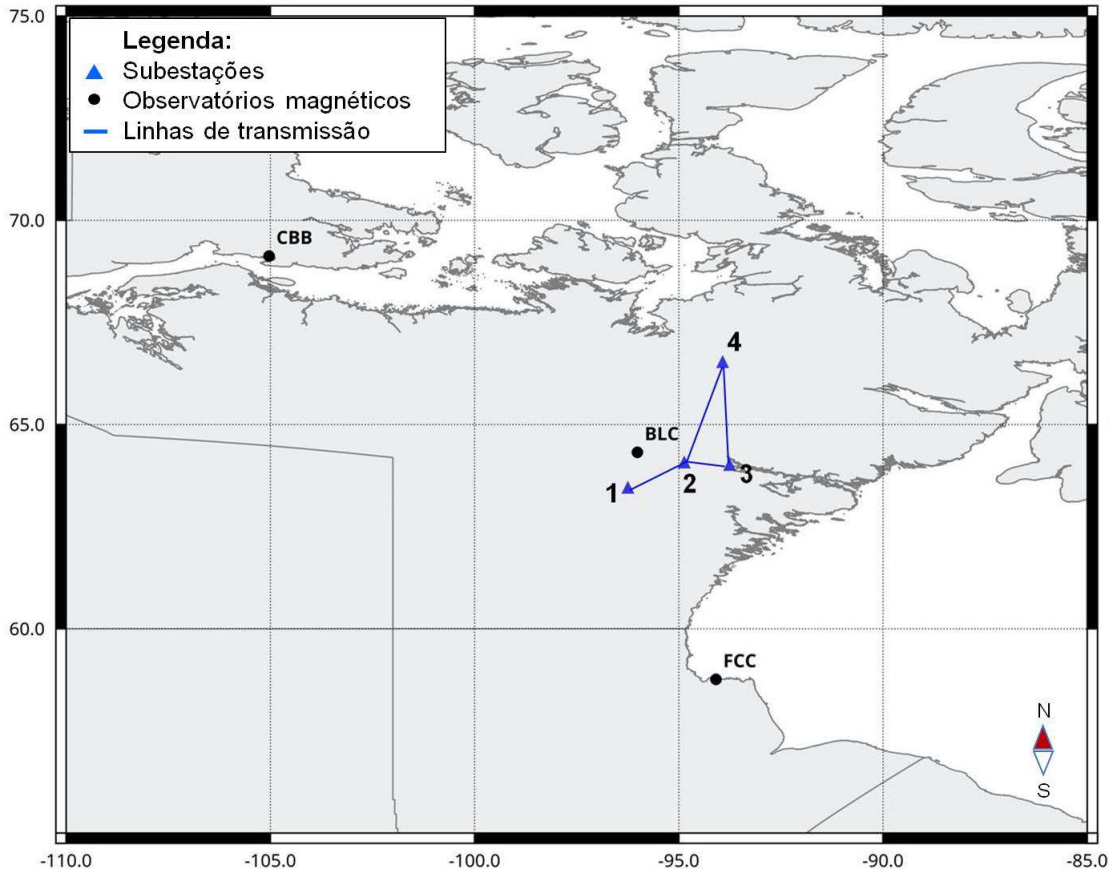
Fonte: Produção do autor.

5.2.4 Estimativa das correntes geomagneticamente induzidas (GIC)

A partir do método exposto na Seção 4.3 calculou-se a estimativa para as correntes geomagneticamente induzidas (GIC) durante o Evento 1, nas localizações das subestações mostradas na Figura 5.30.

De posse da estimativa para o campo geoeétrico, exposta na Seção 5.2.3, e das informações sobre as linhas de transmissão de energia elétrica e suas respectivas subestações, calculou-se a estimativa das GIC na subestação 2, para o Evento 1. Assim como no estudo realizado para a região equatorial brasileira, será mostrado na Figura 5.31 apenas o resultado obtido para a subestação 2.

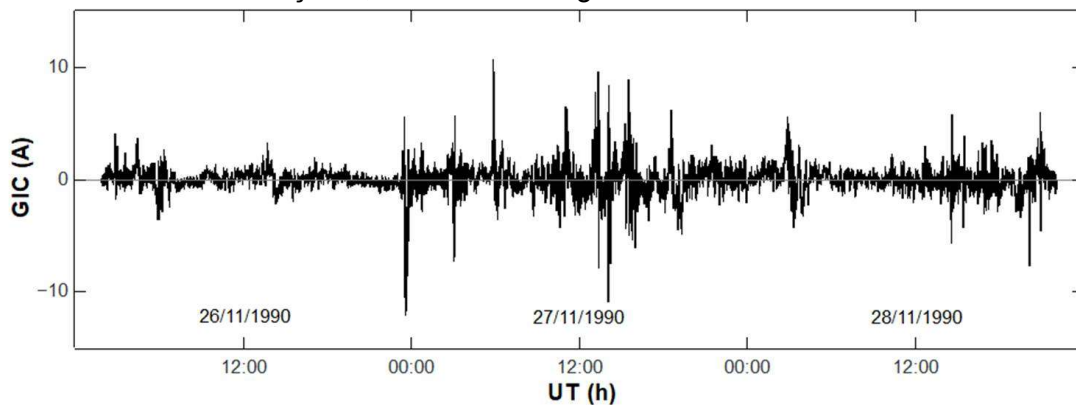
Figura 5.30 – Posição geográfica das subestações onde foi estimada a amplitude das correntes geomagneticamente induzidas para o Evento 1.



A posição geográfica das subestações é sinalizada pelos triângulos azuis. Dados: territórios – *Statistics Canada* (2016); observatórios magnéticos – NRCan (Acesso em: 29 maio 2015).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.31 – Estimativa para as GIC durante o Evento 1, calculadas a partir do campo geoeletrico obtido com o modelo 1D, para a localização da subestação 2, mostrada na Figura 5.30.



Fonte: Produção do autor.

Observa-se que a estimativa das GIC obtida atinge valor absoluto máximo de 11,88 A logo após a ocorrência do SSC (às 23:32 UT) e que a amplitude das GIC volta a atingir um valor próximo daquele observado após o SSC (10,61 A) durante a fase principal da tempestade geomagnética, que ocorre entre 12:00 UT e 20:00 UT do dia 27 de novembro de 1990.

5.2.5 Discussões sobre os resultados obtidos para a região auroral

Para realizar o estudo sobre a ocorrência das GIC na região auroral canadense, foi aplicada aos dados da região auroral do Canadá a mesma metodologia utilizada no estudo da região equatorial brasileira, e que foi exposta nas Seções anteriores, com o objetivo de estimar os campos geoeletricos e as correntes geomagneticamente induzidas, para os Eventos listados na Tabela 5.2. Uma das maiores dificuldades ao longo do estudo efetuado para a região auroral canadense foi definir a grade de polos e o conjunto de observatórios da região auroral canadense que seriam utilizados como parâmetros de entrada do método SECS.

O estudo sobre as GIC na região auroral foi realizado apenas para o Evento 1, pois não havia dados que satisfizessem as condições necessárias para a elaboração de uma grade de polos única para todos os Eventos listados na Tabela 5.2. Foram utilizados então os dados sobre a variação do campo geomagnético de apenas quatro dos observatórios magnéticos canadenses que estavam disponíveis para a época do Evento 1. Diferentemente do arranjo denso de magnetômetros que forneceu os dados para a realização do estudo sobre as GIC na região equatorial, o arranjo dos observatórios magnéticos canadenses era esparso, isto é, os observatórios estão posicionados a grandes distâncias uns dos outros, quando comparamos a configuração do arranjo de magnetômetros cujas medidas do campo geomagnético estava disponível para a região equatorial.

Outra diferença observada entre as regiões equatorial e auroral é o comportamento apresentado pela variação das componentes X e Y do

campo geomagnético. Enquanto os dados adquiridos na região equatorial apresentavam um comportamento similar para ambas as variações das componentes do campo geomagnético, as medidas dos observatórios magnéticos canadenses apresentavam comportamentos diferentes entre si (Figura 5.25), devido à posição geográfica de cada observatório, como pode ser observado na Figura 5.27. Assim, o resultado obtido para a interpolação não foi tão satisfatório quanto aquele obtido para a região equatorial brasileira. A grade de polos elaborada para a realização deste estudo na região auroral dispôs de uma quantidade de polos menor do que aquela obtida para a região equatorial, provavelmente devido à menor quantidade de medidas do campo geomagnético, utilizadas como parâmetros de entrada da interpolação com o método SECS.

A interpolação para a variação das componentes do campo geomagnético foi obtida e, a partir da Figura 5.24, pode-se observar que a concordância visual entre os resultados da interpolação e o comportamento apresentado pelos dados não é tão satisfatória quanto a observada para a mesma comparação da região equatorial brasileira. A grade de polos mostrada na Figura 5.23 foi escolhida após uma série de testes em que os resultados da interpolação das componentes do campo geomagnético apresentaram comportamentos muito diferentes dos observados para os dados. Foi calculado também o desvio quadrático médio entre a interpolação e os dados, apenas para o observatório de Baker Lake (BLC), pois era o único dos observatórios magnéticos utilizados que estava incluído na região da grade de polos do método SECS. Neste caso, obteve-se o maior desvio quadrático médio para a variação da componente Y do campo geomagnético (33,0%).

Observou-se que, assim como para a interpolação do campo geomagnético na região equatorial brasileira, a maior diferença entre a amplitude apresentada pelos dados e aquela apresentada pela interpolação ocorreu nos intervalos de tempo em que a intensidade da variação do campo geomagnético era maior. Foi possível observar, a partir da Figura 5.26, que a variação das derivadas temporais das componentes do campo

geomagnético, obtidas a partir da interpolação, apresenta concordância com aquela obtida a partir dos dados durante alguns intervalos de tempo, mas superestima a amplitude naqueles em que a derivada temporal dos dados apresentou maior intensidade para o Evento 1. Isto pode estar associado ao fato da interpolação do campo geomagnético em si apresentar comportamentos diferentes daquele observado nos dados em vários intervalos de tempo durante a ocorrência do Evento.

Após a validação da grade de polos, foi realizada a interpolação da variação das componentes do campo geomagnético para as localizações de cada subestação, utilizando como parâmetros de entrada as informações e medidas referentes aos observatórios magnéticos canadenses escolhidos, ambos mostrados na Figura 5.27. Observou-se, a partir da Figura 5.28, que as variações das componentes do campo geomagnético para a localização de cada subestação da Figura 5.27 não apresenta diferenças consideráveis no comportamento. Já no caso da amplitude, observaram-se diferenças para a interpolação da componente Y nos intervalos em que esta componente apresentava maior intensidade. Isto se deve ao fato das subestações estarem muito próximas umas das outras (entre 161,57 km e 288,0 km distantes).

Os resultados para a estimativa do campo geoeletrico, na localização das subestações, foram obtidos através das interpolações das componentes do campo geomagnético e das informações sobre a estrutura de condutividade elétrica do solo na região canadense onde foi posicionada a rede de transmissão elétrica hipotética. No caso da região auroral canadense foi possível comparar os resultados obtidos a partir do código elaborado à estimativa fornecida pelo NRCan, para o observatório de Baker Lake (BLC), mais próximo à localização das subestações hipotéticas utilizadas para o cálculo das GIC. Observa-se, a partir da Figura 5.29, que a estimativa obtida apresenta amplitude menor do que aquela fornecida pelo NRCan, para o Evento 1, em Baker Lake (BLC). A partir da comparação, pode-se observar também que a estimativa consegue reproduzir as maiores amplitudes

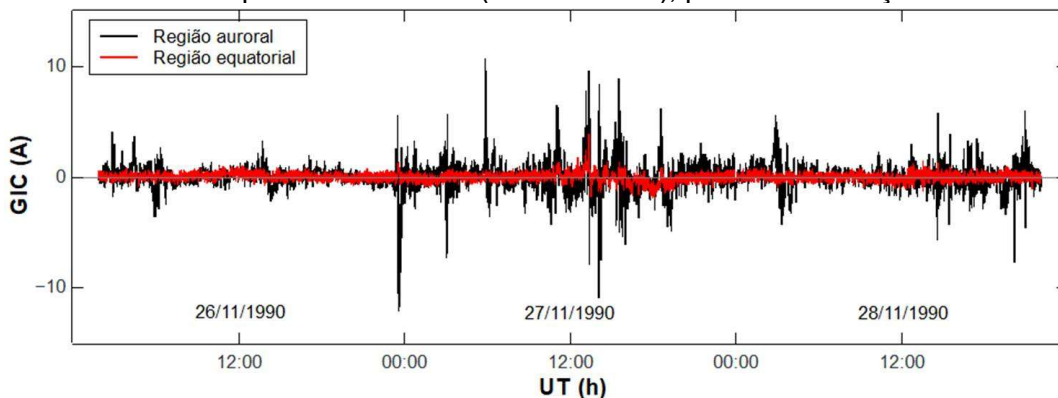
apresentadas pelos valores do campo geoeletrico fornecido sem, no entanto, atingir os mesmos valores em todos os casos. A estimativa da amplitude do campo geoeletrico para a região auroral canadense no local das subestações apresenta amplitude maior quando comparada àquela obtida para a região equatorial. Genericamente, há dois fatores que contribuem para esse resultado: a amplitude das variações geomagnéticas e a condutividade do interior da Terra sob as estações. No caso da amplitude das variações geomagnéticas, a comparação da taxa de variação do campo para o mesmo evento (Tabelas 5.4 e 5.8) mostra que, como esperado, a amplitude é muito maior na região auroral que na equatorial. Por outro lado, o efeito da condutividade elétrica sob as duas regiões pode ser avaliado através do parâmetro geofísico denominado condutância. Esse parâmetro pode ser obtido para cada camada do modelo 1D através do produto entre a condutividade e a espessura da camada (ou, equivalentemente, a razão entre espessura e resistividade).

Também é possível calcular uma condutância integrada para um conjunto de camadas devido ao seu caráter escalar e propriedade aditiva. Usando os dados apresentados nas Tabelas 5.3 e 5.6 pode-se estimar a condutância integrada até a base da crosta (profundidade de 40 km), a qual deve dissipar a maior parte da energia do sinal eletromagnético de alta frequência e como tal ser a região mais importante para a amplitude do campo geoeletrico. Os valores obtidos são de 20,7 S para a região auroral canadense, 44,2 S para o modelo A (mais resistivo) e 94,7 S para o modelo B (mais condutivo) na região equatorial brasileira. Como a intensidade do campo elétrico induzido é inversamente proporcional à condutividade, campos geoeletricos de maior amplitude são gerados em regiões de condutância mais baixa (ou seja, mais resistivas). Dessa forma a diferença em condutividade das duas regiões também contribui para a maior amplitude do campo geoeletrico na região auroral canadense na comparação com a região equatorial brasileira.

A última etapa consistiu no cálculo das GIC para a subestação 2, durante o Evento 1, a partir do método Lehtinen-Pirjola. Foram utilizados como

parâmetros de entrada as estimativas obtidas para o campo geoelétrico, mostradas na Seção 5.2.3, na localização de cada subestação da Figura 5.30 e as informações sobre as linhas de transmissão que conectam as subestações. Foram obtidas estimativas para as GIC na subestação 2, a partir da amplitude do campo geoelétrico estimado na Seção 5.2.3. Pode-se observar, a partir da Figura 5.31, que a maior intensidade absoluta para as GIC estimada ocorreu logo após o SSC, com intensidade de 11,88 A. Além desta amplitude máxima, a estimativa mostra também que durante a fase principal do Evento 1, as GIC apresentam intensidades próximas àquela observada após o SSC. No caso da região equatorial brasileira, a estimativa para as GIC mostrou que a maior amplitude ocorreu durante a fase principal do Evento 1, atingindo valor absoluto máximo de 3,83 A. A comparação entre as estimativas obtidas para as GIC durante o Evento 1, para as duas regiões, é mostrada na Figura 5.32.

Figura 5.32 – Comparação entre a estimativa para as GIC durante o Evento 1, obtidas para a região auroral canadense (em preto) e a região equatorial brasileira (em vermelho), para a subestação 2.



Fonte: Produção do autor.

A comparação visual das duas curvas mostradas na Figura 5.32 exibe a diferença no comportamento obtido para as GIC em cada região. Observa-se que, na região auroral canadense, a amplitude das GIC é significativamente maior do que aquela obtida para a região equatorial brasileira. Esse resultado é diretamente derivado da maior amplitude do campo geoelétrico na região auroral, associado tanto à maior amplitude das variações geomagnéticas quanto com a condutância mais baixa da crosta nessa região.

5.3 SISTEMAS DE CORRENTES ELÉTRICAS EQUIVALENTES

Os métodos de interpolação do campo geomagnético, apresentados no Capítulo 3 (SECS e SCHA), são utilizados para realizar estudos locais, enquanto a análise tradicional da expansão em harmônicos esféricos (SHA) é mais adequada a estudos globais (AMM; VILJANEN, 1999). Além de calcular a interpolação do campo geomagnético em locais onde não existem medidas do campo geomagnético, os métodos SECS e SCHA fornecem informações sobre sistemas de correntes ionosféricas equivalentes para as regiões estudadas.

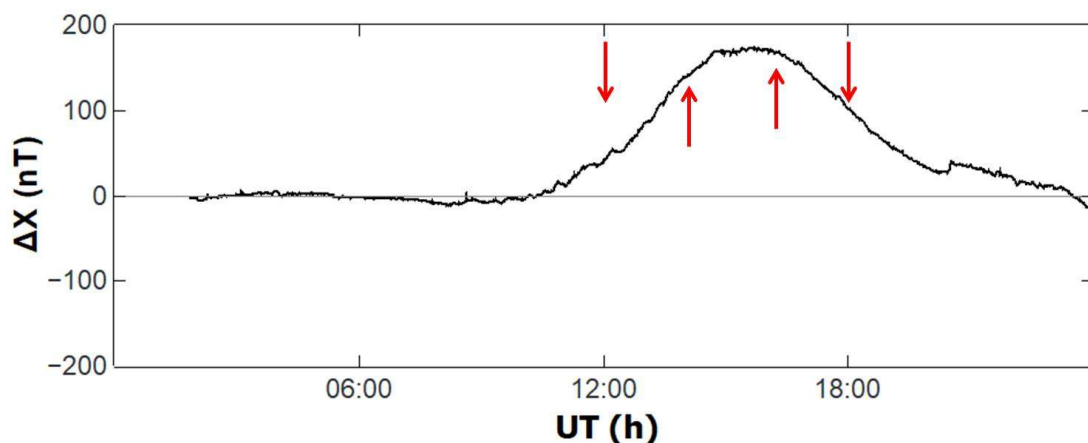
Nesta Seção serão expostas as informações que os métodos SECS e SCHA fornecem sobre os sistemas de correntes elétricas ionosféricas horizontais equivalentes, durante um período calmo e outro perturbado (referente ao Evento 1) para a região equatorial brasileira. Não foi possível obter resultados para os sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes para a região auroral, pois não havia dados geomagnéticos suficientes para realizar a estimativa dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes.

5.3.1 Sistemas de correntes ionosféricas equivalentes derivados a partir do método SECS

Para obter informações sobre um sistema de correntes elétricas ionosféricas equivalentes a partir do método SECS, calcula-se a interpolação do campo geomagnético em uma grade que compreenda a região a ser estudada. É possível calcular uma estimativa dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes supondo que a ionosfera esteja localizada imediatamente acima da superfície terrestre. Neste caso, considerando uma geometria plana, pode-se realizar uma rotação de 90° no sentido horário do campo geomagnético horizontal e multiplicar o resultado por $(2/\mu_0)$, o que resultará em uma visualização do comportamento do sistema de correntes elétricas equivalentes (PULKKINEN et al., 2003a).

A densidade de correntes elétricas ionosféricas equivalentes foi obtida para o dia calmo de 23/01/1991, cujo índice *Dst* atingiu 25 nT. A partir da Figura 5.33 pode-se observar que a variação dos dados do campo geomagnético para a componente *X* atinge uma amplitude máxima de 174 nT, às 15:24 UT, na região equatorial brasileira. São também sinalizados na Figura 5.33 (setas em vermelho) os horários para os quais são exibidas as densidades de correntes elétricas ionosféricas equivalentes da Figura 5.34.

Figura 5.33 – Variação da componente *X* do campo geomagnético para o dia 23/01/1991.



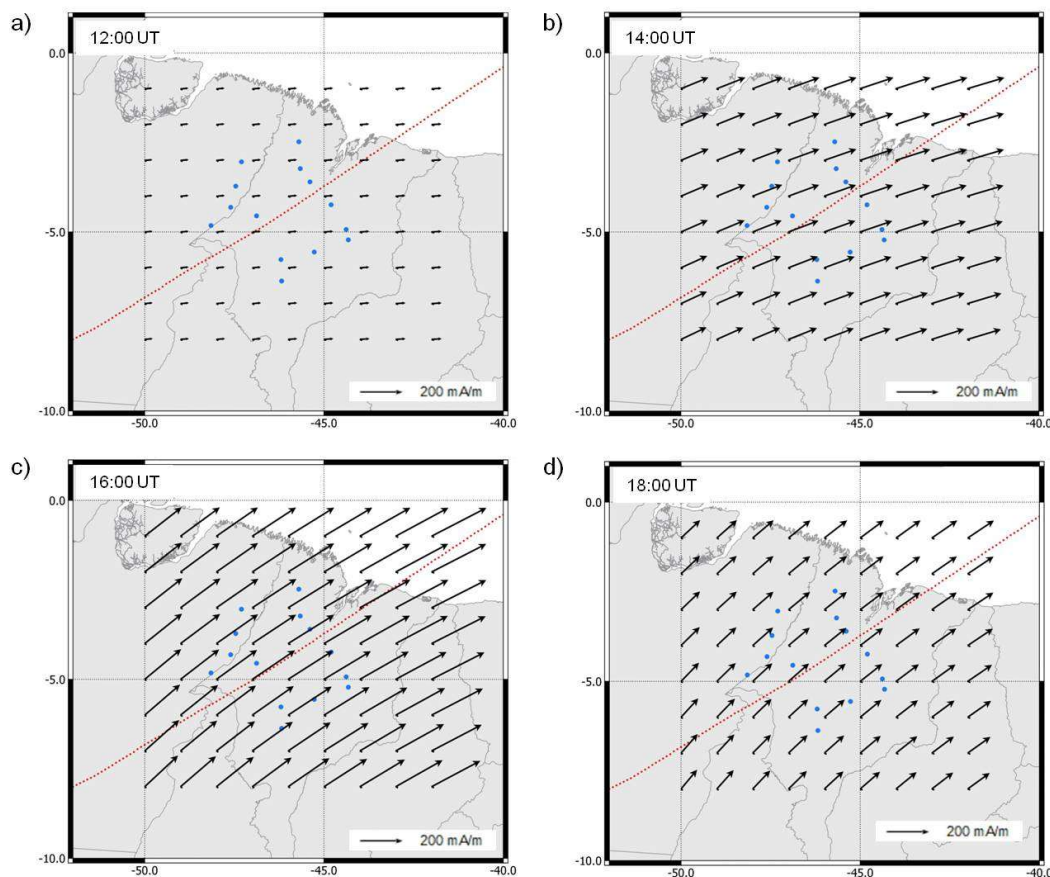
As setas em vermelho mostram os instantes em que foram observados os sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes a seguir.

Fonte: Produção do autor.

Pode-se observar, a partir da Figura 5.34, que a direção da densidade de corrente elétrica equivalente fornecida pelo método SECS apresenta direção e sentido compatíveis com aqueles esperados para o eletrojato equatorial. Às 12:00 UT, quando as correntes do eletrojato ainda não estão desenvolvidas, a densidade de corrente é pequena e aponta na direção leste-oeste. À medida que se aproxima o meio-dia local (em torno de 15:00 UT) as correntes se tornam mais intensas e apontam em direção aproximadamente paralela àquela do equador magnético para a época em que foram realizadas as medidas. Esse paralelismo é particularmente válido para as regiões onde se situam os magnetômetros no solo. Novamente em horários mais distantes do meio-dia local (18:00 UT), as correntes perdem intensidade

e começam a perder o paralelismo em relação à direção do eletrojato equatorial. Além disso, a amplitude estimada pelo método SECS para esta densidade de corrente elétrica equivalente é da ordem de 200 mA/m. Esse resultado está em acordo com a amplitude estimada a partir de medidas realizadas por satélites para o eletrojato equatorial (Swarm A e C, CHAMP), que apresentaram média da ordem de 150 mA/m próximo ao meio-dia local (ZHOU et al., 2016).

Figura 5.34 – Estimativa dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes sobre a região equatorial, obtidos a partir do método SECS, para 23/01/1991.



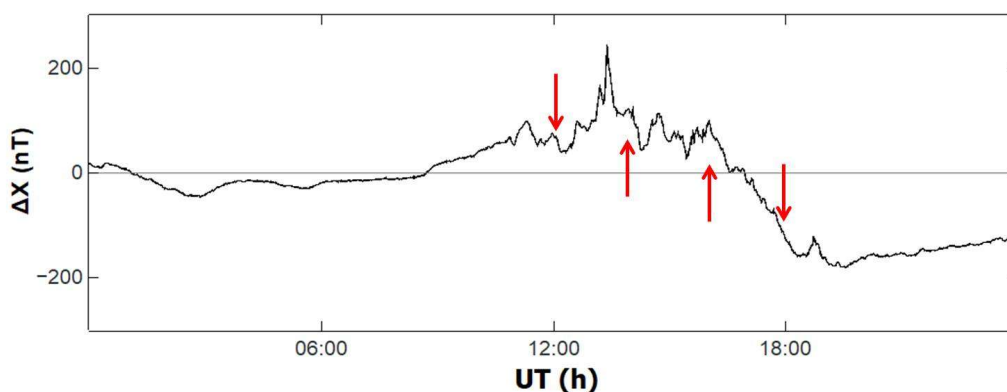
A densidade de corrente elétrica equivalente foi obtida a partir do método SECS, para vários instantes, e tem seu comportamento sinalizado pelos vetores, com unidade de medida em mA/m. Os magnetômetros são mostrados em azul e a linha tracejada mostra a localização geográfica do equador magnético para a época da aquisição de dados obtida a partir do IGRF. Dados: território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); localização do arranjo de magnetômetros – Rigoti et al. (1999);

Fonte: Produção do autor.

O mesmo estudo foi realizado para o dia perturbado de 27/11/1990 e foram obtidas as densidades de correntes elétricas ionosféricas equivalentes para este dia, cujo índice *Dst* atingiu -135 nT. A partir da Figura 5.35 pode-se observar que a variação dos dados do campo geomagnético para a componente X atinge uma amplitude máxima de 240 nT, às 13:23 UT, na região equatorial brasileira. São também sinalizados na Figura 5.35, pelas setas em vermelho, os horários para os quais são exibidas as densidades de correntes elétricas ionosféricas equivalentes da Figura 5.36.

Observa-se na Figura 5.36 que o sistema de correntes é bastante distinto daquele do dia calmo. As densidades de corrente são menos intensas que aquelas mostradas na Figura 5.34 e sua direção principal não é paralela à do equador magnético, modificando-se em cada horário observado. Deve-se considerar que o sistema de correntes do eletrojato domina a ionosfera equatorial apenas durante períodos geomagneticamente calmos. Em períodos perturbados, porém, a injeção de correntes desde a região auroral modifica completamente o padrão de correntes ionosféricas dos períodos calmos. Um outro aspecto é que a metodologia foi desenvolvida para avaliar sistemas de correntes em larga escala (largas áreas em latitude e longitude). Como nossas estações na superfície estão muito próximas, o sistema de correntes elétricas equivalentes na ionosfera fornece apenas uma informação espacialmente limitada do sistema de correntes regional.

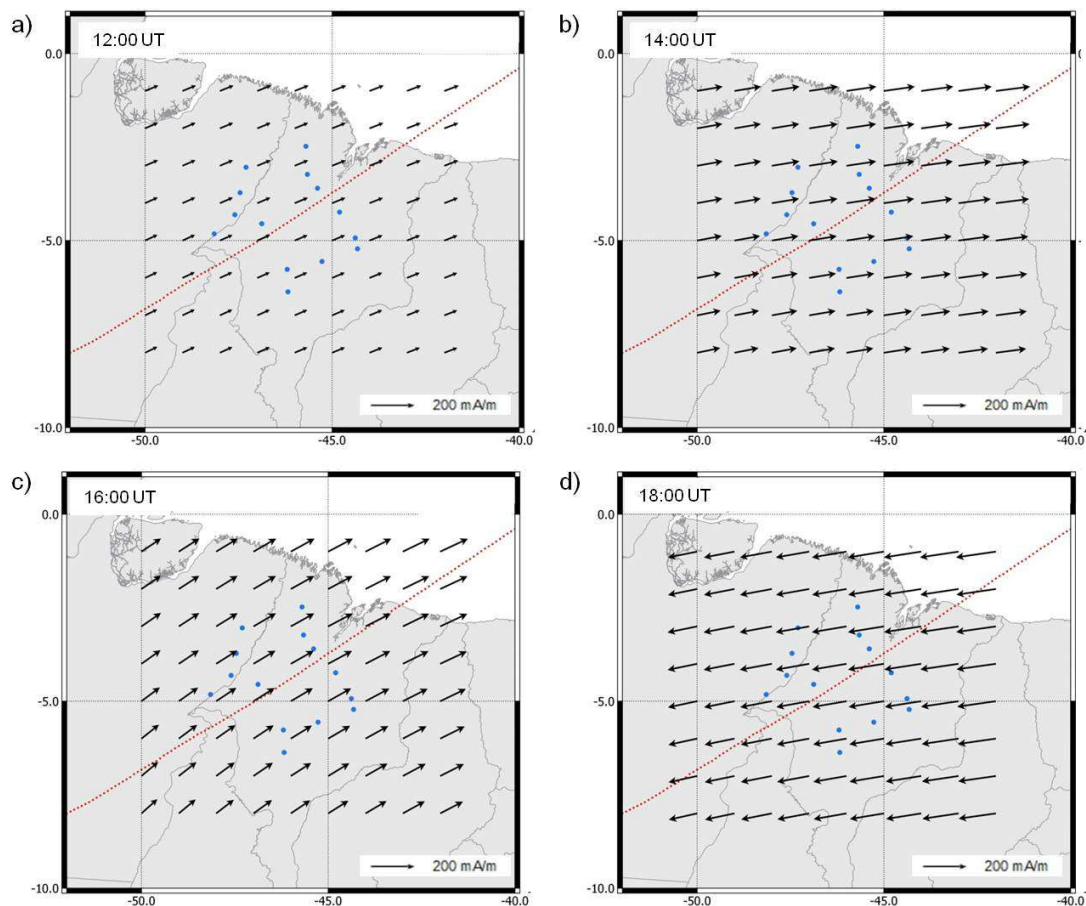
Figura 5.35 – Variação da componente X do campo geomagnético para o dia 27/11/1990.



As setas em vermelho mostram os instantes em que foram observados os sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes a seguir.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.36 – Estimativa dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes sobre a região equatorial, obtidos a partir do método SECS, para 27/11/1990.



A densidade de corrente elétrica equivalente foi obtida a partir do método SECS, para vários instantes, e tem seu comportamento sinalizado pelos vetores, com unidade de medida em mA/m. Os magnetômetros são mostrados em azul e a linha tracejada mostra a localização geográfica do equador magnético para a época da aquisição de dados obtida a partir do IGRF. Dados: território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); localização do arranjo de magnetômetros – Rigoti et al. (1999);

Fonte: Produção do autor.

5.3.2 Sistemas de correntes ionosféricas equivalentes derivados a partir do método SCHA

O método SCHA realiza a expansão em harmônicos esféricos do potencial V sobre uma calota esférica e pode fornecer tanto a componente externa quanto a interna do campo geomagnético, em uma região escolhida. Para

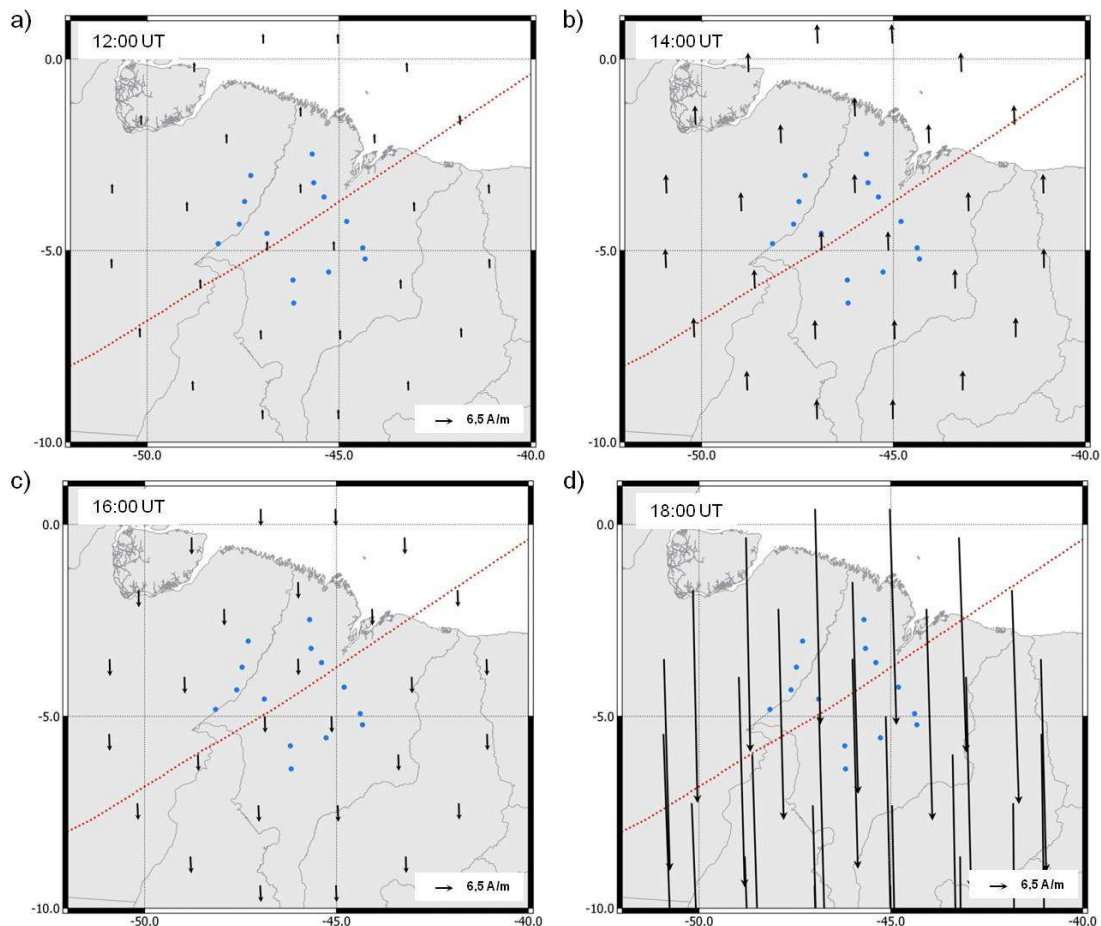
obter os sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes, a partir do método SCHA, foram utilizados como parâmetros de entrada a variação diurna das componentes X e Y do campo geomagnético e as posições dos magnetômetros que adquiriram estas medidas para o mesmo evento estudado com o método SECS.

Enquanto o método SECS estima os sistemas de corrente equivalentes considerando que eles estejam localizados imediatamente acima da superfície terrestre, o método SCHA pode estimá-los em altitudes diferentes, já que este é um dos parâmetros de entrada do método. Assim, foram testadas diferentes altitudes para o cálculo da densidade de corrente elétrica ionosférica equivalente. É mostrado na Figura 5.37 o resultado obtido para a altitude de 100 km, no dia perturbado de 27/11/1990, durante os mesmos horários da Figura 5.36.

Observa-se que, assim como no resultado obtido a partir do método SECS para o mesmo dia e horários, a densidade de corrente elétrica calculada não apresenta direção paralela à do equador magnético durante o período diurno, apontando na direção NS, sem se alterar. Além disso, a amplitude obtida apresenta intensidade maior que aquela obtida a partir do método SECS para este dia. É ainda necessário considerar que, apesar de ocorrer durante o período diurno, estes sistemas de correntes elétricas não são dominados pelo Eletrojato Equatorial, já que estão associados a um período perturbado, quando há modificação dos padrões de correntes ionosféricas devido à injeção de correntes desde a região auroral.

Além disso, o método SCHA foi desenvolvido para o estudo de sistemas de correntes de média e larga escala. Como as estações do arranjo utilizado neste estudo estão posicionadas muito próximas na superfície terrestre, o sistema de correntes elétricas equivalentes na ionosfera fornece apenas uma informação espacialmente limitada do sistema de correntes regional.

Figura 5.37 – Estimativa dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes sobre a região equatorial, obtidos a partir do método SCHA, para 27/11/1990.



A densidade de corrente elétrica equivalente foi obtida a partir do método SECS, para vários instantes, e tem seu comportamento sinalizado pelos vetores, com unidade de medida em mA/m. Os magnetômetros são mostrados em azul e a linha tracejada mostra a localização geográfica do equador magnético para a época da aquisição de dados obtida a partir do IGRF. Dados: território – Base cartográfica contínua, ao milionésimo (IBGE, DGC, 2014); localização do arranjo de magnetômetros – Rigoti et al. (1999); Fonte: Produção do autor.

5.3.3 Comparação entre os métodos SECS e SCHA

Ao comparar os métodos SECS e SCHA, podem-se observar algumas diferenças. Os métodos SECS e SCHA realizam a interpolação do campo geomagnético para cada instante isoladamente, mas, no caso do método SECS, foi possível elaborar um código que utilizasse como parâmetros de

entrada as séries temporais das variações das componentes do campo geomagnético e fornecesse como resultado interpolações para séries temporais destas mesmas variações nos locais desejados.

Além de fornecer o campo interpolado em um local desejado sobre a superfície terrestre, os dois métodos podem ser utilizados para realizar a separação das componentes interna e externa do campo geomagnético. Esta separação de componentes pode ser importante ao se estudar anomalias de pequena escala que apresentem grandes contrastes na estrutura de condutividade do solo. Além disso, a separação de componentes também pode ser importante para se compreender melhor as variações geomagnéticas com origem estritamente externa e obter informações sobre a estrutura de condutividade elétrica abaixo do solo (PULKKINEN et al., 2003b).

Apesar de não ter sido aplicada neste trabalho, a separação das componentes internas e externas do campo geomagnético pode ser realizada a partir dos dois métodos de interpolação. No caso do método SECS, além do sistema de correntes elétricas equivalentes, posicionado na altitude da ionosfera (100 km), é usado também um outro sistema de correntes elétricas equivalentes, posicionado abaixo da superfície terrestre, que representa a contribuição da variação do campo geomagnético associada às correntes induzidas no solo. A associação destes dois sistemas de correntes elétricas equivalentes é aplicada ao método, possibilitando a separação das componentes interna e externa (PULKKINEN et al., 2003b). No caso do método SCHA, a separação das componentes é intrínseca ao método, como pode ser observado a partir da Equação (3.4). Assim, posiciona-se uma calota esférica acima da superfície terrestre e outra abaixo dela, na altitude e profundidade desejadas. A expansão em harmônicos esféricos será então realizada considerando-se estas duas superfícies (HAINES, 1985; HAINES; TORTA, 1994).

Já a estimativa de sistemas de correntes elétricas equivalentes pode ser obtida a partir dos dois métodos (SECS e SCHA). No caso do método SECS,

obtem-se como resultado apenas uma estimativa qualitativa dos sistemas de correntes elétricas equivalentes, pois são calculados a partir da rotação em 90° no sentido horário das variações das componentes do campo geomagnético e o resultado é multiplicado por $2/\mu_0$. No método SCHA, obtém-se além da estimativa de comportamento, as amplitudes dos sistemas de correntes elétricas equivalentes.

Observou-se, neste trabalho, que o método SECS forneceu comportamento e amplitude mais próximos àquele esperado para a região equatorial brasileira, durante um período calmo, como pode ser observado a partir da Figura 5.34. No caso do período perturbado, nenhum dos dois métodos é capaz de fornecer uma estimativa do comportamento de sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes que possam representar adequadamente o comportamento dos sistemas ionosféricos reais, já que estas estimativas são obtidas através das medidas do campo geomagnético nestes períodos. Estas variações do campo geomagnético estão associadas a mudanças tanto em sistemas de correntes elétricas ionosféricas quanto magnetosféricas. Além disso, no caso do método SCHA, as estimativas obtidas não apresentaram grandes mudanças no comportamento fornecido para os sistemas de correntes elétricas equivalentes em diferentes horários, cujos vetores representativos apontavam sempre na mesma direção, apontando para o norte ou sul geográfico, como se observa na Figura 5.37.

Foi possível concluir, a partir deste estudo, que o método SECS apresenta melhor adaptação a regiões de pequena extensão quando comparado ao método SCHA. Além disso, o método SECS apresenta maior facilidade de implementação e utilização do que o método SCHA. Conforme anteriormente discutido, a nossa concentração de magnetômetros na superfície em área espacialmente bastante limitada dificulta a visualização do sistema regional de correntes.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As GIC são um dos efeitos das tempestades geomagnéticas observados no solo e podem, por exemplo, causar problemas e danos a sistemas tecnológicos e de transmissão elétrica (PIRJOLA, 2002). Foram expostas aqui as características básicas da magnetosfera, ionosfera e dos sistemas de correntes ionosféricas que, durante períodos de tempestades geomagnéticas, causam variações no campo geomagnético observado na superfície terrestre, induzindo campos elétricos que levam à ocorrência das GIC (PULKKINEN et al., 2001). Foram também abordadas as principais características e os efeitos que podem ser observados quando as GIC percorrem sistemas de transmissão.

Abordaram-se também os métodos SCHA e SECS, que podem ser utilizados para derivar sistemas equivalentes das correntes elétricas posicionadas na ionosfera, com base em dados obtidos por magnetômetros na superfície da Terra; os cálculos para o campo geoeletrico e suas devidas considerações; além do método Lehtinen-Pirjola (LEHTINEN; PIRJOLA, 1985) para o cálculo das GIC em sistemas discretos, como as linhas de transmissão de energia.

Para estimar e comparar as amplitudes das GIC e seus efeitos em regiões de diferentes latitudes, esta Tese de Doutorado propôs a utilização do método SECS. Para tanto, foram utilizados os bancos de dados exposto no Capítulo 5, para derivar sistemas de correntes elétricas equivalentes posicionados na ionosfera durante períodos geomagneticamente perturbados. A partir da derivação desse sistema equivalente de correntes elétricas, foi realizada a interpolação do campo geomagnético para a região em que se desejava estudar as GIC. Dispondo-se de informações sobre a estrutura de condutividade elétrica do solo na região a ser estudada e do campo geomagnético interpolado, calculou-se o campo geoeletrico, de acordo com a discussão proposta na Seção 3.2. Finalmente, com as informações do sistema de transmissão em que se deseja estimar as GIC e com o campo geoeletrico calculado, foi aplicado o método Lehtinen-Pirjola (LEHTINEN; PIRJOLA, 1985), exposto na Seção 3.3, para calcular a amplitude das GIC

durante um período de tempestade geomagnética.

Outra importante aplicação dos métodos de interpolação SECS e SCHA é a possibilidade de estimar o comportamento e amplitude dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes durante períodos geomagneticamente perturbados.

Os resultados obtidos neste trabalho mostraram que o método SECS foi capaz de reproduzir o comportamento das GIC medidas em Itumbiara durante um evento geomagnético de forma satisfatória, apresentando melhor concordância nos intervalos de tempo em que as GIC apresentavam maior amplitude. Também observou-se que o método é adequado tanto a arranjos de magnetômetros densos, como o utilizado na validação do código para o método SECS, quanto a arranjos mais esparsos, como o utilizado para realizar a interpolação do campo geomagnético que foi utilizado para realizar a estimativa das GIC em Itumbiara. Por outro lado, o método não foi tão eficiente para interpolar o campo geomagnético na região auroral canadense devido ao número reduzido e grande distância entre os observatórios geomagnéticos disponíveis no solo. Nesse caso, a grande variabilidade do campo geomagnético na região auroral necessita uma grande concentração de magnetômetros para se obter uma interpolação mais adequada.

Ao se calcular as GIC para a região equatorial brasileira, obteve-se maior amplitude (7,70 A) durante o Evento 3, que apresentou variações do campo geomagnético mais rápidas do que as observadas nos outros eventos geomagnéticos estudados. Esse resultado foi obtido considerando o modelo mais resistivo de distribuição de condutividades sob a Bacia do Parnaíba. Ao estimar as GIC para a região auroral canadense, não foi possível fazê-lo para todos os Eventos, pois não havia dados suficientes para se realizar a interpolação desejada. Assim, foi estudado apenas o Evento 1. A partir dos resultados obtidos, foi possível comparar as GIC deste Evento para a região auroral canadense e a região equatorial brasileira. Concluiu-se que as GIC estimadas para a região equatorial brasileira apresentaram intensidade menor (3,83 A) que aquelas da região auroral canadense (11,88 A). Isso já é

esperado, pois a amplitude das variações do campo geomagnético em altas latitudes é maior que as observadas em latitudes equatoriais devido à maior influência do eletrojato auroral. Também contribui o fato de que a condutância crustal na região canadense onde foi estimada a GIC ser menor que na região equatorial brasileira.

Os valores de GIC estimados são relativamente baixos, considerando aqueles já medidos/modelados no país durante outras tempestades magnéticas. De acordo com os padrões de confiabilidade para operação de redes de transmissão de energia estabelecidos pelo IEEE (2015), correntes elétricas DC dessa ordem têm influência insignificante nos transformadores das linhas de transmissão de energia. Seu principal efeito poderia ser converter os transformadores em fontes harmônicas, interferindo em outros instrumentos das redes elétricas, especialmente nos relés de proteção (GUREVICH, 2016). No entanto, deve-se notar que as tempestades estudadas tiveram amplitudes que não se comparam com as grandes tempestades registradas no passado e que produziram as GIC de maior monta relatadas anteriormente para o Brasil (TRIVEDI et al., 1997; BARBOSA et al., 2015a).

A estimativa para os sistemas de correntes elétricas ionosféricas equivalentes foi obtida apenas para a região equatorial brasileira, durante o Evento 1, utilizando-se para este objetivo tanto o método SECS quanto o SCHA. Foi possível observar que os resultados obtidos a partir do método SECS foram capazes de mostrar uma tendência para o comportamento da densidade de corrente elétrica ionosférica equivalente, mas aparentemente o mesmo não pôde ser obtido a partir do método SCHA. Em ambos os casos, supõe-se que seria necessário uma maior quantidade de dados geomagnéticos distribuídos em uma maior área para que se pudesse avaliar o comportamento regional das correntes ionosféricas durante a tempestade.

Vários estudos já demonstraram a importância de se estimar a amplitude das GIC durante tempestades magnéticas mesmo em regiões de médias e baixas latitudes. A disponibilidade do arranjo de magnetômetros na região

equatorial brasileira permitiu um estudo inédito sobre as características dessas correntes nessa região. Infelizmente, não houve uma tempestade de porte significativo nesse período que pudesse gerar correntes elétricas mais elevadas. A comparação direta com a região auroral também é prejudicada pelo número pequeno de magnetômetros operando na região canadense durante o período estudado e pela diferença em condutividade elétrica no interior da Terra entre as duas regiões. De qualquer forma, a metodologia proposta pode ser aplicada a eventos geomagnéticos mais recentes, permitindo estimar as GIC a partir de arranjos densos e esparsos em diferentes regiões de baixas e médias latitudes. Outros estudos que podem ser realizados com essa metodologia incluem alterar o número de conexões da linha de transmissão utilizada para as estimativas e modificar a função densidade de corrente que o método SECS utiliza para averiguar sua adaptabilidade à região de baixas e médias latitudes. Outros aspectos cruciais são a retomada e expansão das medidas diretas de GIC em linhas de transmissão de energia e o desenvolvimento de modelos 3D para a estrutura de condutividade elétrica no país para avaliar seus efeitos na estimativa das GIC.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

AMM, O. Ionospheric elementary current systems in spherical coordinates and their application. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v 49, p. 947-955, 1997.

AMM, O.; VILJANEN, A. Ionospheric disturbance magnetic field continuation from the ground to the ionosphere using spherical elementary current systems. **Earth Planets Space**, v. 51, p. 431-440, 1999.

ARORA, B.R.; PADILHA, A.L.; VITORELLO, I.; TRIVEDI, N.B.; FONTES, S.L.; RIGOTI, A.; CHAMALAUN, F.H. 2-D geoelectrical model for the Parnaíba Basin conductivity anomaly of northeast Brazil and tectonic implications. **Tectonophysics**, v. 302, p. 57-69, 1999.

BARBOSA, C.S.; HARTMANN, G.A.; PINHEIRO, K.J. Numerical modeling of geomagnetically induced currents in a Brazilian transmission line. **Advances in Space Research**, v. 55, n. 4, p. 1168-1179, 2015a.

BARBOSA, C.; ALVES, L.; CARABALLO, R.; HARTMANN, G. A.; PAPA, A. R. R.; PIRJOLA, R. Analysis of geomagnetically induced currents at a low-latitude region over the solar cycles 23 and 24: comparison between measurements and calculations. **Journal of Space Weather and Space Climate**, v. 5, n. A35, 2015b. DOI: 10.1051/swsc/2015036.

BARLOW, W. H. On the spontaneous electrical currents observed in the wires of the electric telegraph. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London (1776-1886)**, v. 139, p. 61-72, 1849. DOI: 10.1098/rstl.1849.0006. Disponível em: <<https://archive.org/details/philtrans03456887>>.

BAUMJOHANN, W.; TREUMANN, R. A. **Basic space plasma physics**. London: World Scientific, 1997.

BEGGAN, C.D. Sensitivity of geomagnetically induced currents to varying auroral electrojet and conductivity models. **Earth, Planets and Space**, v. 67, 2015. DOI:10.1186/s40623-014-0168-9.

BERDICHEVSKY, M. N.; DMITRIEV, V. I. **Models and methods of magnetotellurics**. Berlin: Springer-Verlag, 2008.

BOLDUC, I. GIC observations and studies in the Hydro-Quebec power system. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, p.1793-1802, 2002.

BOLOGNA, M.S.; PADILHA, A.L.; PADUA, M.B.; VITORELLO, I.; CHAMALAUN, F. H. Paraguay Araguaia belt conductivity-anomaly: a fundamental tectonic boundary in South American Platform imaged by electromagnetic induction surveys. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 15, p. 509-515, 2014.

BOTELER, D. H. Geomagnetically induced currents: present knowledge and future research. **IEEE Transactions on Power Delivery**, v. 9, n. 1, p. 50-58, 1994.

BOTELER, D. H.; PIRJOLA, R. J.; NEVANLINNA, H. The effects of geomagnetic disturbances on electrical systems at the Earth's surface. **Advances in Space Research**, v. 22, n. 1, p. 17-27, 1998.

CAMPBELL, W. H. **Introduction to geomagnetic fields**. United States of America: Cambridge University Press, 1997.

CAMPBELL, W. H. **Introduction to geomagnetic fields**. 2. ed. United States of America: Cambridge University Press, 2003.

CARABALLO, R.; BETTUCCI, L. S.; TANCREDI, G. Geomagnetically induced currents in the Uruguayan high-voltage power grid. **Geophysical Journal International**, v. 195, p. 844-853, 2013.

CARRINGTON, R. C. Description of a singular appearance seen in the Sun on September 1, 1859. **Monthly Notices of the Royal Astronomical Society**. v. 20, p. 13-15, nov/1859. Disponível em: <http://adsbit.harvard.edu/cgi-bin/nph-article_query?bibcode=1859MNRAS..20...13C>.

CHAMALAUN, F. H.; WALKER, R. A microprocessor based digital fluxgate magnetometer for geomagnetic deep sounding studies, **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 34, p. 491-507, 1982.

CHAVE, A. D.; WEIDELT, P. The theoretical basis for electromagnetic induction. In: CHAVE, A. D.; JONES, A. G (Eds.). **The magnetotelluric method: theory and practice**. New York, United States of America: Cambridge University Press, 2012. ISBN 978-0-521-81927-5.

DAGLIS, I. A.; THORNE, R. M.; BAUMJOHANN, W.; ORSINI, S. The terrestrial ring current: origin, formation and decay. **Reviews of Geophysics**, v. 37, n. 5, p. 407-438, Nov. 1999.

DENARDINI, C.M.; CHEN, S.S.; RESENDE, L.C.A.; MORO, J.; BILIBIO, A.V.; FAGUNDES, P.R.; GENDE, M.A.; CABRERA, M.A.; BOLZAN, M.J.A.; PADILHA, A.L.; SCHUCH, N.J.; HORMAECHEA, J.L.; ALVES, L.R.; BARBOSA NETO, P.F.; NOGUEIRA, P.A.B.; PICANÇO, G.A.S.; BERTOLLOTTO, T.O. The Embrace magnetometer network for South America: network description and its qualification. **Radio Science**, v. 53, n. 3, p. 288-302, 2018.

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

FIORI, R. A. **Pacote de códigos computacionais em linguagem IDL baseado no método SCHA (Spherical Harmonic Analysis)** [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por <erica.monteiro.diogo@gmail.com>, em 10 ago. 2016.

FUKUSHIMA, N. Generalized theorem for no ground magnetic effect of vertical currents connected with Pedersen currents in the uniform-conductivity ionosphere. **Report of Ionosphere and Space Research in Japan**, v. 30, n. 1-2, p. 35-40, 1976.

GERMAN RESEARCH CENTRE FOR GEOSCIENCES – GFZ POTSDAM. **Indices of Global Geomagnetic Activity**. Disponível em: <<https://www.gfz-potsdam.de/en/kp-index/>>. Acesso em: 01 jun. 2015.

GRANDIS, H. An Alternative algorithm for one-dimensional magnetotelluric response calculation. **Computer & Geosciences**, v. 25, p. 119-125, 1999.

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

GONZALEZ, A. L. C.; GONZALEZ, W. D. Local-time variations of geomagnetic disturbances during intense geomagnetic storms and possible association with their interplanetary causes. **Advances in Space Research**, v. 51, n. 10, p. 1924-1933, maio 2013. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117712006801>>.

GRIFFITHS, D. J. **Introduction to electrodynamics**. 3. ed. [S.l.]: Prentice Hall, 1999. ISBN 013805326X.

GUREVICH, V. Solar storms: what is the risk to power transformers? **EE Publishers (Pty) Ltda**, p. 25–27, 2016.

HAINES, G. V. Spherical cap harmonic analysis. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, n. B3, p. 2583-2591, 1985.

HAINES, G. V. Computer programs for spherical cap harmonic analysis of potential and general fields. **Computer & Geosciences**, v. 14, n. 4, p. 413-417, 1988.

HAINES, G.V.; TORTA, J.M. Determination of equivalent current sources from spherical cap harmonic models of geomagnetic field variations. **Geophysical Journal International**, v. 118, p. 499-514, 1994.

HANSLMEIER, A. **The Sun and space weather**. 2. ed. Dordrecht, The Netherlands: Springer, 2007. 324 p. ISBN 978-1-4020-5604-8.

HEBER, B.; SANDERSON, T. R.; ZHANG, M. Corotating interaction regions. **Advances in Space Research**, v. 23, n. 3, p. 567-579, 1999.

HOWARD, T. **Coronal mass ejections: an introduction**. New York, United States of America: Springer, 2011. 267 p. ISBN 978-1-4419-8789-1.

INSTITUTE OF ELECTRICAL AND ELECTRONIC ENGINEERING – IEEE. **C57 + 163/2015**: guide for establishing power transformer capability while under geomagnetic disturbances. 2015. 50 p. DOI:10.1109/IEEESTD.2015.7286929..

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE; DIRETORIA DE GEOCIÊNCIAS – DGC. **Base cartográfica contínua, ao milionésimo – BCIM: versão 4.0**. Rio de Janeiro: IBGE, 2014.

ISENBERG, P. A. The Solar wind. In: JACOBS, J. A (Ed.). **Geomagnetism – v. 4**. Belfast, Northern Ireland: Academic Press, 1991. ISBN 0-12-378671-4.

KAPPENMAN, J.G. An overview of the impulsive geomagnetic field disturbances and power grid impacts associated with the violent Sun-Earth connection events of 29–31 October 2003 and a comparative evaluation with other contemporary storms. **Space Weather**, v. 3, S08C01, 2005. DOI:10.1029/2004SW000128.

KAPPENMAN, J. G.; ALBERTSON, V. D. Bracing for the geomagnetic storms. **IEEE Spectrum**, p. 27-33, Mar. 1990.

KELLEY, M. C. **The Earth's ionosphere**: plasma physics and electrodynamics. 2. ed. United States of America: Elsevier, 2009. ISBN 978-0-12-088425-4.

KOSKINEN, H. E. J. **Physics of space storms**. Berlin, Germany: Springer-Verlag, 2011. 429 p. ISBN 978-3-642-00319-6.

LAM, H. -L.; BOTELER, D. H.; TRICHTCHENKO, L. Case studies of space weather events from their launching on the Sun to their impacts on power systems on the Earth. **Annales Geophysicae**, v. 20, p. 1073-1079, 2002.

LE, G.; SLAVIN, J. A.; STRANGWAY, R. J. Space Technology 5 observations of the imbalance of regions 1 and 2 field-aligned currents and its implications to the cross-polar cap Pedersen currents. **J. Geophys. Res.**, v. 115, 2010. A07202, doi: 10.1029/2009JA014979.

LEHTINEN, M.; PIRJOLA, R. Currents produced in earthed conductors networks by geomagnetically-induced electric fields. **Annales Geophysicae**, v. 3, n. 4, p. 479-484, 1985.

LINDAHL, S. **Effect of geomagnetically induced currents on protection systems**. Elforsk, Stockholm: [S.n.], 2003. Report 03:34.

LIU, C. -M.; LIU, L.-G.; PIRJOLA, R.; WANG, Z. -Z. Calculation of geomagnetically induced currents in mid- to low-latitude power grids based on the plane wave method: a preliminary case study, **Space Weather**, v. 7, S04005, 2009. DOI:10.1029/2008SW000439.

LOVE, J. J.; REMICK, K. J. Magnetic Indices. In: GUBBINS, D.; HERRERO-BERVERA, E. (Eds.). **Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism**. Dordrecht: Springer, 2007, p. 509-512. Disponível em: <https://geomag.usgs.gov/downloads/publications/Magnetic_Indices.pdf>. Acesso em: 22 out. 2014.

MACMILLAN, S.; MAUS, S. International geomagnetic reference field – the tenth generation. **Earth Planets Space**, v. 57, p. 1135-1140, 2005.

MARTI, L.; YIU, C.; REZAEI-ZARE, A.; BOTELER, D. Simulation of geomagnetically induced currents with piecewise layered-earth models. **IEEE Transactions on Power Delivery**, v. 29, p. 1886-1893, 2014.

MAYAUD, P. N. **Derivation, meaning and use of geomagnetic indices**. Washington, United States of America: American Geophysical Union, 1980. 154 p. ISBN 0-87590-022-4.

MINISTÉRIO DOS TRANSPORTES, PORTOS E AVIAÇÃO CIVIL. **Base de dados georreferenciados PNLT 2010**: dados de oferta. Disponível em: <http://www.transportes.gov.br/conteudo/2822-base-de-dados-georreferenciados-pnlt-2010.html>. Acesso em: 23 fev. 2016.

MOLINSKI, T. S. Why utilities respect geomagnetically induced currents. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, p. 1765-1778, 2002.

MOUSSAS, X.; POLYGIANNAKIS, J. M.; PREKA-PAPADEMA, P.; EXARHOS, G. Solar cycles: a tutorial. **Advances in Space Research**, v. 35, n. 5, p. 725-738, 2005.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **NASA images**. Disponível em: http://www.nasa.gov/images/content/144051main_ButterflyDiagramLG.jpg. Acesso em: 17 out. 2014a.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **NASA cosmicopia**: – Sun-Earth's magnetosphere. Disponível em: <http://helios.gsfc.nasa.gov/magneto.html>. Acesso em: 18 out. 2014b.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). **Space Weather Prediction Center**: The K index. Disponível em: <<http://www.swpc.noaa.gov/info/Kindex.html>>. Acesso em: 23 out. 2014.

NATURAL RESOURCES CANADA - NRCAN. **Canadian magnetic Observatories**. Disponível em: <http://www.geomag.nrcan.gc.ca/obs/default-en.php>. Acesso em: 29 maio 2015.

NGWIRA, C. M.; MCKINNEL, L.A.; CILLIERS, P. J.; VILJANEN, A.; PIRJOLA, R. Limitations of the modeling of geomagnetically induced currents in the South African power network. **Space Weather**, v. 7, S10002, 2009. DOI: 10.1029/2009SW000478.

NGWIRA, C.M.; PULKKINEN, A. An overview of science challenges pertaining to our understanding of extreme geomagnetically induced currents. In: BUZULUKOVA, N. (Ed). **Extreme events in geospace: origins, predictability, and consequences**. Berlin: Springer. 2018, p. 187-208. DOI: 10.1016/B978-0-12-812700-1.00008-X.

OFFICE OF THE FEDERAL COORDINATOR FOR METEOROLOGY (OFCM). **National Space Weather Program: strategic plan, 1995**. Disponível em: <<http://www.ofcm.gov/nswp-sp/pdf/NSWP-SP-1995-scan.pdf>>. Acesso em: 27 out. 2014.

PADILHA, A.L.; VITORELLO, I.; PADUA, M.B.; FUCK, R.A. Cryptic signatures of Neoproterozoic accretionary events in northeast Brazil imaged by magnetotellurics: implications for the assembly of West Gondwana. **Tectonophysics**, v. 699, p. 164-177, 2017.

PARKER, E. N. Dynamical theory of the solar wind. **Space Science Reviews**, v. 4, n. 5-6, p. 666-708, 1965.

PARKINSON, W. D. **Introduction to geomagnetism**. Edinburgh, Scotland: Scottish Academic, 1983. 433p. ISBN 7073-0292-7.

PERRONE, L.; DE FRANCESCHI, G. Solar, ionospheric and geomagnetic indices. **Annali di Geofisica**, v. 41, n. 5-6, p. 843-855, 1998.

PIRJOLA, R. Induction in power transmission lines during geomagnetic disturbances. **Space Science Reviews**, v. 35, p. 185-193, 1983.

PIRJOLA, R. Geomagnetically induced currents in the Finnish 400 kV power transmission system. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 53, p. 214-220, 1989.

PIRJOLA, R.; VILJANEN, A. Complex image method for calculating electric and magnetic fields produced by an auroral electrojet of finite length. **Annales Geophysicae**, v. 16, p. 1434-1444, 1998.

PIRJOLA, R. Geomagnetically induced currents during magnetic storms. **IEEE Transactions on Plasma Science**, v. 28, n. 6, 2000.

PIRJOLA, R.; VILJANEN, A.; PULKKINEN, A.; AMM, O. Space weather risk in power systems and pipelines. **Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial and Planetary Science**, v. 25, n. 4, p. 333-337, 2000.

PIRJOLA, R. Review on the calculation of surface electric and magnetic fields and of geomagnetically induced currents in ground-based technological systems. **Surveys in Geophysics**, v. 23, p. 71-90, 2002.

PIRJOLA, R.; PULKKINEN, A.; VILJANEN, A. Studies of space weather effects on the finnish natural gas pipeline and on the finnish high-voltage power system. **Advances in Space Research**, v. 31, n. 4, p. 795-805, 2003.

PIRJOLA, R. Effects of space weather on high-latitude ground systems. **Advances in Space Research**, v. 36, p. 2231-2240, 2005.

PIRJOLA, R. **Techniques for modelling GIC**. São José dos Campos: INPE, 2014.

POTEMRA, T. A. Birkeland Currents in the Earth's Magnetosphere. **Astrophysics and Space Science**, v. 144, p. 155-169, 1988.

PULKKINEN, A.; PIRJOLA, R.; BOTELER, D.; VILJANEN, A.; YEGOROV, I. Modelling of space weather effects on pipelines. **Journal of Applied Geophysics**, v. 48, p. 233-256, 2001.

PULKKINEN, A.; AMM, O.; VILJANEN, A.; BEAR WORKING GROUP. Ionospheric equivalent current distributions determined with the method of spherical elementary current systems. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. A2, p. 1053, 2003a. DOI: 10.1029/2001JA005085.

PULKKINEN, A.; AMM, O.; VILJANEN, A., BEAR WORKING GROUP. Separation of the geomagnetic field variation on the ground into external and internal parts using the spherical elementary current system method. **Earth Planets Space**, v. 55, p. 117-129, 2003b.

PULKKINEN, A. **Geomagnetic induction during highly disturbed space weather conditions: Studies of ground effects**. 164 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finlandia, 2003. ISBN 952-10-1253-6.

PULKKINEN, T. Space weather: terrestrial perspective. **Living Reviews in Solar Physics**, v. 4, 60 p, 2007.

RANGARAJAN, G. K. Indices of geomagnetic activity. In: JACOBS, J. A (Ed.). **Geomagnetism** – v. 3. Belfast, Northern Ireland: Academic Press, 1989. ISBN 0-12-378671-3.

RAWAT, R.; ALEX, S.; LAKHINA, G. S. Storm-time characteristics of intense geomagnetic storms ($Dst \leq -200$ nT) at low latitudes and associated energetics. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 72, p. 1364-1371, Out. 2010.

RIGOTI, A.; CHAMALAUN, F.H.; TRIVEDI, N.B.; PADILHA, A.L. Characteristics of the Equatorial electrojet determined from an array of magnetometers in N-NE Brazil. **Earth Planets Space**, v. 51, p. 115–128, 1999.

SARMIENTO, K. V. E. **Estimativa da amplitude de correntes geomagneticamente induzidas em diferentes locais no Brasil durante tempestades magnéticas do ano de 2015**. 134 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil, 2018.

SAVIAN, J. F.; SILVA, M. R.; DAL LAGO, A.; MUNAKATA, K.; GONZALEZ, W. D.; SCHUCH, N. J. Análise de tempestades geomagnéticas super intensas e de estruturas do meio interplanetário relacionadas, através da observação de raios cósmicos de superfície de alta energia. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 23, n. 2, p. 173-179, 2005.

SCHULZ, M. Interplanetary sector structure and the heliomagnetic equator. **Astrophysics and Space Science**, v. 24, p. 371-383, 1973.

SCHUNK, R. W.; NAGY, A. F. **Ionospheres: physics, plasma physics, and chemistry**. 2. ed. New York, United States of America: Cambridge University Press, 2009. ISBN: 978-0-511-63489-5.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – SGB. **Bacias sedimentares**. Disponível em: <<http://geosgb.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 02 jan. 2018.

SIMPSON, F.; BAHR, K. **Practical magnetotellurics**. Cambridge, United Kingdom: University Press, 2005. ISBN 0-521-81727-7.

SOZOU, C.; WINDLE, D. W. The effect of a large ring current on the topology of the magnetosphere. **Planetary and Space Science**, v 18, p. 699-707, 1970.

SPRATT, J. E.; SKULSKI, T.; CRAVEN, J. A.; JONES, A.G.; SNYDER, D. B.; KIYAN, D. Magnetotelluric investigations of the lithosphere beneath the central Rae craton, mainland Nunavut, Canada. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 119, p. 2415–2439, 2014. DOI:10.1002/2013JB010221.

STATISTICS CANADA. **Boundary files, 2016 census**. Statistics Canada catalogue, n. 92-160-X, 2017. Disponível em: <https://www12.statcan.gc.ca/census-recensement/2011/geo/bound-limit/bound-limit-2016-eng.cfm>. Acesso em: 02 jan 2018.

TRIVEDI, N. B.; VITORELLO, I.; KABATA, W.; DUTRA, S. L. G.; PADILHA, A. L.; BOLOGNA, M. S.; PADUA, M. B. Geomagnetically induced currents in an electric power transmission system at low latitudes in Brazil: a case study. **Space Weather**, v. 5, S04004, 2007. DOI: 10.1029/2006SW000282.

TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D. The interplanetary causes of magnetic storms: a review. In: TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D.; KAMIDE, Y.; ARBALLO, J. K. (Eds.). **Magnetic storms**. AGU, 1997, p. 77- 89.

UNIVERSITY OF CALIFORNIA RIVERSIDE. UCR. **Space physics**: how does the solar wind affect the solar magnetic field?. Disponível em: http://spacephysics.ucr.edu/images/swq2_05.jpg. Acesso em: 18 out. 2014.

VATS, H. O. Interplanetary magnetic field and solar rotation. **Planetary and Space Science**, v. 63-64, p. 158-163, Abril 2012.

VILJANEN, A.; PIRJOLA, R. On the possibility of performing studies on the geoelectric field and ionospheric currents using induction in power systems. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 56, n. 11, p. 1483-1491, 1994.

VILJANEN, A. The relation between geomagnetic variations and their time derivatives and implications for estimation of induction risks. **Geophysical Research Letters**, v. 24, p. 631–634, 1997.

VILJANEN, A. relation of geomagnetically induced currents and local geomagnetic variations. **IEEE Transactions on Power Delivery**, v. 13, n. 4., 1998.

VILJANEN, A.; PULKKINEN, A.; AMM, O.; PIRJOLA, R.; KORJA, T.; BEAR WORKING GROUP. Fast computation of the geoelectric field using the method of elementary currents and planar Earth models. **Annales Geophysicae**, v. 22, p. 101-113, 2004.

VILJANEN, A.; PIRJOLA, R.; WIK, M.; ADAM, A.; PRACSER, E.; SAKHAROV, Y.; KATKALOV, J. Continental scale modelling of geomagnetically induced currents. **Journal of Space Weather and Space Climate**, v. 2, n. A17, 2012.

WIK, M.; VILJANEN, A.; PIRJOLA, R.; PULKKINEN, A.; WINTOFT, P.; LUNDSTEDT, H. Calculation of geomagnetically induced currents in the 400 kV power grid in southern Sweden. **Space Weather**, v. 6, S07005, 2008. DOI: 10.1029/2007SW000343.

WILCOX, J.M., SCHERRER, P. H.; SVALGAARD, L.; ROBERTS, W.O.; OLSON, R.H. Solar magnetic sector structure: relation to circulation of the Earth's atmosphere. **Science**, v. 180, n. 4082, p. 185-186, Abr. 1973.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o International Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a sequência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.