



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.02.17.17-TDI

## ANÁLISE DE PULSAÇÕES MAGNÉTICAS PC3 E PC4 NA REGIÃO DA ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL

Amanda Resende Piassi

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Antonio Lopes Padilha, e Lívia Ribeiro Alves, aprovada em 23 de março de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R35G8E>>

INPE  
São José dos Campos  
2018

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

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

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

**Membros:**

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

Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

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

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

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

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

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 Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.02.17.17-TDI

## ANÁLISE DE PULSAÇÕES MAGNÉTICAS PC3 E PC4 NA REGIÃO DA ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL

Amanda Resende Piassi

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Antonio Lopes Padilha, e Lívia Ribeiro Alves, aprovada em 23 de março de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R35G8E>>

INPE  
São José dos Campos  
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Piassi, Amanda Resende.

P573a      Análise de pulsações magnéticas Pc3 e Pc4 na região da anomalia magnética do Atlântico Sul / Amanda Resende Piassi. – São José dos Campos : INPE, 2018.  
              xxiv + 112 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.02.17.17-TDI)

Dissertação (Mestrado 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. Anomalia magnética do Atlântico Sul. 2. Pulsações geométricas Pc3 e Pc4. 3. Condutividade ionosférica. 4. Guia de ondas Terra-Ionosfera. I.Título.

CDU 52-563:550.388

---



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): **Amanda Resende Plassi**

Título: "ANÁLISE DE PULSAÇÕES MAGNÉTICAS PC3 E PC4 NA REGIÃO DA ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Mestre** em **Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre**

Dr. Marcelo Magalhães Fares Saba



\_\_\_\_\_  
**Presidente / INPE / SJCampos - SP**

**Participação por Vídeo - Conferência**

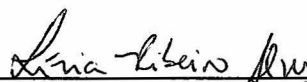
Dr. Antonio Lopes Padilha



\_\_\_\_\_  
**Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP**

**Participação por Vídeo - Conferência**

Dra. Livia Ribeiro Alves



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

**Participação por Vídeo - Conferência**

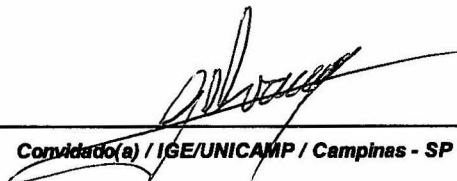
Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra



\_\_\_\_\_  
**Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP**

**Participação por Vídeo - Conferência**

Dr. Gelvam André Hartmann



\_\_\_\_\_  
**Convidado(a) / IGE/UNICAMP / Campinas - SP**

**Participação por Vídeo - Conferência**

**Este trabalho foi aprovado por:**

**maioria simples**

**unanimidade**

**São José dos Campos, 23 de março de 2018**



*“Se fiz descobertas valiosas, foi mais por ter paciência do que qualquer outro talento”.*

ISAAC NEWTON





*A Deus,*

*à minha mãe Irinéa,*

*aos meus irmãos Alyne e Gabriel*

*e aos meus familiares.*

*Dedicatória*



## AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não foi um ato solitário, pelo contrário, exigiu a colaboração de muitas pessoas. Dentre elas, algumas tiveram fundamental importância, deixo a elas registrado os meus sinceros agradecimentos.

Início agradecendo à minha mãe, Irinéa. Obrigada por ter me dado educação, valores e por ter me ensinado a andar com meus próprios pés. Você que muitas vezes renunciou aos seus sonhos para realizar os meus, meu eterno agradecimento.

Aos meus familiares, por todo o apoio. Em especial à minha avó Gláucia, pelo amor incondicional e por todas as orações. À minha madrinha, Simone, por me abrir o caminho para os estudos, meus sinceros agradecimentos. Aos meus irmãos, Alyne e Gabriel, por serem os melhores irmãos que eu poderia ter. Obrigada pela torcida e pelo ombro amigo que sempre me ofereceram.

Aos meus amigos e colegas do INPE, pelo apoio acadêmico e também pelos momentos de descontração. Em especial à Graziela Belmira e ao José Paulo Marchezi que compartilharam seus conhecimentos e muito me auxiliaram durante a pesquisa.

Profundos agradecimentos são endereçados ao Dr. Antonio Lopes Padilha e à Dra. Livia Ribeiro Alves, que se dispuseram a me orientar e compartilhar comigo seus conhecimentos e experiência. Obrigada pela oportunidade de trabalhar ao lado de vocês e pela correção impecável que realizaram neste trabalho.

É mister expressar minha gratidão ao INPE. Por haver concedido o meu ingresso no mestrado em Geofísica Espacial, disponibilizando seus serviços, verbas e infraestrutura. Meus sinceros agradecimentos aos professores, pelo conhecimento compartilhado. A dedicação e competência de todos os funcionários, que foram de grande valia para realização deste trabalho.

Agradeço, por fim, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq-Brasil, pelo apoio financeiro e interesse neste estudo.



## RESUMO

O Campo Magnético Terrestre apresenta algumas características específicas no continente sul-americano, incluindo uma região onde se observa uma diminuição significativa em sua intensidade. Essa região é chamada de Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SAMA), na qual uma aproximação do cinturão interno de radiação resulta em significativa precipitação de partículas energéticas na atmosfera. Essa precipitação de partículas aumenta a condutividade elétrica em grande parte da ionosfera sul-americana, produzindo efeitos aeronômicos peculiares. Este trabalho teve como objetivo estudar os efeitos da SAMA nas pulsações geomagnéticas Pc3 e Pc4 registradas por magnetômetros de núcleo saturado operados pelo Programa de Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial(EMBRACE) e pela rede global INTERMAGNET em diferentes estações magnéticas terrestres. Os dados foram utilizados para avaliar efeitos produzidos durante períodos geomagneticamente calmos e perturbados no ano de 2015. Exceto por um resultado anômalo observado para as Pc3 durante um período calmo no equinócio de outono(março), possivelmente associado ao aumento no conteúdo eletrônico total, as amplitudes das pulsações mostraram uma amplificação consistente na SAMA, sendo o maior fator de amplificação observado próximo da região central da anomalia. Um modelo genérico é sugerido como fonte das pulsações, o qual inclui a geração de ondas superficiais por instabilidades de plasma nos limites de alta latitude da magnetosfera diurna, a propagação dessas ondas pelas linhas de campo geomagnético até latitudes polares e o subsequente vazamento das correntes geradas em direção a latitudes mais baixas por um guia de ondas terra-ionosfera. A transmissão horizontal desses campos polares pela SAMA é influenciada por variações da condutividade ionosférica e gera pulsações geomagnéticas com amplitudes diferentes em função da distância ao centro da anomalia.

Palavras-chave: Anomalia Magnética do Atlântico Sul. Pulsações geomagnéticas Pc3 e Pc4. Condutividade ionosférica. Guia de ondas Terra-ionosfera.



# ANALYSIS OF PC3 AND PC4 MAGNETIC PULSATIIONS IN THE SOUTH ATLANTIC MAGNETIC ANOMALY REGION

## ABSTRACT

The Earth's magnetic field presents some specific characteristics in the South American continent, including a region where a significant decrease in intensity is observed. This region is called the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA), at which an approximation of the internal radiation belt results in enhanced precipitation of energetic particles into the atmosphere. This particle precipitation increases the electrical conductivity in much of the South American ionosphere, producing peculiar aeronomic effects. This work aimed to study the effects of SAMA on Pc3 and Pc4 magnetic pulsations recorded by fluxgate magnetometers operated by the Brazilian Studies and Monitoring of Space Weather (EMBRACE) and by the INTERMAGNET global network in different ground stations. The data were used to evaluate effects produced during magnetically quiet and disturbed periods in the year 2015. Except for an anomalous result observed for Pc3 during a quiet interval at the March equinox, possibly associated with the increase in Total Electronic Content, pulsation amplitudes showed a consistent amplification in SAMA, being the largest amplification factors observed near the central region of the anomaly. A generic model is suggested as the source of the pulsations, which includes the generation of surface waves by plasma instabilities at the dayside high-latitude magnetosphere boundary, the propagation of these waves through magnetic field lines until polar latitudes and the subsequent leakage of the currents toward lower latitudes by an Earth-ionosphere waveguide. The horizontal transmission of these polar fields through the SAMA is influenced by variations of ionospheric conductivity and generates ground geomagnetic pulsations with different amplitude as a function of the distance to the center of the anomaly.

Palavras-chave: South Atlantic Magnetic Anomaly. Pc3 and Pc4 magnetic pulsations. Ionospheric conductivity. Earth-ionosphere waveguide.





## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Figura ilustrativa do núcleo externo líquido da Terra, onde se forma o campo magnético principal . . . . .	6
2.2 Representação das componentes do campo magnético da Terra . . . . .	8
2.3 Intensidade total do Campo Magnético Terrestre para o dia 17/03/2015, a partir do modelo IGRF-12. . . . .	9
2.4 Mapas globais dos fluxos de (a) prótons (modelo AP-8 MAX > 10MeV) e (b) elétrons (modelo AE – 8MAX > 1MeV) a 500 km de altitude. Esses mapas foram obtidos entre 1960 e 1970 . . . . .	11
2.5 Diagrama esquemático do padrão de corrente elétrica na ionosfera produzida pelo aquecimento diurno do Sol. . . . .	13
2.6 Representação esquemática da trajetória do fluxo de partículas advindos da atmosfera solar. . . . .	15
2.7 Fases de uma tempestade magnética . . . . .	18
3.1 Orientação de $\mathbf{k}$ com respeito ao campo magnético do plasma ( $\mathbf{B}_P$ para um sistema de coordenadas cartesiano. . . . .	25
3.2 Ilustração esquemática do vento solar alterado e dos mecanismos de propagação das ondas ULF formadas por perturbações no plasma da magnetopausa . . . . .	27
3.3 Valores característicos de intensidade do campo geomagnético para a magnitude das pulsações geomagnéticas em função da frequência/período do sinal . . . . .	29
3.4 Densidade de corrente do eletrojato inferida de 2600 passagens do satélite CHAMP sobre o equador magnético entre 11:00 e 13:00 LT . . . . .	31
4.1 Fluxograma dos procedimentos realizados no decorrer do presente trabalho	33
4.2 Localização dos magnetômetros utilizados na presente pesquisa e valores do campo geomagnético em 2015. . . . .	36
4.3 Variações geomagnéticas na componente H para os dias 16, 17 e 18 de março de 2015 . . . . .	40
4.4 Variações geomagnéticas na componente H para os dias 21, 22 e 23 de junho de 2015 . . . . .	41
4.5 Variações geomagnéticas na componente H para os dias 19, 20 e 21 de dezembro de 2015 . . . . .	42

4.6	Gráficos de dados filtrados no intervalo Pc3 e respectivos espectrogramas para o dia 17/03/2015. . . . .	44
4.7	Gráficos de dados filtrados no intervalo Pc3 e respectivos espectrogramas para o dia 21/03/2015. . . . .	44
4.8	Série temporal obtida a partir do filtro passa banda para frequências específicas de Pc3 . . . . .	48
4.9	Representação esquemática do método de janelamento STFT. . . . .	50
4.10	Modelo de filtragem e obtenção do espectro de uma série temporal . . . .	52
4.11	Identificação de um sinal Pc3 - Passo1 . . . . .	53
4.12	Identificação de um sinal Pc3 - Passo2 . . . . .	54
4.13	Identificação de um sinal Pc3 - Passo 3 . . . . .	55
4.14	Obtenção do período característico . . . . .	56
4.15	Determinação da densidade de potência do sinal . . . . .	56
4.16	Amplificação das variações geomagnéticas na estação CBA em função do período da medida . . . . .	58
4.17	Curva de correção para Pc3 na estação CBA . . . . .	59
4.18	Obtenção do período característico com a estação de CBA corrigida . . .	60
5.1	Dispersão do parâmetro $D$ para as Pc3 do dia 13/03/2015 (dia calmo) .	64
5.2	Dispersão do parâmetro $D$ para as Pc3 de 18/03/2015 (primeiro dia da fase de recuperação da tempestade de março de 2015) . . . . .	65
5.3	Dispersão do parâmetro $D$ para as Pc3 de 19/03/2015 (segundo dia da fase de recuperação da tempestade de março de 2015 . . . . .	66
5.4	Dispersão do parâmetro $D$ para as Pc3 de 20/06/2015 (dia calmo) . . . .	67
5.5	Dispersão do parâmetro $D$ para as Pc3 de 23/06/2015 (fase de recuperação da tempestade) . . . . .	68
5.6	Dispersão do parâmetro $D$ calculado para os sinais de Pc3 em 17/12/2015	69
5.7	Dispersão do parâmetro $D$ calculado para os sinais de Pc3 em 21/12/2015	69
5.8	Dispersão do parâmetro $D$ calculado para os sinais de Pc4 em 13/03/2015	70
5.9	Dispersão do parâmetro $D$ calculado para os sinais de Pc4 em 18/03/2015	71
5.10	Dispersão do parâmetro $D$ calculado para os sinais de Pc4 em 20/06/2015	72
5.11	Dispersão do parâmetro $D$ calculado para os sinais de Pc4 em 23/06/2015	73
5.12	Dispersão do parâmetro $D$ calculado para os sinais de Pc4 em 17/12/2015	73
5.13	Dispersão do parâmetro $D$ calculado para os sinais de Pc4 em 21/12/2015	74
5.14	Média diária do parâmetro $D$ (diferença de $D_{dp}$ entre SMS e cada uma das estações) para os dias analisados . . . . .	75
5.15	Histogramas dos períodos analisados . . . . .	77
6.1	Guia de transmissão TM0 . . . . .	81
6.2	Mapas de TEC para 16:10 UT nos dias 13 e 18 de março de 2015 . . . .	85

6.3	Mapas de TEC para 16:10 UT nos dias 20 e 23 de junho de 2015 . . . . .	86
6.4	Mapas de TEC para 16:10 UT nos dias 17 e 21 de dezembro de 2015 . . . . .	86
B.1	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 17-03-2015 (a) Intervalo de 00:00 às 2:00 UT (b) Intervalo de 22:00 às 23:00 UT . . . . .	101
B.2	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 13-03-2015. (a)Para o intervalo de 11:00 às 12:00 UT (b)Intervalo de 12:00 às 13:00 UT (c)Para o intervalo de 13:00 às 14:00 UT (d)Intervalo de 14:00 às 15:00 UT . . . . .	102
B.3	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 18-03-2015. (a)Para o intervalo de 14:00 às 15:00 UT (b)Intervalo de 15:00 às 16:00 UT (c)Para o intervalo de 21:00 às 22:00 UT (d)Intervalo de 22:00 às 23:00 UT . . . . .	103
B.4	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 19-03-2015. (a)Para o intervalo de 2:00 às 3:00 UT (b)Intervalo de 12:00 às 13:00 UT (c)Para o intervalo de 17:00 às 18:00 UT (d)Intervalo de 22:00 às 22:00 UT	104
B.5	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 20-06-2015. (a)Para o intervalo de 3:00 às 4:00 UT (b)Intervalo de 4:00 às 5:00 UT (c)Para o intervalo de 13:00 às 14:00 UT (d)Intervalo de 21:00 às 22:00 UT	105
B.6	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 23-06-2015. (a)Para o intervalo de 1:00 às 2:00 UT (b)Intervalo de 2:00 às 3:00 UT (c)Para o intervalo de 13:00 às 14:00 UT (d)Intervalo de 21:00 às 22:00 UT	106
B.7	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 17-12-2015. (a)Para o intervalo de 8:00 às 9:00 UT (b)Intervalo de 13:00 às 14:00 UT (c)Para o intervalo de 15:00 às 16:00 UT (d)Intervalo de 23:00 às 24:00 UT	107
B.8	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 21-12-2015. (a)Para o intervalo de 5:00 às 6:00 UT (b)Intervalo de 13:00 às 14:00 UT (c)Para o intervalo de 18:00 às 19:00 UT (d)Intervalo de 21:00 às 22:00 UT	108
B.9	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 13-03-2015. (a)Para o intervalo de 11:00 às 13:00 UT (b)Intervalo de 15:00 às 17:00 UT (c)Para o intervalo de 17:00 às 19:00 UT (d)Intervalo de 21:00 às 23:00 UT . . . . .	109
B.10	Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 18-03-2015. (a)Para o intervalo de 13:00 às 15:00 UT (b)Intervalo de 15:00 às 16:00 UT (c)Para o intervalo de 17:00 às 19:00 UT (d)Intervalo de 19:00 às 20:00 UT . . . . .	110

B.11 Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 20-06-2015.	
(a)Para o intervalo de 04:00 às 06:00 UT (b)Intervalo de 12:00 às 14:00 UT (c)Para o intervalo de 14:00 às 16:00 UT (d)Intervalo de 20:00 às 22:00 UT	111
B.12 Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 23-06-2015.	
(a)Para o intervalo de 04:00 às 06:00 UT (b)Intervalo de 12:00 às 14:00 UT (c)Para o intervalo de 14:00 às 16:00 UT (d)Intervalo de 20:00 às 22:00 UT	112

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Classificação das Pulsações geomagnéticas observadas em solo de acordo com IAGA . . . . .	28
3.2 Classificação das pulsações geomagnéticas e seus possíveis mecanismos de geração . . . . .	29
4.1 Especificações técnicas e ambientais do magnetômetro JRO-ML-103 obtidas em seu manual de especificação. . . . .	34
4.2 Localização geográfica e coordenadas geomagnéticas (para o ano de 2015 - IGRF-12) das estações geomagnéticas. . . . .	35
4.3 Eventos escolhidos previamente para análise e período de dados coletados. . . . .	36
4.4 Disponibilidade dos dados nos dias escolhidos para os anos 2015 e 2016 para cada uma das estações da rede do EMBRACE. Células verdes: dados completos, células vermelhas: dados indisponíveis, células amarelas: dados incompletos e o intervalo de tempo em que faltam dados. . . . .	38
4.5 Dias preliminarmente escolhidos para a análise das pulsações de acordo com a atividade geomagnética e a disponibilidade dos dados. . . . .	46
4.6 Datas a serem analisadas e estações geomagnéticas disponíveis. . . . .	46
4.7 Especificações das bandas de frequência e períodos utilizadas nos filtros <i>Butterworth</i> do presente trabalho . . . . .	47
4.8 Parâmetros de entrada da função Spectrogram do Matlab, que realiza a STFT do sinal . . . . .	51
5.1 Tabela de referência das datas analisadas . . . . .	75
A.1 Tabela de conversão Embrace . . . . .	99



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
SID	– Serviço de Informação e Documentação
SPG	– Serviço de Pós-Graduação
TDI	– Teses e Dissertações Internas
ALF	– estação geomagnética de Alta Floresta
CBA	– estação geomagnética de Cuiabá
CMT	– Campo Magnético Terrestre
CXP	– estação geomagnética de Cachoeira Paulista
DDP	– Densidade de Potência
AMAS	– Anomalia Magnética do Atlântico Sul
DFT	– <i>Discret Fourier Transform</i>
Dst	– <i>Disturbance storm time index</i>
EJE	– Eletrojato Equatorial
EMBRACE	– Programa de Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial
EUS	– estação geomagnética de Eusébio
IAGA	– Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia
IGRF	– <i>International Geomagnetic Reference Field</i>
IMF	– <i>Interplanetary Magnetic Field</i>
INTERMAGNET	– <i>International Real-time Magnetic Observatory Network</i>
KOU	– estação geomagnética de kourou
LT	– <i>Local Time</i>
MHD	– Magnetohidrodinâmica
Pc	– Pulsações irregulares
Pi	– Pulsações contínuas
RGA	– estação geomagnética de Rio Grande Argentina
SAMA	– <i>South American Magnetic Anomaly</i>
SJC	– estação geomagnética de São José dos Campos
SMS	– estação geomagnética de São Martinho da Serra
Sq	– <i>Solar Quiet</i>
SSC	– <i>Storm Sudden Commencements</i>
STFT	– <i>Short Transformation Fourier Transform</i>
ULF	– <i>Ultra Low Frequency</i>
UT	– <i>Universal Time</i>
WDC	– <i>Word Data Center</i>





## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
<b>2 CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE</b> . . . . .	<b>5</b>
2.1 Campo Magnético Principal . . . . .	5
2.1.1 A SAMA . . . . .	9
2.2 Acoplamento do sistema solar-terrestre . . . . .	12
2.2.1 Ionosfera e Correntes Sq . . . . .	12
2.2.2 Vento Solar . . . . .	13
<b>3 PULSAÇÕES GEOMAGNÉTICAS</b> . . . . .	<b>21</b>
3.1 Ondas Magnetohidrodinâmicas (MHD) . . . . .	21
3.1.1 Equações básicas MHD . . . . .	22
3.2 Mecanismo de geração das pulsações . . . . .	26
3.3 Morfologia das pulsações geomagnéticas . . . . .	27
3.4 Influências Ionosféricas . . . . .	30
3.5 Importância do estudo de pulsações . . . . .	32
<b>4 METODOLOGIA</b> . . . . .	<b>33</b>
4.1 Magnetômetros Fluxgate . . . . .	33
4.2 Aquisição de dados . . . . .	35
4.3 Escolha dos eventos e estações a serem analisados . . . . .	39
4.3.1 Evento 1: 17/03/2015 . . . . .	39
4.3.2 Evento 2: 22/06/2015 . . . . .	40
4.3.3 Evento 3: 10/12/2015 . . . . .	41
4.3.4 Escolha das estações a serem utilizadas . . . . .	42
4.3.5 Escolha dos dias a serem analisados . . . . .	45
4.4 Métodos de análise . . . . .	46
4.4.1 Filtros digitais . . . . .	46
4.5 Obtenção do Espectro Dinâmico do sinal . . . . .	48
4.5.1 Identificação e quantificação dos sinais de Pc3 e Pc4 . . . . .	52
4.6 Correção da estação de Cuiabá . . . . .	57
4.7 Parâmetro da variação relativa . . . . .	60

<b>5</b>	<b>RESULTADOS E ANÁLISES</b>	<b>63</b>
5.1	Resultados obtidos para Pc3	63
5.2	Resultados obtidos para Pc4	70
5.3	Análise das médias diárias	74
5.4	Períodos dos eventos medidos	76
<b>6</b>	<b>DISCUSSÕES</b>	<b>79</b>
6.1	Amplificação dos sinais observados na região central da SAMA	79
6.2	Efeito anômalo nas Pc3 de março de 2015	84
<b>7</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>89</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>91</b>
	<b>ANEXO A-Tabela de conversão de unidades do Embrace</b>	<b>99</b>
	<b>ANEXO B - Espectrogramas</b>	<b>101</b>
B.1	Espectrogramas obtidos para as fases de pré e pós tempestade do dia 17-03-2015	101
B.2	Exemplos dos espectrogramas obtidos para Pc3	102
B.3	Exemplos dos espectrogramas obtidos para Pc4	109

# 1 INTRODUÇÃO

Desde o início das medições de intensidade do campo, por volta de 1840, observou-se que o campo magnético terrestre (campo geomagnético) varia em função do tempo. Essas variações podem ter escalas temporais que vão desde milhares de anos até frações de segundos. As modificações mais lentas das componentes geomagnéticas, ou seja, da ordem de dezenas a centenas de anos, correspondem a mudanças na geração do campo no núcleo externo líquido do interior da Terra e são conhecidas como variações seculares. Aquelas mais rápidas, ou seja da ordem de segundos a dias, são devidas a fatores externos, tais como aqueles provenientes da interação do vento solar com a magnetosfera e da interação da radiação solar com a ionosfera terrestre. Essas interações levam a variações nos sistemas de correntes que envolvem a Terra e causam perturbações no campo geomagnético que podem durar desde frações de segundos a horas (CHAPMAN; BARTELS, 1940; CAMPBELL, 2003).

Além da variação temporal, o campo geomagnético principal apresenta também significativas variações de intensidade com relação à posição de medida na superfície da Terra. Em particular, em baixas latitudes é observada uma região onde a intensidade do campo total é anormalmente baixa. Essa região ocupa atualmente uma vasta área da parte sul da América do Sul e oceanos adjacentes e é denominada Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SAMA), devido à sua posição geográfica à época em que foi inicialmente estudada. Esse mínimo observado na região da SAMA está associado ao enfraquecimento das linhas do campo geomagnético e pode alterar os fenômenos aeronômicos nessa região (CHAPMAN; BARTELS, 1940; CAMPBELL, 2003).

Devido ao campo geomagnético ser mais fraco nessa região, as partículas carregadas aprisionadas nos cinturões de radiação e que realizam movimento de espelhamento, atingem regiões ionosféricas mais próximas da superfície e, portanto, de maior densidade. Isso favorece a interação dessas partículas com os constituintes atmosféricos e leva a um aumento na precipitação de partículas na região, o que pode afetar artefatos que orbitam a Terra, tais como satélites e estações espaciais, e causar efeitos em medidas de variações geomagnéticas na superfície da Terra. Há, porém, uma carência de estudos nessa região que investiguem o comportamento da SAMA e seus diferentes efeitos, podendo-se citar os trabalhos de Gonzalez et al. (1987), Trivedi et al. (2005) e Hartmann (2005) entre os poucos que discorrem sobre o tema.

Atualmente, com o avanço da tecnologia, consegue-se obter informações sobre o campo geomagnético com alta resolução temporal e em várias localidades. Tem-se

hoje uma quantidade significativa de observatórios geomagnéticos medindo o campo continuamente já há bastante tempo (alguns com séries temporais de mais de um século) e várias redes de magnetômetros instaladas mundialmente que permitem um acesso rápido e fácil às variações do campo. Com a finalidade de monitorar os fenômenos do sistema solar-terrestre, dentre os quais encontra-se o campo magnético terrestre na região do Brasil, em agosto de 2007 o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) implantou o Programa de Estudos e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial (EMBRACE). Esse programa tem como uma de suas funções disponibilizar diariamente, em tempo real, o comportamento das componentes do campo geomagnético em diversas regiões do Brasil em escala de segundos. Presentemente, o programa conta com 13 estações dispondo de magnetômetros de alta sensibilidade instalados no Brasil e na América do Sul.

Nesse contexto, o presente trabalho apresenta os resultados obtidos acerca do comportamento das variações rápidas do campo geomagnético denominadas pulsações geomagnéticas (ou simplesmente pulsações) nas faixas de frequência de Pc3 (10-45 s) e Pc4 (45-150 s) na região da SAMA. O objetivo é verificar se é possível detectar, através da variação de amplitude das pulsações Pc3 e Pc4 medidas em solo, a influência da precipitação de partículas na alta atmosfera da SAMA. A principal motivação para esse estudo derivou de resultados anteriores de diferentes tipos de variações geomagnéticas que indicaram a possibilidade de efeitos nessas variações nas proximidades do centro da anomalia obtidos por [Trivedi et al. \(2005\)](#) e [Silva \(2017\)](#).

Para cumprir esse objetivo utilizaram-se dados do EMBRACE, em conjunto com os do observatório magnético de Kourou disponibilizados pelo INTERMAGNET, que possuem taxa de aquisição similares. Para avaliar possíveis efeitos da SAMA nas variações geomagnéticas em função da distância ao centro da anomalia, escolheram-se preliminarmente as estações de Alta Floresta (ALF), São Martinho da Serra (SMS), Cachoeira Paulista(CXP), Cuiabá (CBA) e Kourou (KOU). Dentre essas, a estação de São Martinho da Serra é a que se situa mais próximo ao centro da SAMA e, desse modo, foi utilizada como referência na investigação.

O texto se encontra organizado de forma que no capítulo 2 é feita uma revisão do campo geomagnético, sobre o ambiente espacial, bem como dos fenômenos geofísicos relacionados ao tema do trabalho. No capítulo 3 estão descritos os conceitos físicos de geração de ondas ULF, sua caracterização e classificação, e os mecanismos de propagação dessas ondas na magnetosfera e ionosfera. No capítulo 4 é apresentada

a metodologia utilizada neste trabalho. No capítulo 5 estão mostrados os resultados obtidos com a aplicação dos procedimentos descritos na metodologia sobre os dados geomagnéticos disponíveis, e uma análise desses resultados. No capítulo 6, estão feitas discussões mais detalhadas sobre os aspectos mais importantes observados e, por fim, no capítulo 7 são apresentadas considerações finais e sugestões para trabalhos futuros.



## 2 CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

A teoria eletromagnética clássica que busca descrever e justificar o Campo Magnético Terrestre (CMT) e foi desenvolvida durante o século XIX, através dos trabalhos pioneiros de Oersted, Faraday e Ampère, e concluída no final desse século por Maxwell. Embora os primeiros modelos "*realistas*" do mecanismo gerador do campo só começassem a ser construídos durante o século XX, aproximações matemáticas que mostram que o campo magnético observado à superfície se origina no interior da Terra já haviam sido obtidas por Gauss, em 1838. Nessa época, já era conhecido o fato de que o campo magnético terrestre sofre uma certa variação secular, e também que as suas variações rápidas têm correlação com fenômenos atmosféricos como as auroras boreais (CAMPBELL, 2003).

Nesse contexto, o presente capítulo aborda os principais conceitos sobre o Campo Magnético Terrestre. Incluem-se as teorias aceitas para explicar mecanismos de geração do campo magnético principal e a variação secular, além das possíveis causas e efeitos da região da Anomalia Magnética do Atlântico Sul.

### 2.1 Campo Magnético Principal

Quando medimos o campo geomagnético total em um determinado ponto sobre a superfície da Terra, na verdade estamos medindo a somatória dos campos gerados por dois tipos de fontes: uma interna (crosta terrestre e o núcleo) e outra externa (devido a ionosfera e a interação da magnetosfera com o vento solar).

Para explicar a origem do campo magnético interno, a teoria atualmente mais aceita é a do dínamo auto-excitado. Segundo ela, o CMT seria a manifestação de um campo magnético gerado por correntes que circulam no núcleo externo líquido da Terra. Nessa região, correntes elétricas seriam geradas pelo movimento de fluido (devido a rotação da Terra), com a ocorrência de alta quantidade de elétrons livres, liberados pelos elementos químicos presentes nessas profundidades (principalmente ferro e em menor quantidade níquel) submetidos a altas temperaturas e pressões. A teoria basicamente descreve o processo pelo qual um fluido condutor de eletricidade em rotação e convecção pode manter um campo magnético durante escalas temporais astronômicas (CAMPBELL, 2003).

O CMT, em primeira aproximação, se assemelha àquele formado por um dipolo magnético inserido no interior da Terra com uma inclinação em 2015 de aproximadamente  $9,7^\circ$  com relação ao eixo de rotação da Terra (CAMPBELL, 2003; THÉBAULT

et al., 2015). A Figura 2.1 exemplifica essa inclinação.

Figura 2.1 - Figura ilustrativa do núcleo externo líquido da Terra, onde se forma o campo magnético principal

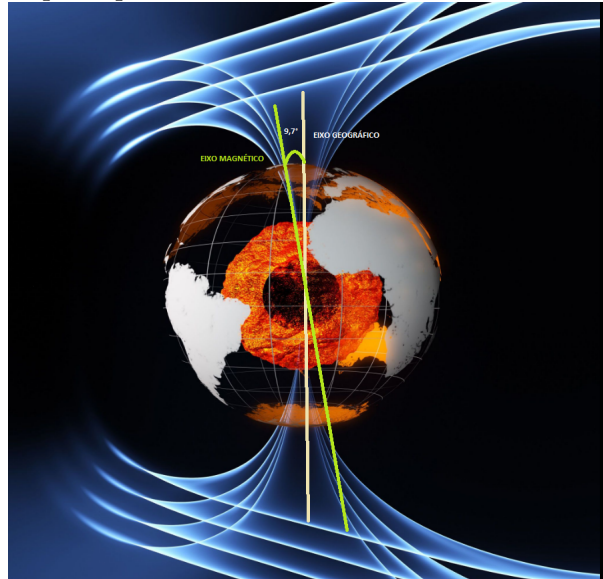


Figura ilustrativa do núcleo externo líquido da Terra (em tons de rosa) e o ângulo de inclinação existente entre o eixo de rotação da Terra (eixo geográfico) e o eixo do dipolo geomagnético, que hoje é de aproximadamente  $9,7^\circ$  (segundo dados do IGRF-12 - 12ª geração do Campo Geomagnético Internacional de Referência para o ano de 2015).

Fonte: Modificado de ESA/AOES MEDIALAB (2013)

O campo magnético terrestre pode ser derivado a partir de uma expansão em série de harmônicos esféricos. Nessa expansão, o primeiro termo corresponde à contribuição do dipolo, que representa 90% da magnitude do campo, enquanto os termos de ordem superior representam 10% da magnitude (CAMPBELL, 2003). As componentes não dipolares podem ser causadas principalmente por variações no campo gerado no núcleo e, em muito menor conta, por rochas magnetizadas existentes na crosta terrestre. Devido ao fato de a contribuição não-dipolar ser significativamente menor do que a dipolar, é possível utilizar a aproximação de primeira ordem (dipolar) para representar o campo nas vizinhanças da superfície em diversas situações.

O CMT é uma grandeza com caráter vetorial, o que significa que em cada ponto do espaço são definidos uma direção, um sentido e uma magnitude. Para se descrever qualquer grandeza vetorial no espaço tridimensional são necessárias no mínimo três componentes, que para o CMT podem ser:



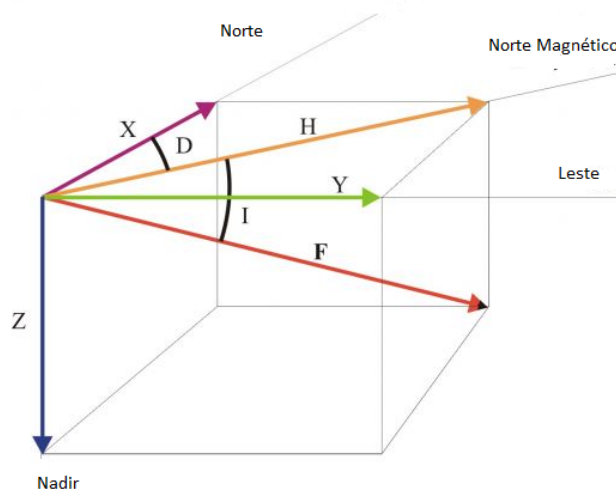
- a intensidade de três componentes ortogonais ( $X$ ,  $Y$  e  $Z$ );
- a intensidade do campo total e dois ângulos ( $F$ ,  $D$  e  $I$ );
- a intensidade de duas componentes e um ângulo ( $H$ ,  $Z$  e  $D$ ).

Em qualquer ponto de observação utiliza-se um referencial cartesiano em que as direções  $X$  e  $Y$  estão respectivamente coincidentes com os paralelos e meridianos geográficos. A direção  $Z$  está orientada na vertical positiva na direção do Nadir terrestre (CAMPBELL, 2003), enquanto a direção  $X$  aponta para o norte geográfico e a componente  $Y$  para o leste. Assim, temos que:

- $F$  é a intensidade total do vetor do campo geomagnético
- $H$  é a componente horizontal do vetor do campo
- $Z$  é a componente vertical do vetor do campo
- $X$  é a componente Norte-Sul do campo geomagnético
- $Y$  é a componente Leste-Oeste do campo geomagnético
- $D$  é a Declinação magnética, definida pelo ângulo entre o Norte Geográfico e o Norte Geomagnético (componente  $H$ ) e é por convenção positiva para leste
- $I$  é a Inclinação geomagnética, definida pelo ângulo entre o plano horizontal e o vetor soma do campo geomagnético e é por convenção positiva em direção a  $F$ .
- $D$  e  $I$  são grandezas medidas em graus ( $^{\circ}$ ), enquanto  $H$ ,  $Z$ ,  $X$  e  $Y$  são medidos em nanotestas (nT).

A Figura 2.2 evidencia as componentes vetoriais do CMT listadas acima, as quais são medidas em qualquer ponto da superfície terrestre e, como já foi discutido, variam de acordo com a localização geográfica, mudanças no núcleo líquido do planeta e eventos geomagnéticos externos.

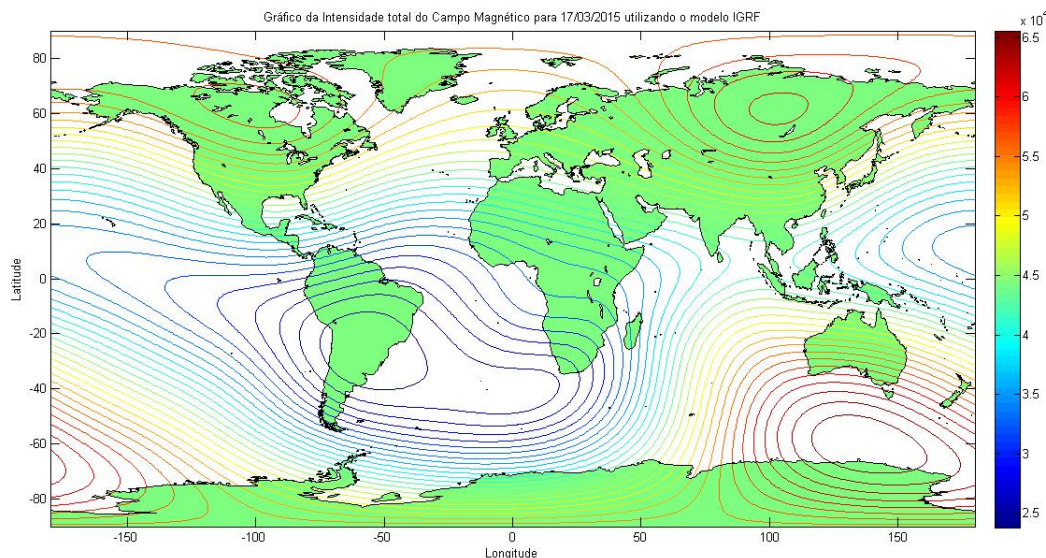
Figura 2.2 - Representação das componentes do campo magnético da Terra



Fonte: Adaptado de Instituto Nacional de Geofísica e Vulcanologia (2010)

Como o CMT está continuamente evoluindo no tempo, sua previsão é uma tarefa desafiadora especialmente quando se requer precisão. Felizmente, têm-se hoje instrumentos de alta precisão que conseguem monitorar a variação das componentes do campo geomagnético continuamente. Além dessa constante observação, existem teorias matemáticas capazes de descrever o campo gerado no núcleo terrestre. Através dessa junção entre teoria e observação conseguem-se criar representações matemáticas para o CMT com razoável precisão. O modelo mais utilizado para fazer essa representação do campo é denominado IGRF (do inglês, *International Geomagnetic Reference Field*). Os dados do modelo IGRF permitem a construção de mapas sobre a declinação, inclinação e intensidade total do campo geomagnético para diferentes períodos, bem como suas possíveis taxas de mudança para os anos subsequentes. A Figura 2.3 mostra os valores do campo derivados do IGRF para a intensidade total do campo no ano de 2015 (THÉBAULT et al., 2015), quando foram obtidas as medidas de variações geomagnéticas a serem utilizadas neste estudo.

Figura 2.3 - Intensidade total do Campo Magnético Terrestre para o dia 17/03/2015, a partir do modelo IGRF-12.



Fonte: Produção do autor a partir de dados do IGRF(2015)

### 2.1.1 A SAMA

Alguns aspectos de larga escala podem ser destacados na figura 2.3. Observam-se três regiões onde a intensidade geomagnética atinge valores máximos, situadas em altas latitudes. Observa-se, também, uma região de mínimo do campo localizada sobre a América do Sul e o oceano Atlântico Sul. Essa região é a que engloba a Anomalia Magnética do Atlântico Sul. A Anomalia Magnética do Atlântico Sul, AMAS ou SAMA (do inglês, *South Atlantic Magnetic Anomaly*), é uma região onde a intensidade do Campo Magnético principal sofre uma significativa diminuição. O valor mínimo da componente F é de aproximadamente 22.850 nT, situando-se presentemente na região sul do Brasil, já se deslocando para o Paraguai. A intensidade de F dentro de um raio de cerca de 1000 km ao redor desse ponto mínimo é inferior a 23.000 nT. Observações mais detalhadas sobre essas características do campo geomagnético em território nacional podem ser obtidas por uma combinação de mapas construídos pelo Observatório Nacional, órgão do Ministério de Ciência e Tecnologia, e dados do IGRF (TRIVEDI et al., 2005).

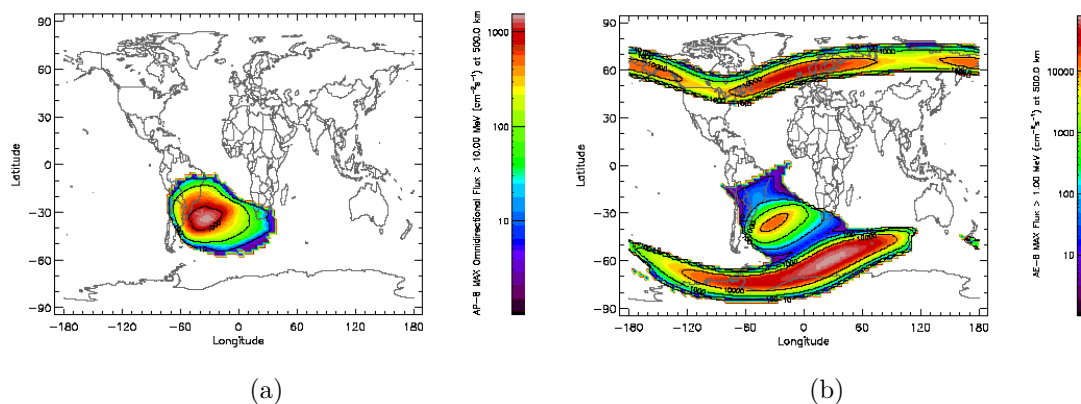
A extensão e variação da SAMA têm sido testada e prevista por diversos modelos específicos do campo geomagnético. Sabe-se que o seu centro sofre um deslocamento preferencialmente para oeste. Nos últimos 300 anos já esteve sobre a África

e continua a deslocar-se no sentido oeste da América do Sul (PINTO; GONZALEZ, 1989; MANDEA et al., 2007). Dados apontam que a diminuição da intensidade do CMT também é observada na região do sul da África e do Atlântico Sul (FINLAY et al., 2016; TRIVEDI et al., 2005). Além disso, a análise de dados de observatórios da América do Sul mostrou que as características da SAMA se relacionam às componentes não-dipolares do campo geomagnético, tanto para sua deriva, quanto para sua intensidade e área de influência (HARTMANN; PACCA, 2009). Por outro lado, sua origem ainda é um desafio para o Geomagnetismo, alguns autores acreditam que ela pode estar associada tanto à excentricidade do eixo do dipolo geomagnético (FRASER-SMITH, 1987), como a fluxos magnéticos reversos na região do núcleo externo líquido da Terra (HULOT et al., 2002).

Em relação aos estudos anteriores, diversos autores, entre eles Hartmann (2005), Leithold (2010), Gonzalez et al. (1987) e Trivedi et al. (2005), sugerem que a SAMA atue como uma janela para partículas de alta energia. Dessa forma, essas partículas podem se aproximar mais facilmente da Terra através de regiões com campo geomagnético menos intenso, o que provocaria um aumento da precipitação de partículas na alta atmosfera e ionosfera. Funções Gaussianas foram propostas para descrever o fluxo de partículas sobre a região Sul do Atlântico, longitudinalmente e latitudinalmente, como por exemplo no trabalho de Casadio e Arino (2011).

Como exemplo, a Figura 2.4 mostra, respectivamente nos painéis (a) e (b), mapas globais das distribuições de fluxos de prótons ( $> 10MeV$ ) e de elétrons ( $> 1MeV$ ) a 500 km de altitude. Esses mapas foram obtidos a partir dos modelos AP-8 e AE-8 da NASA (VETTE, 1964-1991), baseados em dados de mais de 20 satélites do início dos anos sessenta até meados dos anos setenta. Os modelos não consideram variações temporais além das distinções entre mínimos e máximos do ciclo solar, e não incluem efeitos de tempestades magnéticas. A localização da SAMA aparece claramente em ambos os mapas. Observa-se que o fluxo de prótons é insignificante fora da SAMA, mas o fluxo de elétrons pode ser muito alto também em altas latitudes onde as linhas de campo geomagnético que atravessam o cinturão de radiação externo atingem baixas latitudes.

Figura 2.4 - Mapas globais dos fluxos de (a) prótons (modelo AP-8 MAX  $> 10\text{MeV}$ ) e (b) elétrons (modelo AE-8 MAX  $> 1\text{MeV}$ ) a 500 km de altitude. Esses mapas foram obtidos entre 1960 e 1970



Fonte: NASA (1991)

Com o intuito de verificar a influência do enfraquecimento do campo geomagnético em descargas atmosféricas, [Leithold \(2010\)](#) realizou um estudo de comparação da quantidade de descargas atmosféricas na região da SAMA com outras regiões externas à de precipitação de partículas do cinturão interno de Van Allen. Foi comprovado um índice anômalo de descargas que, segundo o autor, ocorreria devido à chegada de partículas carregadas à alta atmosfera, gerando forte eletrização responsável pelas descargas. Esse mesmo autor investigou, também, a emissão de radiofrequência e constatou que a quantidade de ruídos dos sinais de rádio na região da anomalia era maior que em outras regiões. Atribuiu esse resultado a irregularidades nas densidades eletrônicas provocadas pela presença da SAMA.

Um estudo mais recente realizado por [Domingos et al. \(2017\)](#) analisou a evolução do fluxo de partículas na região do Atlântico. A partir de simulações, os autores observaram que o deslocamento para oeste do centro da SAMA é resultado da variação do CMT principal, causada por alterações do núcleo líquido do planeta. Outro ponto do estudo foi a identificação de um referencial dependente do parâmetro L, o qual permite monitorar a evolução do fluxo de partículas na SAMA. Concluíram, também, que para prever a evolução temporal das características da anomalia é necessário obter modelos tanto da evolução do dipolo excêntrico do campo magnético da Terra, como da evolução do ciclo solar.

Esses diferentes resultados indicam que a SAMA pode exercer efeito considerável em diferentes parâmetros físicos observados em sua área de influência. Alguns des-

ses efeitos parecem bem conhecidos, enquanto outros ainda carecem de mais estudos. Obviamente, o aspecto mais conhecido é que, por ter uma fraca intensidade do campo geomagnético, ocorre uma maior incidência de partículas energéticas na região da anomalia. Como consequência, diferentes artefatos espaciais podem ser afetados em seu trajeto nessa região (satélites, ônibus espacial). Por outro lado, efeitos aeronômicos desse aumento local na condutividade ionosférica ainda não são totalmente conhecidos. Nesse aspecto, e tomando como base os resultados simplificados (apenas duas estações) obtidos por [Trivedi et al. \(2005\)](#), este estudo tem como finalidade avaliar a influência da SAMA sobre pulsações geomagnéticas observadas no solo. Dados obtidos por magnetômetros de núcleo saturado (*fluxgate*) de alta sensibilidade e com taxa de aquisição adequada (1 Hz) serão utilizados. Observe-se que dados com essa taxa de aquisição não são disponibilizados rotineiramente pelo programa EMBRACE, tendo sido necessário reprocessar os dados brutos antes do uso nesta dissertação.

## 2.2 Acoplamento do sistema solar-terrestre

O CMT sofre variações de longo período temporal e de períodos mais curtos. As variações de período curto estão associadas à relação entre o Sol e o campo magnético da Terra (Clima Espacial) e são elas que promovem a atividade geomagnética a ser aqui estudada.

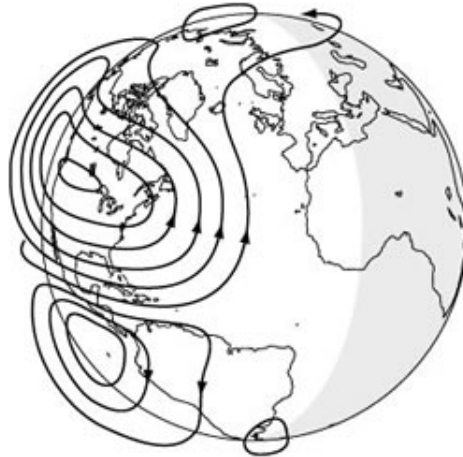
### 2.2.1 Ionosfera e Correntes Sq

A variação do campo magnético externo com período de um dia é chamada de variação diurna, sendo caracterizada como “*calma*” (ou em inglês Sq, de “*solar-quiet*”) quando o campo geomagnético não é significativamente perturbado pela atividade solar. A variação diurna pode ser interpretada como uma superposição de ondas com períodos de 24 e 12 horas com uma amplitude da ordem de algumas dezenas de nT. As variações diurnas também não são homogêneas nas diferentes regiões do planeta, variando conforme a latitude ([CAMPBELL, 2003](#)).

As correntes elétricas responsáveis pela variação diurna estão localizadas na região mais condutiva da ionosfera, chamada região E (entre 90 e 120 km). Para que as partículas dessa região sejam ionizadas é necessário que sejam atingidas por radiação solar ionizante. Deste modo, essas variações dependem do horário local, sendo mais intensas no decorrer do dia e insignificantes durante a noite ([CAMPBELL, 2003](#)). O sistema de correntes Sq é formado por dois vórtices no lado diurno da Terra, um em cada hemisfério. Essas correntes fluem em duas direções opostas (sentido anti-horário

no Hemisfério Norte, sentido horário no hemisfério sul). No hemisfério noturno existem também outros dois vórtices que giram na direção oposta dos vórtices diurnos e de intensidade bem mais fraca. A figura 2.2.1 mostra uma representação desses vórtices no lado diurno terrestre.

Figura 2.5 - Diagrama esquemático do padrão de corrente elétrica na ionosfera produzida pelo aquecimento diurno do Sol.



A corrente está concentrada no lado do dia, consistindo em dois circuitos orientados de forma oposta.

Fonte: USGS (2005)

A variação diurna no campo geomagnético acontece porque essas correntes elétricas geram campos magnéticos, e esses campos vão se sobrepor ao campo geomagnético principal causando alterações no mesmo. Quando a iluminação solar é máxima, a ionização também é máxima e consequentemente a variação na componente H também o será. Porém, a variação pode ser negativa ou positiva dependendo da localização no vórtice de corrente em relação ao ponto onde está instalado o magnetômetro (hemisfério norte ou sul), lembrando que a periodicidade desta alteração será de 24 horas (CAMPBELL, 2003).

### 2.2.2 Vento Solar

O vento solar é um fluxo de partículas carregadas liberado da atmosfera superior do Sol. Esse plasma é composto de elétrons, prótons, partículas como os neutrinos, íons (Fe, O) e partículas alfa com energias térmicas entre 1,5 e 10 keV. No vento

solar é transportado o campo magnético interplanetário. Por causa da rotação do Sol, o vento solar se torna uma espiral complexa que lembra uma saia de bailarina giratória, como na Figura 2.6. O fluido apresenta essa configuração devido ao fato de o sol estar em constante rotação enquanto ejeta o vento solar, o que faz com que as linhas do campo magnético que estão congeladas no fluido assumam tal forma. Outro fato que contribui para essa característica é que o eixo magnético do Sol não está alinhado ao seu eixo de rotação, provocando assim um movimento de precessão (ALFVÉN, 1977).

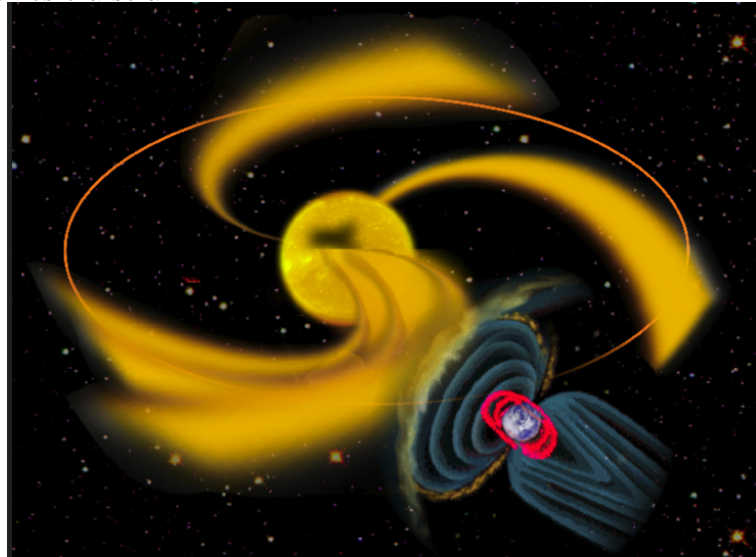
Ainda existem muitas lacunas no conhecimento sobre a geração do vento solar e o que se sabe é fundamentado principalmente em observações. Isso se deve principalmente à sua complexa origem e à falta de medidas nas regiões onde ele é acelerado. Contudo, na órbita da Terra suas características são muito bem conhecidas e constantemente monitoradas. Sabe-se, por exemplo, que o vento solar pode variar bruscamente seus parâmetros de velocidade, campo, temperatura, etc. Assim, ele é denominado lento se a velocidade estiver entre 250 km/s e 400 km/s, e rápido se a velocidade estiver entre 400 km/s e 800km/s (SCHWENN, 2006).

Quando o vento solar atinge a Terra, ele encontra um obstáculo: o campo magnético terrestre. Por se tratar de um fluxo supersônico, poder-se-ia esperar que as partículas do vento solar impactariam o campo geomagnético diretamente. Porém, é formada uma onda de choque antes do impacto, a cerca de 6 a 10 raios terrestres ( $R_E$ ;  $1R_E = 6,37 \times 10^3$  km é o raio médio da Terra sólida). Essa onda de choque converte parte da energia de íons e elétrons em movimento térmico e reduz a velocidade do fluxo para um valor abaixo da velocidade de onda do plasma. Assim, o vento solar, depois de passar pela frente de choque, torna-se subsônico e flui em torno do obstáculo magnético, da mesma forma que o ar flui em torno de uma asa de avião (WALT, 2005).

É formada, então, uma região onde o campo magnético da Terra controla os processos eletrodinâmicos da atmosfera ionizada e de plasmas, denominada magnetosfera. A interação constante do vento solar comprime o lado diurno da magnetosfera para 6 a 10  $R_E$  durante períodos calmos. O lado noturno da magnetosfera se estende formando a cauda, cuja extensão pode medir centenas de raios terrestres. A Figura 2.6 é uma ilustração idealizada da configuração do vento solar e sua interação com a Terra, representado o fluxo solar e a topologia da magnetosfera terrestre.



Figura 2.6 - Representação esquemática da trajetória do fluxo de partículas advindos da atmosfera solar.



Representação da configuração do vento solar no espaço interplanetário, conhecido como modelo da saia de bailarina. A figura também explicita onde ocorre a interação do vento solar com a magnetosfera terrestre

Fonte: Adaptado de NASA (1996)

É importante ressaltar que a magnetosfera é um sistema dinâmico e suas propriedades dependem da velocidade, campo magnético e temperatura do vento solar. Esses fatores vão caracterizar as conexões entre as linhas de campo solar e terrestre, configurando assim toda a topologia do sistema de correntes na magnetosfera e o comportamento do CMT (WALT, 2005).

Deste modo, distúrbios no campo geomagnético são causados pelo acoplamento do vento solar com a magnetosfera. A principal causa desses distúrbios é a reconexão magnética, que é uma interação entre a componente  $B_z$  sul do campo magnético interplanetário e o campo geomagnético. Em geral, esse acoplamento entre as linhas de campo é intensificado quando ocorre um evento solar denominado Ejeção de Massa Coronal (CME, do inglês *Coronal Mass Ejection*), o qual representa a liberação de uma "nuvem" de plasma proveniente da atmosfera do Sol. Além das CMEs, o vento solar é permeado por flutuações Alfvénicas, que são mais intensas no mínimo de atividade solar, as quais dão origem ao fenômeno denominado HILD-CAA (*high-intensity, long duration, continuous AE activity* que também pode gerar reconexão (TSURUTANI; GONZALEZ, 1987).

Durante a interação de um evento de CME com o campo geomagnético, pode ocorrer a reconexão das linhas de campo, o que provoca uma injeção de plasma para regiões internas da magnetosfera. Isso, por sua vez, irá alimentar os sistemas de correntes magnetosféricas e gerar campos magnéticos que se sobrepõem ao campo magnético da Terra. Como consequência desse processo, observam-se no solo variações bruscas nas componentes do campo geomagnético (GONZALEZ; PARKER, 2016). Essas perturbações são denominadas tempestades magnéticas. Sua característica principal é um decréscimo significativo na componente horizontal ( $H$ ) do campo geomagnético observado na superfície da Terra.

Genericamente, há três fases em uma tempestade magnética: fase inicial, fase principal e fase de recuperação. O início da tempestade é, em geral, caracterizado por um aumento súbito nos valores de  $H$ , causado pela intensificação da pressão dinâmica do vento solar sobre a magnetosfera diurna. Há uma intensificação dos sistemas de correntes na parte frontal da magnetosfera (correntes de Chapman-Ferraro) que amplificam o campo observado na superfície. Essa fase inicial pode durar algumas horas e aumenta a componente horizontal do campo para valores positivos superiores a poucas dezenas de nanoteslas (nT). Após algumas horas, ocorre então uma intensificação na corrente de anel na magnetosfera, com o deslocamento de íons de leste para oeste e de elétrons de oeste para leste. O campo magnético produzido por essa corrente se opõe àquele do campo magnético gerado no núcleo terrestre e causa um decréscimo rápido, e geralmente altamente perturbado, na componente  $H$  do campo geomagnético na superfície da Terra. A intensidade dessa redução está associada à energia total das partículas na corrente de anel que é a medida da intensidade de uma tempestade magnética (essa fase principal pode levar a magnitudes menores que -100 nT no caso das tempestades mais intensas). Essa é a fase principal da tempestade.

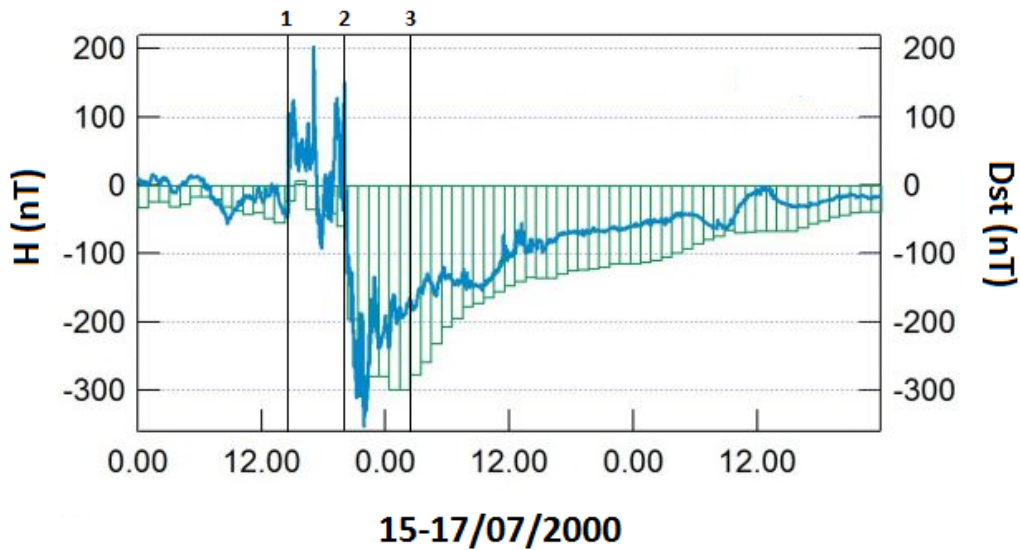
À medida que se reduz a quantidade de partículas transportadas pelo campo magnético interplanetário, ou que sua componente vertical muda de polaridade, reduz-se a injeção de partículas na magnetosfera, cessando o incremento da corrente de anel. Tem início, então, a fase de recuperação da tempestade que pode levar alguns dias até que o campo geomagnético retorne ao seu nível normal.

Para medir os níveis de perturbação na magnetosfera, existe hoje um conjunto de índices geomagnéticos. No presente trabalho, para identificação do nível de perturbação das datas escolhidas e ocorrência de tempestades geomagnéticas, foi utilizado o índice Dst (do inglês, *Disturbance Storm Time*). O índice Dst é referente

às perturbações geomagnéticas observadas na região equatorial e é derivado de variações da componente horizontal do campo geomagnético no intervalo de uma hora (CAMPBELL, 2003). Ele é disponibilizado pelo World Data Center (WDC) for Geomagnetism da Universidade de Kyoto, no endereço [http : //wdc.kugi.kyoto – u.ac.jp/dst\\_realtime/index.html](http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/index.html). O índice é expresso em nT e baseado no valor médio da componente horizontal do campo magnético da Terra, medido a cada hora em quatro observatórios geomagnéticos quase equatoriais.

O uso do Dst como um índice de intensidade da tempestade é possível porque a intensidade do campo magnético observado na superfície em baixas latitudes é inversamente proporcional ao conteúdo de energia na corrente de anel, a qual aumenta durante as tempestades magnéticas. Dessa forma, ele reflete variações na intensidade da parte simétrica da corrente do anel, que circunda a Terra em altitudes variando de cerca de 3 a 8  $R_E$ . Essa corrente se desloca de leste para oeste e se intensifica quando há reconexão magnética. Nesse caso, é gerado um movimento de deriva que desloca os íons em direção Oeste e os elétrons para o Leste, com tempos de duração aproximados entre 3-12 h. Na superfície da Terra há uma diminuição na componente H do campo geomagnético, que é a fase principal das tempestades magnéticas anteriormente discutidas (DESSLER; PARKER, 1959). A Figura 2.7 ilustra as diferentes fases de uma tempestade magnética juntamente com dados sobre a variação da componente H do campo geomagnético e o índice Dst.

Figura 2.7 - Fases de uma tempestade magnética



Fases de uma tempestade denominada dia da Bastilha, ocorrida entre 15 e 16 de julho de 2000. Na figura, o número 1 indica o início da fase inicial, com aumento súbito no valor da componente H (causada pela introdução de uma corrente frontal denominada corrente de Chapman-Ferraro) e no índice Dst. Essa fase inicial foi caracterizada pela chegada de mais de um evento solar. O número 2 indica o final dessa fase inicial de aumento do campo e o início da fase principal, caracterizada por um decréscimo rápido da componente H (provocada pelo aumento da corrente de anel) e do índice Dst. Por fim, o número 3 marca o início da fase de recuperação, na qual se encerra o fluxo solar para dentro da magnetosfera e a componente H e o índice Dst voltam gradativamente aos seus valores não perturbados.

Fonte: Observatório L'Aquila (2000)

Recentemente, vários pesquisadores começaram a usar o índice geomagnético SYM-H como um substituto do índice Dst. Em princípio, os índices são similares, usados para medir a intensidade da corrente de anel durante uma tempestade magnética (WANLISS; SHOWALTER, 2006). Há, porém, algumas diferenças entre eles, relacionadas com o tempo de resolução (Dst a cada hora, Sym-H a cada minuto) e o número e localização das estações geomagnéticas utilizadas para o cálculo (4 para o Dst e 6 para o Sym-H). Comparação dos resultados por diferentes estudos tem mostrado que o índice Sym-H produz valores mais extremos tanto durante o impulso súbito que inicia a tempestade magnética, como durante a fase principal.

Além das variações de campo geomagnético diurnas e provocadas por tempestades magnéticas, o CMT sofre variações com períodos de tempo ainda mais curtos. Elas

são denominadas de pulsações geomagnéticas ou ondas ULF (do inglês, *Ultra Low Frequency*). Essas oscilações são observadas simultaneamente no espaço e no solo (KIVELSON; RUSSELL, 1995) e são subdivididas em dois grupos principais de acordo com sua morfologia em contínuas (Pc) e irregulares (Pi). Os processos físicos envolvidos na geração e propagação dessas ondas serão abordadas com maiores detalhes no próximo capítulo.



### 3 PULSAÇÕES GEOMAGNÉTICAS

Além das variações diurnas e daquelas devido a tempestades magnéticas, existem outras variações que ocorrem no CMT com períodos muito menores. Esses tipos de variações são conhecidas como pulsações geomagnéticas. Elas têm frequências que podem ir de 1 mHz até mais que 1 Hz, e suas amplitudes variam de menos que 0,1 nT a centenas de nanoteslas, aumentando com a latitude até as regiões aurorais. Os comprimentos de onda dessas pulsações podem chegar à ordem de grandeza da magnetosfera para aquelas de menores frequências (KAMIDE; CHIAN, 2007).

O estudo das ondas de baixa frequência (ULF, do inglês *Ultra Low Frequency*) tem uma longa história. A primeira observação de pulsações geomagnéticas se deu por volta de 1840, pelo cientista J. Nevander. Mais tarde, em 1861, durante uma tempestade magnética, o geofísico inglês Balfour Stewart relatou observações de flutuações magnéticas chamadas de micropulsações. Apesar de terem sido observadas no século XIX, as pulsações geomagnéticas só ganharam maior atenção da comunidade científica um século mais tarde, principalmente no ano de 1958 (Ano Internacional da Geofísica). Hoje, as pulsações são definidas e interpretadas como sendo a manifestação de ondas hidromagnéticas observadas na superfície terrestre (KAMIDE; CHIAN, 2007; KIVELSON; RUSSELL, 1995).

Nas próximas seções deste capítulo será apresentada uma revisão teórica sobre os mecanismos de geração e propagação desse tipo de onda e, em seguida, se fará a aplicação desses conceitos na parte da geofísica espacial que trata das pulsações geomagnéticas.

#### 3.1 Ondas Magnetohidrodinâmicas (MHD)

Quando um sistema físico experimenta perturbações periódicas em seu equilíbrio é comum que ele responda com a emissão de ondas. As ondas, que se propagam através de um meio, transportam energia e informações sobre as propriedades do meio, tais como densidade e pressão, no caso de ondas mecânicas, e permeabilidade e permissividade, no caso de ondas eletromagnéticas. Em um plasma, as perturbações (tais como choques e turbulências) e instabilidades periódicas dão origem a ondas denominadas magnetohidrodinâmicas (MHD). Dessa forma, propriedades como densidade de plasma e pressão, além da magnitude da perturbação nos campos eletromagnéticos, são importantes na caracterização do meio por onde essas ondas se propagam.

No sistema Terra-Sol, a interação entre o vento solar e a magnetosfera pode causar instabilidades diversas levando à vibração das linhas de campo da magnetosfera em frequências específicas, ou ainda a vibrações da cavidade magnetosférica. As vibrações se propagam no interior da magnetosfera por modos característicos das ondas geradas e podem ser medidas na superfície da Terra na forma de variações periódicas de campo geomagnético (KIVELSON; RUSSELL, 1995).

### 3.1.1 Equações básicas MHD

As ondas MHD surgem em plasmas magnetizados e condutores como uma combinação de forças mecânicas e eletromagnéticas (KAMIDE; CHIAN, 2007). Campos eletromagnéticos externos, deslocamento de íons ou tensões restauradoras no campo magnético contribuem para a formação dessas ondas. A teoria MHD foi desenvolvida descrevendo o plasma como um fluido condutor e para tal abordagem são combinadas equações da mecânica dos fluidos juntamente com a teoria eletromagnética. A partir dessa teoria é possível descrever a propagação de ondas MHD em plasmas, limitadas a baixas frequências, onde se trata o meio como um único fluido altamente condutor permeado por um campo magnético (DUNGEY, 1967). Considerando um plasma frio compressível com velocidade média  $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$ , campo magnético  $\mathbf{B}_p(\mathbf{r}, t)$ , densidade de massa  $\rho_m(\mathbf{r}, t)$ , pressão magnética  $p(\mathbf{r}, t)$ , densidade de corrente elétrica  $\mathbf{J}(\mathbf{r}, t)$  e campo elétrico  $\mathbf{E}_p(\mathbf{r}, t)$ , permeabilidade magnética do vácuo  $\mu_0$ , e a velocidade adiabática do som  $V_s$ , obtém-se o seguinte conjunto de equações (BITTENCOURT, 2013):

$$\frac{\partial \rho_m}{\partial t} + \nabla \cdot \rho_m \mathbf{u} = 0$$

(Equação da continuidade)

$$\rho \left( \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} \right) = -\nabla p + \mathbf{J} \times \mathbf{B}_m \quad (\text{Equação do Movimento})$$

$$\nabla p = V_s^2 \nabla \rho_m \quad (\text{Equação da energia})$$



$$p\rho_m^\gamma = \text{constante} \quad (\text{Equação de estado})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E}_P = 0 \quad (\text{Equação de Gauss simplificada})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}_P = 0 \quad (\text{Equação de Gauss do magnetismo})$$

$$\nabla \times \mathbf{B}_P = \mu_0 \mathbf{J}, \quad (\text{Equação de Ampere})$$

$$\frac{\partial \mathbf{B}_P}{\partial t} = -\nabla \times \mathbf{E}_P, \quad (\text{Equação de Faraday})$$

$$\mathbf{J} = \sigma(\mathbf{E}_P + \mathbf{u} \times \mathbf{B}_P) \quad (\text{Equação de Ohm})$$

As equações acima sugerem que o plasma obedece simultaneamente às leis hidrodinâmicas de um fluido, devido ao acoplamento coletivo das partículas, e as leis eletrodinâmicas de Maxwell, por se tratar de um meio magnetizado. Na equação [Equação do Movimento](#) é importante ressaltar que se trata do operador derivada temporal definido por:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \quad (3.1)$$

A constante  $\gamma$  na [Equação de estado](#) é a razão entre o calor específico a pressão constante pelo calor específico a volume constante. Como um plasma é, por definição, macroscopicamente neutro, o fluxo elétrico é nulo, dado pela [Equação de Gauss simplificada](#). A corrente de deslocamento é desconsiderada na [Equação de Ampere](#), considerando que  $|\mathbf{u}| \ll c$ , e, na [Equação de Ohm](#), foi considerado que  $\omega \rightarrow \infty \Rightarrow J \rightarrow 0$ , o que significa que a alta condutividade do plasma inibe a movimentação relativa dos elétrons e íons, condição necessária para haver linhas de campo magnéticas congeladas no plasma (*Frozen lines*). Combinando a [Equação de Ampere](#), [Equação de Faraday](#) e [Equação de Ohm](#) infere-se a evolução temporal do campo magnético no plasma, dado por:

$$\frac{\partial \mathbf{B}_p}{\partial t} = \nabla \times (\mathbf{u} \times \mathbf{B}_p) + \nabla \times \left( -\frac{\mathbf{J}}{\sigma} \right) \quad (3.2)$$

Quando a condição de *Frozen Lines* é satisfeita, o segundo termo do lado direito da equação 3.2 pode ser desprezado. Por outro lado, pequenas perturbações no campo magnético ( $\mathbf{B}_p$ ), densidade ( $\delta\rho_m$ ) e ( $\mathbf{u}$ ), que variam no plasma em um fator de  $e^{i(\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}-\omega t)}$ , resultam em três possíveis modos de propagação de ondas MHD. Esses modos são: (i) modo de Alfvén, que se propaga ao longo das linhas de campo magnético, isto é,  $\mathbf{k}/\mathbf{B}$ ; e os modos magnetosônicos (ii) lento, com propagação longitudinal ao vetor campo magnético ambiente, e (iii) rápido, compressional, com propagação perpendicular ( $\mathbf{k} \perp \mathbf{B}$ ) ao campo magnético ambiente (BITTENCOURT, 2013). As relações de dispersão para essas soluções do conjunto de equações MHD são dadas por:

$$\frac{\omega_P}{k} = V_A \cos\theta \quad (3.3)$$

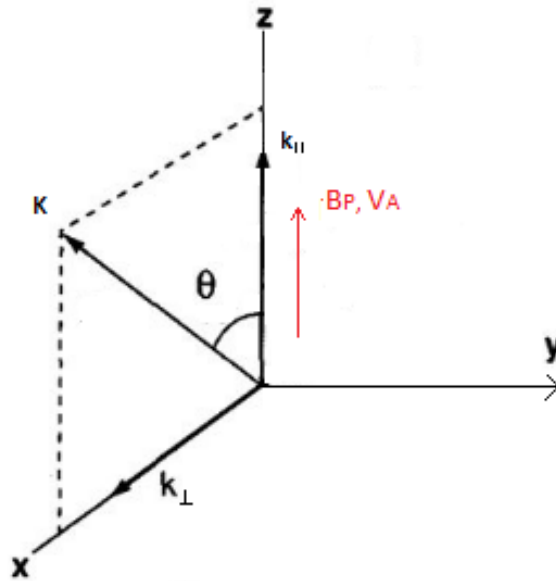
$$\left(\frac{\omega_p}{k}\right)^2 = \frac{1}{2}(V_S^2 + V_A^2)^2 \pm \frac{1}{2}[(V_S^2 + V_A^2)^2 - 4V_S^2V_A^2\cos^2\theta]^{1/2} \quad (3.4)$$

A equação 3.3 se refere a relação de dispersão das ondas de Alfvén, enquanto a equação 3.4 se refere a relação de dispersão para os modos rápido e lento, correspondentes às equações com sinal (+) e (-) respectivamente. Nas equações,  $\omega_P$  se refere a frequência angular da onda,  $k$  é o número de onda e  $V_A$  é a velocidade das ondas de Alfvén, que é resultado do equilíbrio entre as tensões magnéticas e dinâmica nas linhas de campo por onde as ondas se propagam e é dada por:

$$V_A = \sqrt{\frac{B_p^2}{\rho_m \mu_0}} \quad (3.5)$$

O ângulo  $\theta$  é quem define a orientação relativa de  $\mathbf{B}_p$  e o vetor de onda  $\mathbf{k}$  (veja na Figura 3.1) e dessa forma a existência dos modos de propagação da onda no plasma.

Figura 3.1 - Orientação de  $\mathbf{k}$  com respeito ao campo magnético do plasma ( $\mathbf{B}_P$  para um sistema de coordenadas cartesiano).



Quando  $\mathbf{k}$  e  $\mathbf{B}_P$  estão na mesma direção tem-se o modo de Alfvén (Intermediário), se  $\mathbf{k}$  é perpendicular  $\mathbf{B}_P$  tem-se o modo rápido de propagação e, para  $\omega$  entre esses valores tem-se os modos intermediários de propagação

Fonte: Modificado de Kamide e Chian (2007)

A direção de propagação de energia da onda é fornecida pelo vetor de Poynting, dado por:

$$\mathbf{S} = \frac{1}{\mu_0} \mathbf{E} \times \mathbf{b}, \quad (3.6)$$

em que os vetores  $\mathbf{E}$  e  $\mathbf{b}$  são os campos elétrico e magnético da onda MHD.

Dessa forma, para a onda de Alfvén, a energia associada à perturbação se desloca paralela à direção de  $\pm \mathbf{B}_P$ , fazendo com que a perturbação seja perpendicular a  $\mathbf{B}_P$ , deslocando as linhas de campo do meio de forma organizada. Nesse caso a distância entre duas linhas de campo perturbadas permanece constante.

No modo compressional, por sua vez, a direção de propagação da energia ocorre em um ângulo arbitrário relativo a  $\mathbf{B}_P$ . Assim, as perturbações no campo magnético são oblíquas resultando em distâncias variáveis das linhas de campo perturbadas.

Nesses casos, a velocidade de fase é maior do que a velocidade de propagação da onda de Alfvén, e por isso esse modo é também chamado de modo rápido. No caso da interação vento solar-magnetosfera, as pulsações que observamos na superfície terrestre são, em geral, devido a ondas MHD geradas no espaço interplanetário, magnetosfera e ionosfera, que podem estar se propagando pelos modos anteriormente descritos (KIVELSON; RUSSELL, 1995; MCPHERRON, 2005).

### 3.2 Mecanismo de geração das pulsações

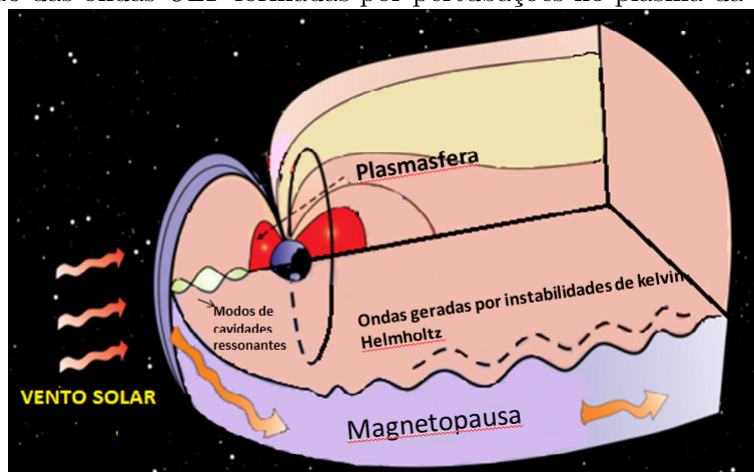
Os mecanismos que dão origem às pulsações geomagnéticas são classificados em dois grandes grupos, de acordo com a sua origem: eles podem ser externos ou internos à magnetosfera. Dentre os mecanismos externos de geração de ondas MHD, os pulsos de pressão no vento solar e as instabilidades Kelvin-Helmholtz constituem-se nas fontes primárias de geração de ondas (ZONG et al., 2017). Pode-se citar que as ondas de plasma ion-ciclotrônicas, que se observa na região da bainha magnetosférica, modos de espelhamento, ondas geradas devido ao choque do vento solar com a magnetosfera, ondas compressionais que se propagam no vento solar ou flutuações Alfvénicas também podem gerar pulsações na magnetosfera (MENK; WATERS, 2013), entre outros mecanismos. A outra classe, se refere aos mecanismos internos à magnetosfera na geração de pulsações. Existe uma grande variedade de mecanismos internos que podem dar origem a pulsações, a saber, anisotropias na pressão do plasma, processos ressonantes com íons energéticos aprisionados no campo geomagnético, modos de cavidade globais, ressonância das linhas de campo, ondas eletromagnéticas ion-ciclotrônicas. As próprias linhas de campo que entram em ressonância com ondas compressionais na magnetosfera podem amortecer ou excitar as pulsações. Pode acontecer ainda ejeção de energia na magnetosfera, por meio de reconexão magnética, que pode gerar ondas tanto na magnetosfera quanto na ionosfera (em regiões com alta precipitação de partículas) (MENK, 2011).

As ondas compressionais, propagam-se como uma onda de densidade entre as linhas de campo, similar a uma onda sonora no ar, causando alterações no meio por onde se propaga. Elas são ditas ondas longitudinais. Quando o vento solar se choca com a magnetopausa, a pressão incidente provoca mudanças abruptas no plasma e a magnetosfera atua como uma cavidade ressonante na propagação dessas perturbações (KIVELSON; RUSSELL, 1995). As ondas de Alfvén, por sua vez, se propagam paralelas ao campo geomagnético e através das linhas de campo do plasma. As ondas observadas na magnetosfera podem apresentar frequência de vibração que sejam ressonantes com modos da cavidade ou das linhas de campo, apresentando amplitudes

significativas e tornando possível detectá-las no solo, mesmo em baixas latitudes (KIVELSON; RUSSELL, 1995).

Na magnetosfera terrestre, na maior parte das circunstâncias, esses dois modos, compressional e de Alfvén, estão acoplados. Dessa forma, não é possível gerar uma onda compressional e uma onda de Alfvén separadamente no sistema. Porém, quando as ondas de Alfvén são excitadas, seus efeitos geralmente dominam o espectro das variações do campo geomagnético na superfície da Terra (ADAM et al., 2005). A Figura 3.2 mostra uma representação esquemática dos dois modos de onda gerados por fontes exógenas à magnetosfera, bem como seus modos de propagação. De maneira geral, a penetração dessas ondas devido à reconexão depende do ângulo formado pelo IMF em relação à linha Sol-Terra e também do fluxo convectivo de plasma sobre ela (MCPHERRON, 2005).

Figura 3.2 - Ilustração esquemática do vento solar alterado e dos mecanismos de propagação das ondas ULF formadas por perturbações no plasma da magnetopausa



Fonte: Modificado de Zong et al. (2017)

### 3.3 Morfologia das pulsações geomagnéticas

A morfologia e as propriedades físicas das pulsações dependem das características do vento solar, da longitude (ou hora local), da latitude magnética ou do parâmetro L e ainda das características da ionosfera local. O parâmetro de McIlwain L é a distância do centro da Terra à linha magnética, no plano equatorial, dado em raios terrestres.

Em 1961 foi estabelecida a primeira representação morfológica das pulsações geomagnéticas, através da qual a IAGA classificou as pulsações em duas categorias de acordo com sua regularidade e com o período das oscilações. As pulsações do tipo contínuas (Pc), que serão estudadas neste trabalho, são sinais periódicos e monocromáticos que se apresentam em pacotes de onda com amplitude bem definida, enquanto as que envolvem grande faixa espectral são classificadas como pulsações irregulares (Pi). Em 1973 duas novas classes foram introduzidas: pulsações contínuas do tipo Pc6 e as pulsações irregulares do tipo Pi3. Dentro de cada grupo, as pulsações são divididas de acordo com o período e a frequência, conforme explicitado na Tabela 3.1:

Tabela 3.1 - Classificação das Pulsações geomagnéticas observadas em solo de acordo com IAGA

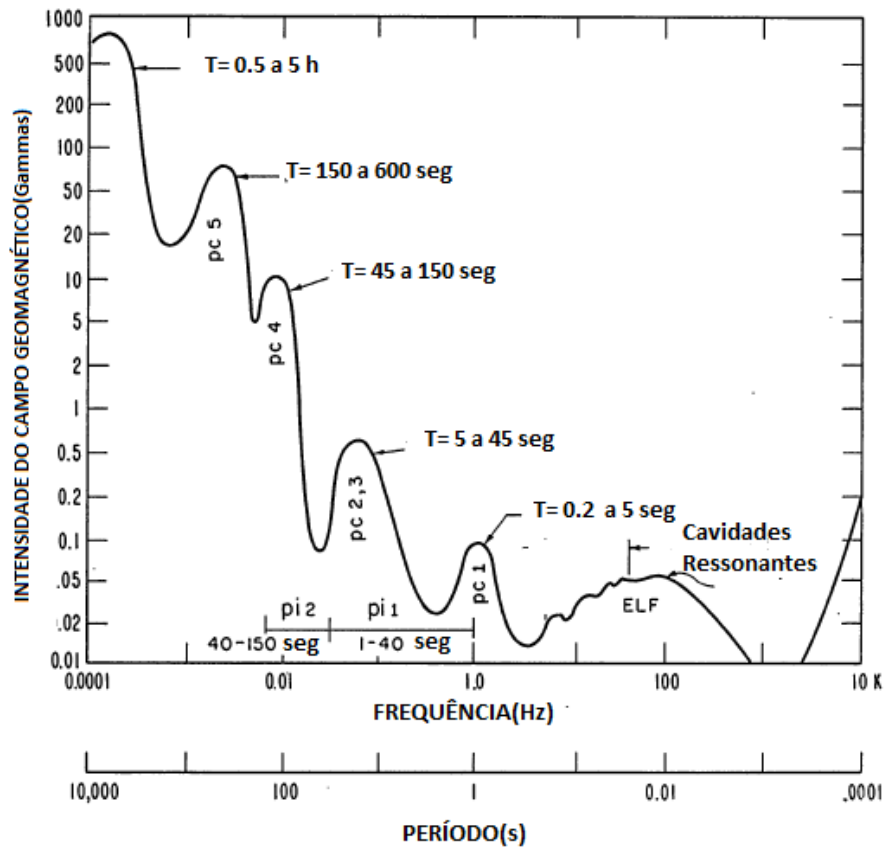
Pulsações Contínuas		
Tipo	Período(s)	Frequência(mHz)
Pc1	0,2-5	200-5000
Pc2	5-10	100-200
Pc3	10-45	22,2-100
Pc4	45-150	6.6-22.2
Pc5	150-600	1.6-6.6
Pc6	> 600	<1.6
Pulsações Irregulares		
Pi1	1-40	25-1000
Pi2	40-150	6.6-25
Pi3	> 150	<6.6

Fonte: IAGA (1961; 1973)

Para cada tipo de oscilação vão existir valores característicos de intensidade de campo geomagnético. A Figura 3.3 apresenta um gráfico da intensidade de campo geomagnético em função da frequência e período do sinal. Através desse gráfico pode-se inferir informações a respeito da amplitude das pulsações contínuas de Pc1 a Pc5 e irregulares Pi1 e Pi2.

Outra classificação foi proposta por Samson (1991). Nela o autor subdivide as pulsações de acordo com as bandas de frequência, associando cada uma ao seu mecanismo de geração. A Tabela 3.2 explicita essa classificação.

Figura 3.3 - Valores característicos de intensidade do campo geomagnético para a magnitude das pulsações geomagnéticas em função da frequência/período do sinal



Fonte: Adaptado de Campbell(2003)

Tabela 3.2 - Classificação das pulsações geomagnéticas e seus possíveis mecanismos de geração

Tipo	Banda Espectral	Fontes de Energia
<b>Contínuas</b>	1-10 mHz (Baixa Frequência)	-Instabilidade de deriva de espelho -Ressonância da cavidade -Instabilidade de Kelvin Helmholtz
	10-100 mHz (média frequência)	-Instabilidade de Kelvin Helmholtz -Instabilidade ciclotrônica de prótons do vento Solar
	0,1 -10 Hz (alta frequência)	-Instabilidade ciclotrônica de prótons do vento solar provocadas por ondas de íons ciclotrônicos na magnetosfera
<b>Irregulares</b>	1-10 Hz (baixa frequência)	-Impulsos súbitos do vento solar -Mudanças abruptas da convecção da cauda magnetosférica -Eventos de transferência de fluxo, tais como reconexão magnética
	0,1-10 Hz (alta frequência)	-Instabilidades de correntes alinhadas ao campo geomagnético

Fonte: Samson (1991)

### 3.4 Influências Ionosféricas

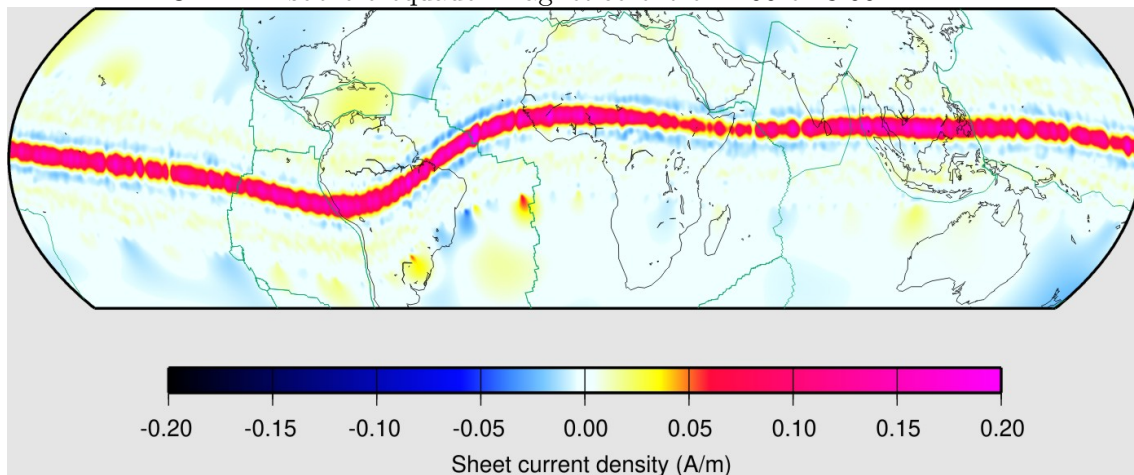
As ondas MHD que se propagam na magnetosfera, produzidas por fontes externas ou por mecanismos internos à magnetosfera, podem ser medidas na superfície da Terra. No entanto, devido à propagação dessas ondas através da magnetosfera-ionosfera, o sinal observado em solo não é a onda MHD original, mas sim uma onda eletromagnética irradiada por correntes induzidas na ionosfera. Genericamente, as ondas MHD dão origem a correntes elétricas na ionosfera nas extremidades das linhas de campo pelas quais se propagam (MCPHERRON, 2005). As correntes de Pedersen ionosféricas (paralelas ao campo elétrico primário) anulam o campo magnético das ondas, não permitindo que sua assinatura seja observada na superfície da Terra. Porém, as correntes Hall ionosféricas leste-oeste (perpendiculares aos campos elétricos e magnéticos primários) produzem radiação eletromagnética que é observada no solo como oscilações magnéticas predominantemente norte-sul (MCPHERRON, 2005). A assinatura de uma onda MHD na superfície da Terra é, portanto, o resultado dos processos de modificação da onda ULF primária pela ionosfera (HUGHES; SOUTHWOOD, 1976). Como as linhas de campo geomagnético possuem frequências de ressonância distintas, os distúrbios magnéticos resultantes observados no solo são quase monocromáticos e altamente sinusoidais; eles são, portanto, identificados como uma pulsação do tipo contínua (Pc).

Os espectros observados no solo apresentam uma banda larga de frequências, com picos de amplitudes diferentes em diferentes latitudes (CHI; RUSSELL, 2001; MCPHERRON, 2005). Quando as ondas MHD são convertidas para ondas eletromagnéticas puras, sofrem uma significativa redução de amplitude e uma rotação de  $90^\circ$  no eixo maior de polarização em relação ao sinal original (KIVELSON; RUSSELL, 1995). Devido a esse efeito de amortecimento pela ionosfera, sinais com estruturas espaciais de pequena escala (escala horizontal inferior a 50 km) não são detectáveis no solo. A ionosfera também provoca uma redução na velocidade das ondas de Alfvén. Dados experimentais mostram que, no solo, a amplitude das pulsações é proporcional à latitude geográfica, com o máximo de amplitude sendo observado na região auroral. De fato, as pulsações chegam diretamente nas regiões aurorais através da sua propagação pelas linhas de campo geomagnético mais externas (para o caso das ondas de Alfvén) à magnetosfera (Figura 3.2). Para o caso das regiões de baixas latitudes, a propagação de ondas MHD paralelas às linhas de campo é menos eficiente, pelo fato de a intensidade dessas ondas ser muito reduzida. Desse modo, nas regiões equatoriais e de baixas latitudes, as ondas compressionais são responsáveis pela maior parte das observações de ULF no solo.



Na ionosfera diurna, os ventos neutros configuram um campo elétrico de polarização que geralmente aponta para a direção leste. No equador magnético, onde o campo geomagnético é exatamente horizontal, esse campo elétrico provoca uma deriva resultante da força de Lorentz  $\vec{E} \times \vec{B}$  dos elétrons, o que gera uma carga negativa no topo e uma carga positiva no limite inferior da camada E da ionosfera (região cerca de 90 a 130 km de altitude). O campo elétrico resultante impede a deriva para cima dos elétrons que são impulsionados para o oeste pelo campo elétrico. O movimento dos íons é largamente inibido a esta altitude, devido às colisões com o gás neutro (MAUS; ALKEN, 2010). Esse fenômeno é conhecido como eletrojato equatorial (EJE) e se refere a um estreito e intenso sistema de correntes elétricas diurnas em altitudes da região E da ionosfera (em torno de 100 km), que circula de oeste para leste e abrange um intervalo aproximado de  $\pm 3^\circ$  de latitude (CAMPBELL, 2003). A Figura 3.4 explicita a forma e localização do EJE, obtida por dados do satélite CHAMP.

Figura 3.4 - Densidade de corrente do eletrojato inferida de 2600 passagens do satélite CHAMP sobre o equador magnético entre 11:00 e 13:00 LT



Fonte: Maus e Alken (2010)

As pulsações observadas nessa região tendem a apresentar variações nas suas amplitudes devido à presença do EJE. Estudos recentes realizados por Silva (2017) mostraram que o efeito principal do EJE sobre o campo geomagnético é o amortecimento das Pc3 diurnas e a amplificação das Pc5 diurnas.

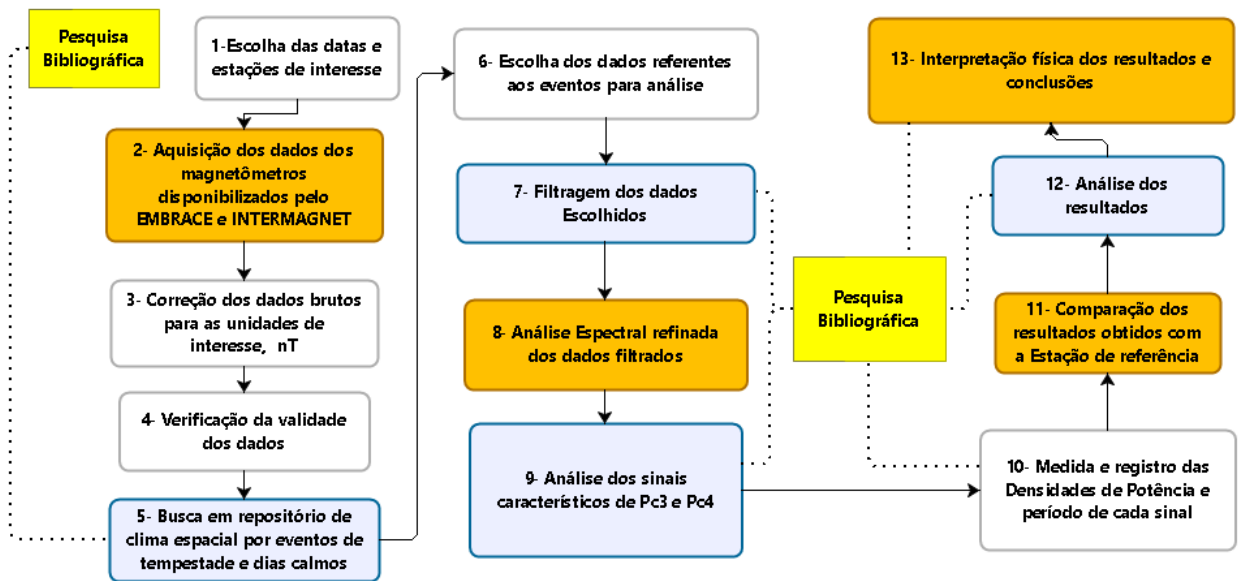
### 3.5 Importância do estudo de pulsações

Como mostrado nas seções anteriores, as pulsações são manifestações de ondas MHD geradas por processos externos ou internos à magnetosfera e que chegam até a superfície da Terra sob a forma de ondas eletromagnéticas transmitidas pela ionosfera. Nesse contexto, as pulsações geomagnéticas têm sido utilizadas como uma ferramenta importante no entendimento da dinâmica da magnetosfera e ionosfera, para determinar a densidade do plasma e diagnosticar fenômenos e processos físicos importantes, tais como reconexão magnética, eletrojato equatorial, anomalias, etc . As pulsações geomagnéticas também são importantes nos estudos da crosta terrestre, manto e oceanos (KAMIDE; CHIAN, 2007), por induzirem correntes elétricas no interior da Terra que se relacionam com a distribuição da condutividade elétrica em diferentes profundidades. No presente trabalho, pulsações do tipo Pc3 e Pc4 foram estudadas a fim de caracterizar a influência das variações da condutividade ionosférica local na SAMA sobre a amplitude dessas pulsações. Para tal fim, foram analisados eventos de Pc3 e Pc4 observados em períodos calmos e em fase de recuperação de tempestades em diferentes datas do ano de 2015. Foram utilizados dados de magnetômetros espalhados em uma ampla faixa de latitude sob a região da SAMA, disponibilizados pelo programa EMBRACE e pela rede INTERMAGNET.

## 4 METODOLOGIA

O objetivo deste trabalho é investigar a influência da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SAMA) na amplitude de pulsações geomagnéticas Pc3 e Pc4 observadas na superfície da Terra. Para tal fim, foi realizada a sequência de procedimentos apresentados no fluxograma da Figura 4.1:

Figura 4.1 - Fluxograma dos procedimentos realizados no decorrer do presente trabalho



Nas seções a seguir os passos apresentados no fluxograma da figura 4.1 serão explicados com maior riqueza de detalhes.

### 4.1 Magnetômetros Fluxgate

A aquisição dos dados utilizados na presente pesquisa foi realizada através de magnetômetros do tipo fluxgate. Cabe ressaltar que, em observatórios geomagnéticos, o uso de magnetômetros com processamento automático de dados tem se tornado generalizado, sendo que os do tipo Fluxgate ocupam uma posição especial pelo seu fácil uso e por permitir uma medida direta das variações das componentes do campo geomagnético (PRIMDAHL, 1979).

O magnetômetro fluxgate foi idealizado em 1932 e primeiramente construído du-

rante a 2ª Guerra Mundial. Seu funcionamento se baseia no princípio da linearidade de magnetização de materiais magnéticos de alta permeabilidade. O sensor do magnetômetro é composto por um núcleo de material ferromagnético de alto nível de saturação enrolado por bobinas, sendo que uma delas é de excitação e a segunda atuando como detetora. Existem diferentes tipos de núcleos, classificados de acordo com a geometria e com o material do núcleo magnético.

Nas estações geomagnéticas do EMBRACE são utilizados magnetômetros do modelo JRO-ML-103, desenvolvidos originalmente pelo Observatório de Jicamarca do Peru (VELIZ, ). Os sensores são instalados em uma base de concreto e alinhados na direção do norte geográfico. Além disso, os magnetômetros são encapsulados em um tubo cilíndrico duplo de PVC, com o intuito de se conseguir um bom isolamento térmico e mecânico. Suas especificações técnicas são apresentadas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Especificações técnicas e ambientais do magnetômetro JRO-ML-103 obtidas em seu manual de especificação.

Especificações Técnicas	
Faixa de medição	$\pm 75000$ nT
Escala dinâmica/três selecionáveis	$\pm 250,1000,2500$ nT
Sensibilidade	2.5mV/nT
Resolução	0,1nT
Precisão	0,25%
Formato de saída de dados	USB
Tensões de alimentação	+12V( 10,5 ~ 28)V
Corrente consumida	+320mA
Tensão de saída analógica	$\pm 2,5$ V
Sensor de ruído	15 pTrms/ $H z^{1/2}$ at 1Hz
Rejeição de fornecimento de energia	>10dB
Impedância de saída DC	<10 ohm
Informações Mecânicas e Ambientais	
Temperatura de operação	-20°C a 75°C
Cápsula do sensor	Tubo de duplo PVC
Dimensões do sensor (sem conector)	104 cm de comprimento e 18cm de diâmetro
Conector de 10 pinos do sensor	Amphenol tipo militar
Proteção da unidade de controle	À prova de respingos
Proteção do sensor	Sensor à prova de água

Fonte: Modificado de Veliz(2010)

## 4.2 Aquisição de dados

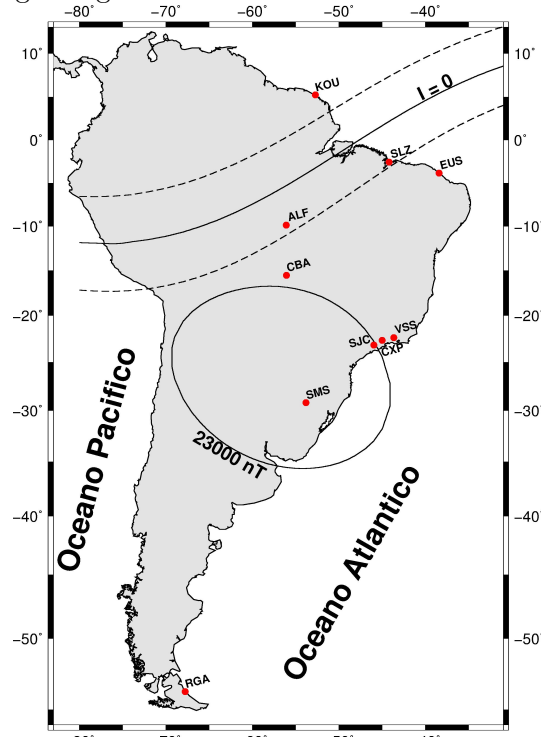
Os dados utilizados neste trabalho foram disponibilizados pelas redes de magnetômetros do programa EMBRACE e pela rede mundial de magnetômetros INTERMAGNET. Foram escolhidas previamente dez estações, de acordo com suas localizações em relação à SAMA e disponibilidade de dados. Oito dessas estações estão localizadas em diferentes latitudes do território brasileiro, uma na Argentina e uma na Guiana Francesa (esta da rede do INTERMAGNET). As informações e localização geográfica de cada estação em relação às coordenadas do campo geomagnético para a época das medidas estão explicitadas na Tabela 4.2 e na Figura 4.2. Na Figura 4.2, além da localização das estações utilizadas, estão representados os parâmetros do campo geomagnético que são relevantes para este estudo: o equador magnético ( $I = 0^\circ$ ), os limites ao norte e ao sul do equador magnético até onde se esperam efeitos do eletrojato equatorial em medidas geomagnéticas na superfície (linhas tracejadas em  $I = 10^\circ$  e  $I = -10^\circ$ ) e a isolinha de  $23000nT$  do campo total, aqui usada para definir a área central da SAMA.

Tabela 4.2 - Localização geográfica e coordenadas geomagnéticas (para o ano de 2015 - IGRF-12) das estações geomagnéticas.

Estação Magnética	Código	País	Coordenadas geográficas		Altitude (m)	Coordenadas Geomagnéticas		Intensidade do Campo (nT)
			Lat	Long		Inclinação ( $^\circ$ )	DIP latitude ( $^\circ$ )	
Kourou	KOU	GF	5°12'36"N	52°43'48"O	010	15,16	7,71	28.874,8
São Luis-MA	SLZ	BR	2°35'39"S	44°12'35"O	032	-8,94	-4,50	26.197,6
Eusébio-CE	EUS	BR	3°52'48"S	38°25'28"O	043	-18,10	-9,23	26.285,3
Alta Floresta-MT	ALF	BR	9°52'13"S	56°06'15"O	284	-8,02	-4,03	24.243,3
Cuiabá-MT	CBA	BR	15°33'17"S	56°04'10"O	233	-17,59	-9,00	23.183,5
Vassouras-RJ	VSS	BR	22°24'07"S	43°39'08"O	444	-38,40	-21,62	23.167,8
Cachoeira Paulista-SP	CXP	BR	22°42'07"S	45°00'52"O	601	-37,51	-21,00	23.075,1
São José dos Campos-SP	SJC	BR	23°12'31"S	45°57'49"O	582	-37,20	-20,78	22.973,6
São Martinho da Serra-RS	SMS	BR	29°26'36"S	53°49'22"O	462	-37,15	-20,75	22.479,8
Rio Grande	RGA	AR	53°47'09"S	67°45'42"O	018	-50,12	-30,90	31.184,1

Fonte: Denardini et al. (2016), Thébault et al. (2015)

Figura 4.2 - Localização dos magnetômetros utilizados na presente pesquisa e valores do campo geomagnético em 2015.



Fonte: Produção do autor. Derivado de Thébault et al. (2015)

Para análise dos dados, foram escolhidas preliminarmente quatro tempestades magnéticas do ano de 2015 e obtidos os dados de 7 dias antes e 7 dias após a fase principal de cada um dos eventos. A tabela 4.3 apresenta as datas de início das tempestades ("*storm sudden commencement*") e o intervalo de dias de dados coletados.

Tabela 4.3 - Eventos escolhidos previamente para análise e período de dados coletados.

Evento	Início da tempestade	Dst Máximo	Período de dados coletados
1	17-03-2015	-223	10 a 26 de março de 2015
2	22-06-2015	-121	15 a 30 de junho de 2015
3	20-12-2015	-155	02 a 27 de dezembro de 2015
4	01-01-2016	-110	23/12/2015 a 08/01/2016

Fonte: Kyoto (2015)

Posteriormente, os arquivos de variação do campo geomagnético do EMBRACE fo-

ram convertidos para nT e graus, o que foi feito utilizando as constantes da tabela de conversão apresentadas no ANEXO A (os dados de Kourou já foram disponibilizados pelo INTERMAGNET no formato requerido para análise). Os arquivos convertidos contendo as variações diárias do campo geomagnético foram salvos em formato ASCII para a sequência das análises.

Convertidos os dados, o passo seguinte consistiu em verificar sua disponibilidade para cada estação geomagnética nas datas escolhidas. A tabela 4.4 apresenta os resultados desse procedimento: as células em vermelho indicam os dias sem dados, células amarelas representam dias em que há algumas horas de falhas nos dados (número de horas, minutos ou segundos de ausência de dados indicado na célula) e verdes são os dias nos quais não há falhas nos dados. Saliente-se que a estação KOU apresenta dados para todo o intervalo analisado e, por isso, não foi incluída nessa tabela. As datas referentes aos eventos são apresentadas no formato de dia do ano.

Tabela 4.4 - Disponibilidade dos dados nos dias escolhidos para os anos 2015 e 2016 para cada uma das estações da rede do EMBRACE. Células verdes: dados completos, células vermelhas: dados indisponíveis, células amarelas: dados incompletos e o intervalo de tempo em que faltam dados.

Estação	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	166	167	168	169	170	171	172
ALF	3h	17h	1h	1h	2h	1h	1h		1h					3h	1h	1h	22h	2h	2h	2h	2h	3h	2h	2h
CXP	3h	7s	10s	5s										17h	10h		2h	2h	11s	10s	1h	10s	1h	9s
CBA	4h	1m			2h	1h			7s	3h	13h	5h	1h	1h	1h		22h	2h				1m		
EUS	10h	2h	3h	7	6h	8h	5h			2		6h	3h	7h	6h	4h		4h						
RG	14	23.9h	4h	2h	3h	5h	9h		23.4h	12h	13.5h	1h	2h	3h	5h	4h	22h	4h	1h	2h	2h	2h	1h	
SJC	1h			1h	2h	1h					1h	1h	1h	2h	2h	1h		2h				30m		
SLZ	10h	2h	4h	11h	7h	10h	6h		23.4h	2h	14h	6h	16h	13h	13h	5h	22h							
SMS	5h	4h	1h	1h	3h	3h	3h		3h	1h	2h	1h	2h	3h	1h		23h	2h					38min	
VSS																		4h	1h		12h	14h		
Estação	173	174	175	176	177	178	179	180	181	341	342	343	344	345	346	347	348	349	350	351	352	353	354	355
ALF			1h	1h	1h	1h	1h																	
CXP	11s	4s		9s	7s	0.3h			22		0.1h					6h	11h		1s					
CBA				4,2m			39m			1h		55s						1h		43s		1h		52s
EUS										1h			1h		1h									
RG				3h	2h		1h	1h		2h	1h	4h	1h				2h	1h		2h	2h	1h		2h
SJC										1h					8m	15m		4h		13h				1.5h
SLZ									22h	1h	17h	11h			1h		2h	1h			3h			
SMS	20m						2h		23h	1h		8m	30m	30m		12h	11h	6,3h	2h	3h	12h	53s		
VSS	5h			6h					22h	18h	4h	1h		3h	1h		11h	2h						
Estação	356	357	358	359	360	361	362	363	364	365	1	2	3	4	5	6	7	8						
ALF																								
CXP	1.5h									1h								2h						
CBA		25m																2h						
EUS			10h				11h				13h	16h												
RG	4h		3h	1h	14h		15h		1h	1h	6h	6h		3h	3h	3h	3h	3h						
SJC	27m	48seg			1h								2h	15m	9h									
SLZ							4h				22h			12h										
SMS		1,2h							43s		13h	16h												
VSS					4h		2h			1,44h				1,65h				2						



### 4.3 Escolha dos eventos e estações a serem analisados

Na Tabela 4.4, os dados da primeira tempestade são identificados nas células 69-85, da segunda tempestade entre 166-181, na terceira tempestade entre 341-357 e na quarta tempestade entre 358-8 (referente ao oitavo dia de 2016). Como o objetivo do trabalho é avaliar o efeito da SAMA na amplitude das pulsações no solo, tomou-se a estação SMS como referência por estar localizada na posição mais central da Anomalia, conforme a Figura 4.3. Também, na sequência do trabalho, observou-se que a análise das pulsações contínuas é mais efetiva (há mais eventos) na fase de recuperação das tempestades.

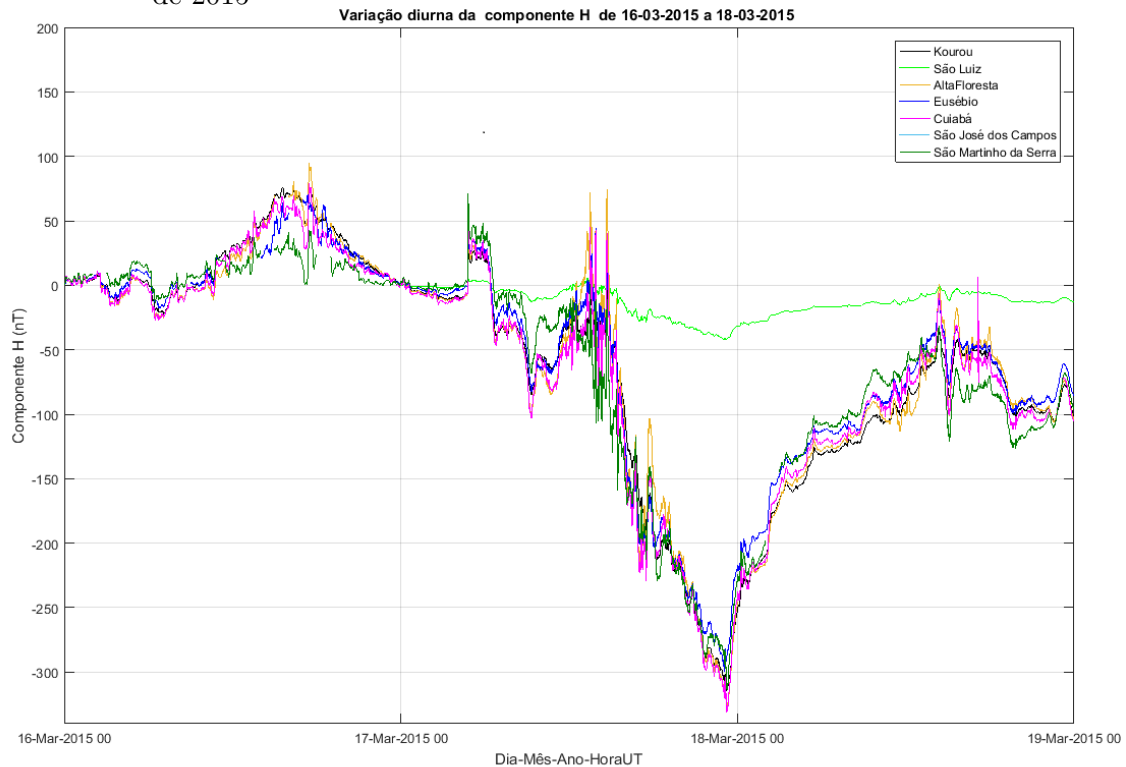
Dessa forma, priorizaram-se na análise os dias em que a estação SMS tivesse maior disponibilidade de dados na fase de recuperação de cada uma das tempestades, que tem durações diferentes. Nessa análise, observou-se que na quarta tempestade haviam falhas significativas nos dados dessa estação para os dias 01 e 02 de janeiro de 2016 (respectivamente com 13 e 16 horas sem dados). De acordo com os objetivos do trabalho, essa tempestade foi descartada para as análises subsequentes. Os demais eventos foram analisados de acordo com os procedimentos apresentados nas próximas seções.

#### 4.3.1 Evento 1: 17/03/2015

Para esse evento, verificou-se, a partir da Tabela 4.4, que a estação VSS não tinha dados disponíveis e as estações de CXP e RGA apresentavam falhas de dias, ou várias horas. Dessa forma, apenas as outras 7 estações foram utilizadas para a Figura 4.3 um gráfico com a variação da componente H nas 7 estações para o intervalo entre 16 e 18 de março de 2015.

Pode-se observar que o dia 16 de março é um dia pouco perturbado e que a tempestade magnética tem início com o *ssc* às 04:47 UT do dia 17 de março. A fase principal da tempestade desenvolve-se durante todo esse dia, com a fase de recuperação desenvolvendo-se a partir do dia 18 de março e perdurando por cerca de 5 dias (não apresentado na figura). O aspecto mais saliente dessa figura é a resposta completamente diferente do magnetômetro da estação SLZ, o qual apresenta baixa amplitude em comparação com as variações geomagnéticas registradas nas outras estações.

Figura 4.3 - Variações geomagnéticas na componente H para os dias 16, 17 e 18 de março de 2015



Variações geomagnéticas na componente H para os dias 16, 17 e 18 de março de 2015 nas 7 estações operando nesses dias. A figura abrange um dia calmo (16/03), o dia em que ocorreu a tempestade (17/03) e o início da fase de recuperação (18/03). A estação São Luiz (SLZ) apresenta resposta totalmente diferente das demais.

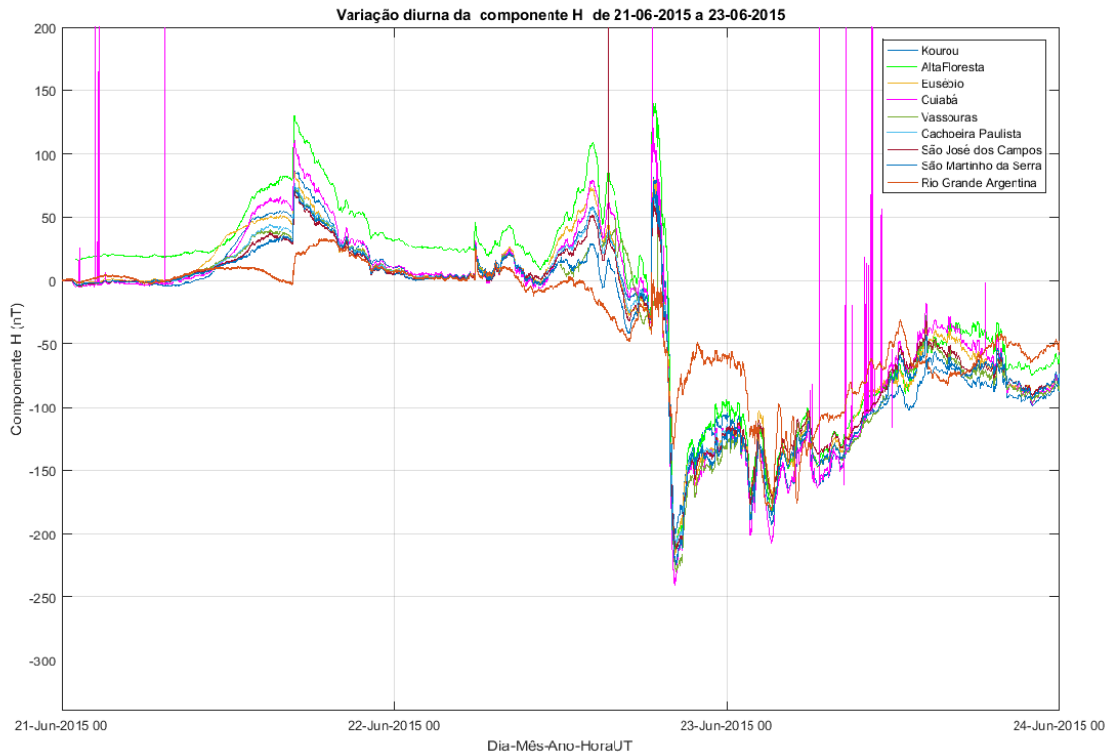
Fonte: Produção do autor

#### 4.3.2 Evento 2: 22/06/2015

A Figura 4.4 mostra as variações geomagnéticas registradas em 8 estações que estavam disponíveis para o intervalo entre 21 e 23 de junho de 2015. Nesse caso, não se tinha dados para a estação SLZ. O *ssc* para essa tempestade ocorreu às 16:50 UT do dia 21 de junho, com a fase principal estendendo-se até o final do dia 22 de junho. Um aspecto importante dessa figura é que a estação CBA apresenta vários picos localizados, provavelmente relacionados a ruídos eletromagnéticos locais. Esses ruídos não foram eliminados neste gráfico propositalmente, mas serão suavizados na análise final dos dados. Também, a estação RGA apresenta assinatura bastante distinta das demais estações em vários intervalos durante diferentes fases da tempestade. Essa

estação é a que se encontra mais próxima do vórtice das correntes Sq e como tal pode ter outros efeitos nos sinais além daqueles associados à SAMA.

Figura 4.4 - Variações geomagnéticas na componente H para os dias 21, 22 e 23 de junho de 2015



Variações geomagnéticas na componente H para os dias 21, 22 e 23 de junho de 2015 nas estações disponíveis nesses dias. O *ssc* ocorre no dia 21 de junho, com a fase principal estendendo-se até o final do dia 22/06, tendo-se em seguida o início da fase de recuperação. Picos isolados são observados na estação Cuiabá.

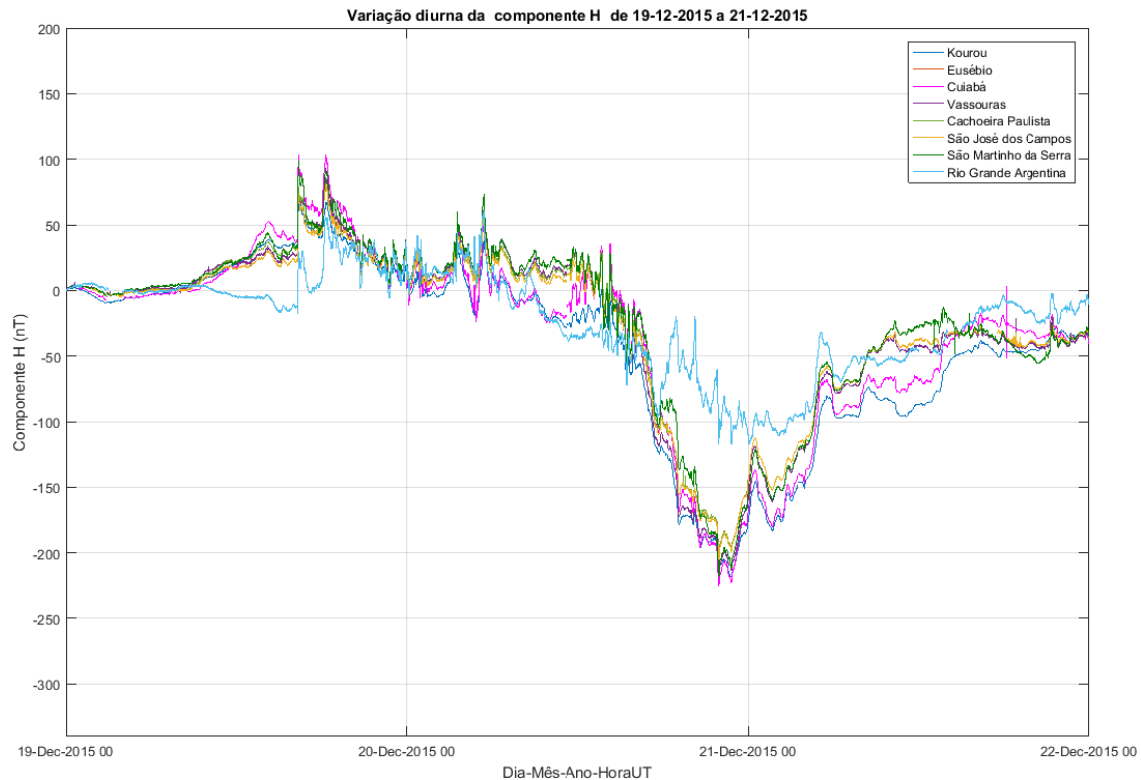
Fonte: Produção do autor

### 4.3.3 Evento 3: 10/12/2015

Os dados utilizados para a tempestade de dezembro são mostrados na Figura 4.5. São mostradas as variações geomagnéticas na componente H para 8 estações entre 19 e 21 de dezembro de 2015, não se tendo dados para as estações ALF e SLZ. O *ssc* ocorreu às 16:21 UT do dia 19 de dezembro, com a fase final transcorrendo até o final do dia 20/12, seguindo-se o início da fase de recuperação a partir do dia 21 de dezembro. Da mesma forma que no evento de junho, a estação RGA apresenta

diferenças significativas das demais em várias fases da tempestade.

Figura 4.5 - Variações geomagnéticas na componente H para os dias 19, 20 e 21 de dezembro de 2015



Variações geomagnéticas na componente H para os dias 19, 20 e 21 de dezembro de 2015 nas estações disponíveis nesses dias. O *ssc* ocorre no dia 19 de dezembro, com a fase principal estendendo-se até o final do dia 20/12, tendo-se em seguida o início da fase de recuperação.

Fonte: Produção do autor

#### 4.3.4 Escolha das estações a serem utilizadas

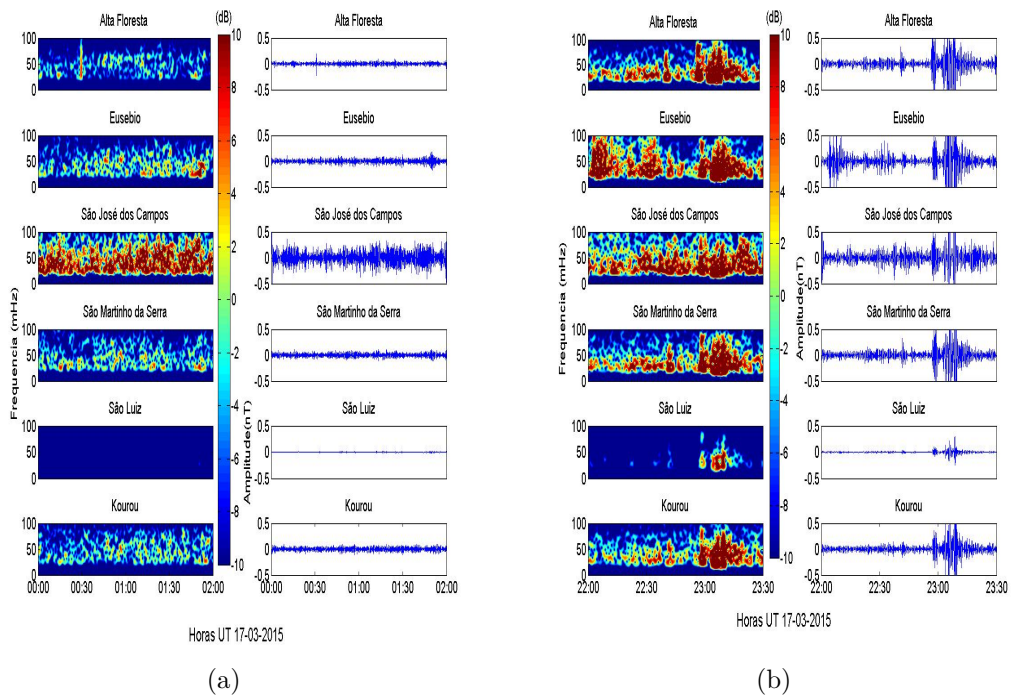
Após definir as 3 tempestades a serem analisadas, o passo seguinte consistiu em verificar a qualidade dos dados obtidos em cada uma das estações durante esses eventos. Técnicas de filtragem dos dados nos intervalos de interesse e análise de seu conteúdo espectral (a serem mais detalhadamente discutidas em itens subsequentes) foram preliminarmente adotadas para avaliar efeitos de ruídos eletromagnéticos nas diferentes estações. Como exemplo dessas análises, as Figuras 4.6 e 4.7 mostram dados filtrados e espectrogramas para os dias 17 de março e 21 de março de

2015, respectivamente durante a fase principal e no final da fase de recuperação da tempestade T1.

A Figura 4.6 mostra resultados para intervalos de tempo que antecedem a tempestade (00:00 a 02:00 UT) e no final da sua fase principal (22:00 a 23:00 UT). Verificou-se a ausência de sinal no período pré-tempestade na estação SLZ e uma amplitude muito baixa para essa estação, comparada às demais estações, durante a fase principal. Esse resultado confirma as observações feitas anteriormente na discussão da Figura 4.3, com a estação apresentando algum problema instrumental. A estação SLZ foi, portanto, excluída das análises posteriores para este evento. O intervalo pré-tempestade mostra também que a estação SJC apresenta um conteúdo espectral muito ruidoso quando comparado às demais estações. Situada próxima ao centro urbano de São José dos Campos, a estação aparenta estar contaminada por ruídos eletromagnéticos gerados na cidade. Durante a fase principal, a grande amplitude dos eventos geomagnéticos faz com que o espectro das medidas realizadas nesta estação apresente alguma similaridade com as demais. Porém, é inviável separar o sinal natural do ruído eletromagnético mesmo nesse caso. Dessa forma, essa estação também foi excluída das análises posteriores para todos os eventos.

A Figura 4.7 mostra uma análise preliminar para dois intervalos de tempo durante o período noturno do dia 21/03/2015, no final da fase de recuperação da tempestade. Os aspectos mais importantes são os ruídos eletromagnéticos contínuos que afetam a estação RGA e os ruídos localizados na estação EUS. De forma similar ao caso anterior, os ruídos são identificados pela resposta espectral bastante distinta daquela das outras estações. Ressalte-se que os ruídos observados em EUS também foram observados por um outro magnetômetro (da rede MAGDAS) operando na mesma localidade e são possivelmente associados à operação de outros equipamentos eletroeletrônicos próximos ao sítio (DUTRA, 2017). Como consequência dessas observações, as estações RGA e EUS também foram excluídas das análises.

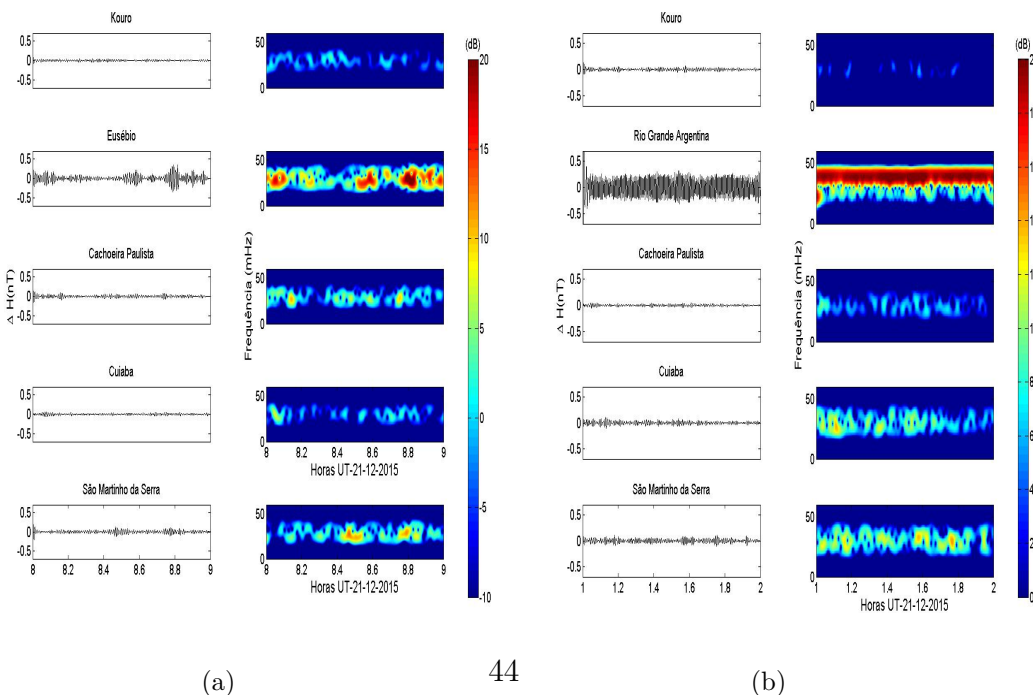
Figura 4.6 - Gráficos de dados filtrados no intervalo Pc3 e respectivos espectrogramas para o dia 17/03/2015.



Intervalos considerados: (a) 00:00 a 2:00 UT; (b) 22:00 a 23:00 UT.

Fonte: Produção do autor

Figura 4.7 - Gráficos de dados filtrados no intervalo Pc3 e respectivos espectrogramas para o dia 21/03/2015.



Intervalos considerados:(a) 08:00 a 9:00 UT; (b) 1:00 a 2:00 UT.

Fonte: Produção do autor

Pela proximidade entre as estações VSS e CXP e pela relativa homogeneidade das variações geomagnéticas em baixas latitudes, foi escolhida apenas uma das duas estações para análise. Pelo fato de CXP ter mais dados disponíveis durante os eventos a serem analisados, optou-se por não incluir VSS nas análises.

Deste modo as estações escolhidas para nossas análises foram:

- Kourou (KOU)
- Alta Floresta (ALF)
- Cuiabá (CBA)
- Cachoeira Paulista (CXP)
- São Martinho da Serra (SMS)

#### 4.3.5 Escolha dos dias a serem analisados

Um outro aspecto importante na Figura 4.6 é a característica dos sinais apresentados no espectrograma obtido durante a fase principal da tempestade. A ampla faixa de frequência preenchida com níveis significativos de densidade de potência corresponde ao espectro típico de pulsações impulsivas. Em geral, essas pulsações são associadas a eventos intempestivos e de curta duração, tais como *ssc* e o ingresso significativo de partículas durante a fase principal de uma tempestade magnética (geração de sub-tempestades). Como o objetivo do trabalho relaciona-se com o estudo de pulsações contínuas (Pc), optou-se por selecionar eventos em períodos nos quais a ocorrência das Pi fosse minimizada. Dessa forma, excluíram-se os eventos de pulsação ocorridos durante a fase principal.

Como já dito no Capítulo 2, a região da SAMA, assim como as regiões polares, está sujeita a um aumento da precipitação de partículas, o que causa um aumento da condutividade da ionosfera local. Para avaliar os efeitos desse incremento da precipitação de partículas nas características das pulsações durante as tempestades magnéticas, foram escolhidos dias anteriores à tempestade (dias calmos) e dias imediatamente posteriores à fase principal da tempestade (durante a fase de recuperação). Também, consideraram-se os dias com maior quantidade de dados e menor número de falhas nas várias estações, além do índice Dst, para chegar aos dias explicitados na Tabela 4.5.

Tabela 4.5 - Dias preliminarmente escolhidos para a análise das pulsações de acordo com a atividade geomagnética e a disponibilidade dos dados.

Evento	Período pré tempestade			Fase de recuperação		
	Data	Dst(nT)	Ap(2nT)	Data	Dst(nT)	Ap(2nT)
1	13/03/2015	3,78	6	18/03/2015	-105,12	47
	20/06/2015	-8,83	1	23/06/2015	-133,42	72
3	17/12/2015	-4,42	6	21/12/2015	-89,79	38

Como conclusão dessas análises, a Tabela 4.6 resume as datas escolhidas para análise juntamente com as estações disponíveis em cada uma delas.

Tabela 4.6 - Datas a serem analisadas e estações geomagnéticas disponíveis.

Evento	Estações Analisadas
13/03/2015 18/03/2018	KOU
	ALF
	CBA
	SMS
20/06/2015 23/06/2015	KOU
	ALF
	CBA
	CXP
	SMS
17/12/2015 21/12/2015	KOU
	CBA
	CXP
	SMS

#### 4.4 Métodos de análise

Para obtenção dos sinais de pulsações Pc3 e Pc4 foram realizados procedimentos de filtragem de séries temporais da componente H do campo geomagnético e cálculo de seus espectros dinâmicos. A partir dos sinais filtrados e dos seus respectivos espectrogramas, as pulsações foram identificadas, caracterizadas e analisadas. Os filtros e cálculo dos espectrogramas utilizados neste trabalho foram desenvolvidos em Matlab.

##### 4.4.1 Filtros digitais

Uma série temporal é entendida como sendo um conjunto de observações ordenadas no tempo, não necessariamente igualmente espaçadas, que apresentam dependência



numa sequência ordenada de valores de uma grandeza em intervalos de tempo não necessariamente igualmente espaçados. Os filtros digitais são funções que utilizam técnicas matemáticas para realizar uma análise temporal dessas séries e fornecer como saída o sinal em uma frequência, ou uma banda de frequência especificada. O campo de aplicações desses filtros digitais é bem amplo (KANASEWICH, 1981).

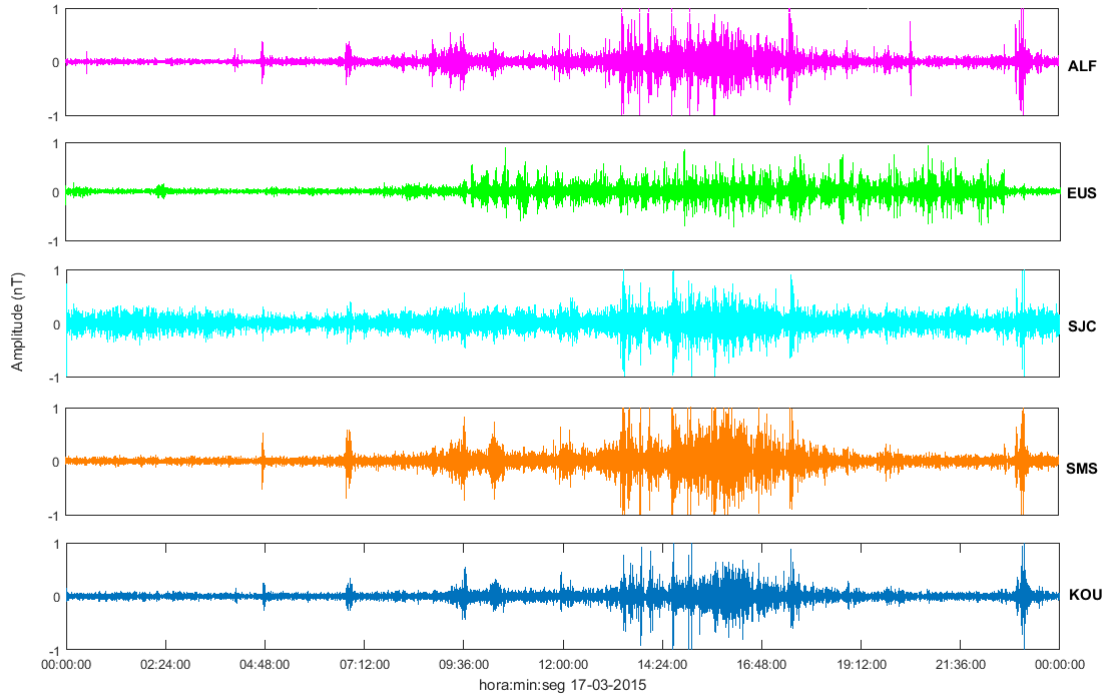
Na presente investigação, a filtragem de dados foi realizada por um filtro digital passa banda *Butterworth* recursivo, pré estabelecido do Matlab, onde apenas as variações com frequências especificadas são obtidas. As bandas de frequência e período utilizadas para a filtragem das Pc3 e Pc4 estão explicitadas na Tabela 4.7. Como mostrado nessa tabela, o filtro utilizado para as Pc3 é mais estreito que a banda característica normalmente considerada para ocorrência desses sinais (ver Tabela 3.1). Essa limitação na banda de frequências foi realizada com o objetivo de facilitar a identificação dos sinais ao escolher apenas as frequências mais altas da banda Pc3 (PADILHA, 2017).

Tabela 4.7 - Especificações das bandas de frequência e períodos utilizadas nos filtros *Butterworth* do presente trabalho

Tipo de Pulsação	Intervalo de frequência (mHz)	Intervalo de Período (s)
Pc3	33,3-100	30-45
Pc4	6,6-22,2	45-150

O algoritmo utilizado na filtragem fornece como saída dois arquivos ASCII: o primeiro contendo os dados filtrados na faixa de frequência das Pc3 e Pc4, e o segundo contendo a variância da componente geomagnética H. A Figura 4.8 mostra o resultado da variação de H em frequências características de Pc3 no decorrer do dia 17/03/2015. Esses gráficos foram obtidos a partir da função "fdesing.bandpass", predefinida do Matlab, a qual equivale a um filtro passa banda. Os ruídos anteriormente mencionados nas estações EUS e SJC podem ser visualmente constatados.

Figura 4.8 - Série temporal obtida a partir do filtro passa banda para frequências específicas de Pc3



Fonte: Produção do autor

#### 4.5 Obtenção do Espectro Dinâmico do sinal

Existe atualmente uma infinidade de ferramentas digitais construídas para realizar análises de sinais. Uma das mais utilizadas é análise de Fourier, que separa um sinal nas suas sinusóides constituintes de diferentes frequências. Em outras palavras, a análise de Fourier pode ser definida como uma técnica matemática de transformação do sinal de base tempo para base frequência. Para entender essa técnica é importante ter em mente que um sinal periódico qualquer pode ser representado pela soma das funções trigonométricas que o compõe. Essa representação é conhecida como série de Fourier e é dada por:

$$x(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \sin(2\pi nt) + b_n \cos(2\pi nt) \quad (4.1)$$

onde  $a_0$ ,  $a_n$  e  $b_n$  são os coeficientes que correspondem às amplitudes de  $x$ , e os infinitos valores de  $n$  correspondem ao espectro de frequências, em unidades de Hertz, presentes no sinal. Sabendo que  $\omega = 2\pi n$  é a frequência angular cuja unidade é rad/s, a transformada de Fourier de  $x$  será uma função complexa definida como:

$$X(\omega) = \int_0^T x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (4.2)$$

Para muitos sinais, a análise de Fourier é extremamente útil, no entanto, a análise de Fourier apresenta uma grande desvantagem: na transformação para o domínio da frequência a informação do tempo é perdida. Quando aplicamos uma transformada de Fourier a um determinado sinal, não é possível dizer quando um determinado evento ocorreu. Desse modo, a transformada de Fourier se aplica apenas a sinais estacionários, que não variam ao longo do tempo. Porém, a maior parte dos sinais, inclusive os sinais que são analisados na presente pesquisa, variam com o tempo, ou são limitados no tempo. Nesses casos torna-se necessário utilizar um aperfeiçoamento dessa transformada, conhecida como STFT, do inglês *Short Time Fourier Transform*.

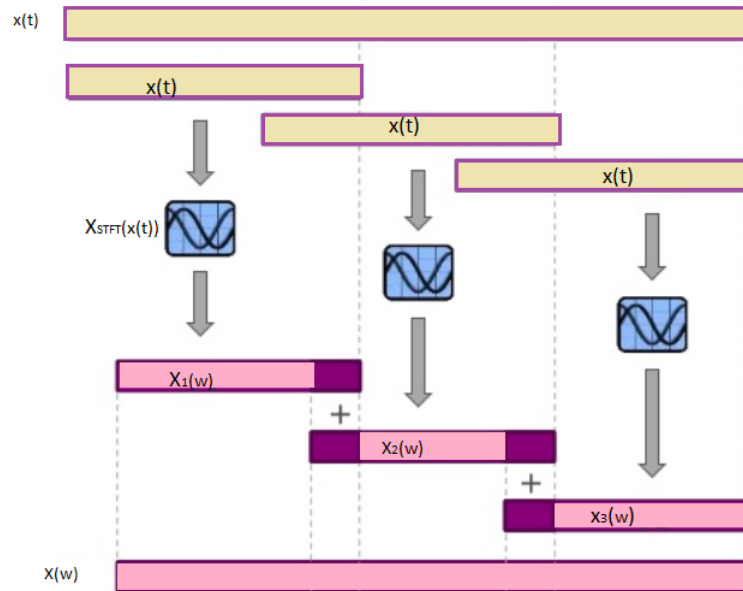
A STFT é a transformada de Fourier adaptada para analisar apenas uma pequena porção do sinal de cada vez, técnica conhecida como “janela deslizante sobre o sinal”. Deste modo, a STFT consegue trabalhar o sinal numa função de duas dimensões de base tempo e frequência. Primeiro calcula-se a DFT de  $(x_0, \dots, x_{N-1})$ . Em seguida, move-se a janela por um intervalo fixo de tempo, e calcula-se novamente a DFT de  $(x_1, \dots, x_N)$ . Repete-se esse procedimento até a janela cobrir os últimos  $N$  pontos de dados da entrada e computar o DFT de  $(x_{M-N}, \dots, x_{M-1})$  (OKAMURA, 2011). Matematicamente a STFT é representada por:

$$X_{STFT}(\tau, \omega) = \int h(t - \tau) D_X(t) e^{-i\omega t} dt \quad (4.3)$$

em que  $h(t)$  é a janela analisadora, como dito anteriormente, vai determinar qual a porção do sinal  $x(t)$  será analisado. Em geral, é uma função real simétrica centrada em zero, isto é, em  $\tau = 0$ . Dessa forma a cada instante de tempo  $t$ , a Equação 4.3 calcula a transformada de Fourier de uma pequena porção do sinal ao redor de  $\tau$ . Assim, o resultado do STFT é o espectro local do sinal  $x(t)$  nas proximidades

do tempo  $\tau$ . O uso de janelamento na estimação espectral contribui para redução de possíveis descontinuidades contidas no sinal, melhorando assim a reprodução do sinal original. Uma representação do método STFT é mostrado na Figura 4.9.

Figura 4.9 - Representação esquemática do método de janelamento STFT.



O sinal  $x(t)$  no domínio de tempo é particionado em janelas. Posteriormente se aplica a transformada de Fourier Discreta em cada partição, obtendo assim janelas no domínio da frequência  $X_n(w)$ . Após esse procedimento, as janelas são sobrepostas gerando assim um sinal contínuo no domínio de frequência  $X(w)$ . O tamanho e o número de janelas são determinados pelos parâmetros de resolução da função STFT.

Fonte: Produção do autor

Um propriedade física importante dos sinais é sua densidade de energia espectral. Por definição, ela é uma função real positiva de uma frequência variável associada com um processo estocástico, ou uma função determinística do tempo que possua dimensão de energia ou força por Hertz. Comumente, é chamada apenas por espectro do sinal analisado (RICKER, 2012). Como podemos inferir, a densidade espectral auxilia na captura da frequência do processo estocástico e identifica periodicidades, o que é indispensável na identificação dos sinais de pulsações.

A densidade de energia espectral é obtida elevando o módulo de  $X_{STFT}$  ao quadrado, sendo desta forma dada em unidades de  $\frac{nT^2}{Hz}$ . É mais comum utilizar unidades de decibéis (dB) nas análises e para tal conversão é aplicada a seguinte função:

$$|X_{STFT}|_{dB} = 20 \log |X_{STFT}| \quad (4.4)$$

No presente trabalho foram calculados espectrogramas dos sinais filtrados para analisar a ocorrência das pulsações. Para tal, recorreu-se à função "*Spectrogram*", disponível no Matlab e que realiza a STFT. A função tem como parâmetros de entrada a série temporal filtrada ( $x$ ), o janelamento ( $window$ ), o comprimento de vetor dos dados ( $noverlap$ ), a resolução ( $nfft$ ) e a frequência de amostragem ( $F_s$ ). Como saída, a função retorna os instantes de tempo  $t$  que são basicamente a seção média de cada seção, o vetor de frequências  $f$ , e uma matriz complexa  $B$  contendo os termos que compõem a amplitude das frequências no espectro do sinal analisado.

Para construir os espectrogramas dos dados disponíveis para este trabalho, os parâmetros  $window$ ,  $noverlap$ ,  $nfft$  e  $f$  foram ajustados de acordo com a pulsação em análise. A Tabela 4.5 abaixo mostra os valores utilizados.

Tabela 4.8 - Parâmetros de entrada da função Spectrogram do Matlab, que realiza a STFT do sinal

Pulsação/Parâmetro	window	Nfft	noverlap	f
Pc3	189	3601	190	1
Pc4	499	3601	500	1

Os parâmetros  $noverlap$  e  $window$  foram escolhidos por tentativa e erro, tomando como base valores calculados a partir da seguinte expressão:

$$N = 3600.d + 1 \quad (4.5)$$

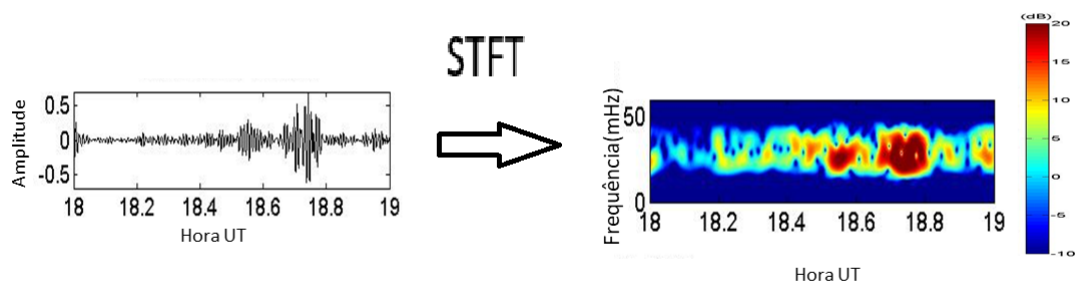
onde o valor 3600 se refere ao número de dados disponíveis em uma hora com taxa de aquisição de uma medida por segundo e o parâmetro  $d$  corresponde a um intervalo mínimo em horas para que a duração de uma pulsação do tipo desejado seja aceita. Tipicamente foram considerados intervalos de análise de 3 min para Pc3 e 12 min para Pc4.

O parâmetro  $Nfft$ , referente à resolução do sinal, foi escolhido tomando como base a precisão temporal dos dados, que era de 1 s, ou seja 3600 dados em uma hora. E o parâmetro  $f$  foi escolhido como sendo 1, também relativo à precisão temporal dos

dados.

Como exemplo, na Figura 4.10 encontra-se uma representação da série temporal filtrada por um filtro passa banda em frequência de Pc4, o sinal já transformado para o domínio da frequência pela transformada de Fourier e o espectro de potência desse sinal obtido pelo método STFT.

Figura 4.10 - Modelo de filtragem e obtenção do espectro de uma série temporal



O primeiro gráfico da figura apresenta o sinal no domínio do tempo e o segundo gráfico apresenta o espectro de potência do sinal obtido pela aplicação de filtro digital e método STFT. No segundo gráfico são mostrados a densidade de potência, a frequência e o tempo de duração do sinal.

Fonte: Produção do autor

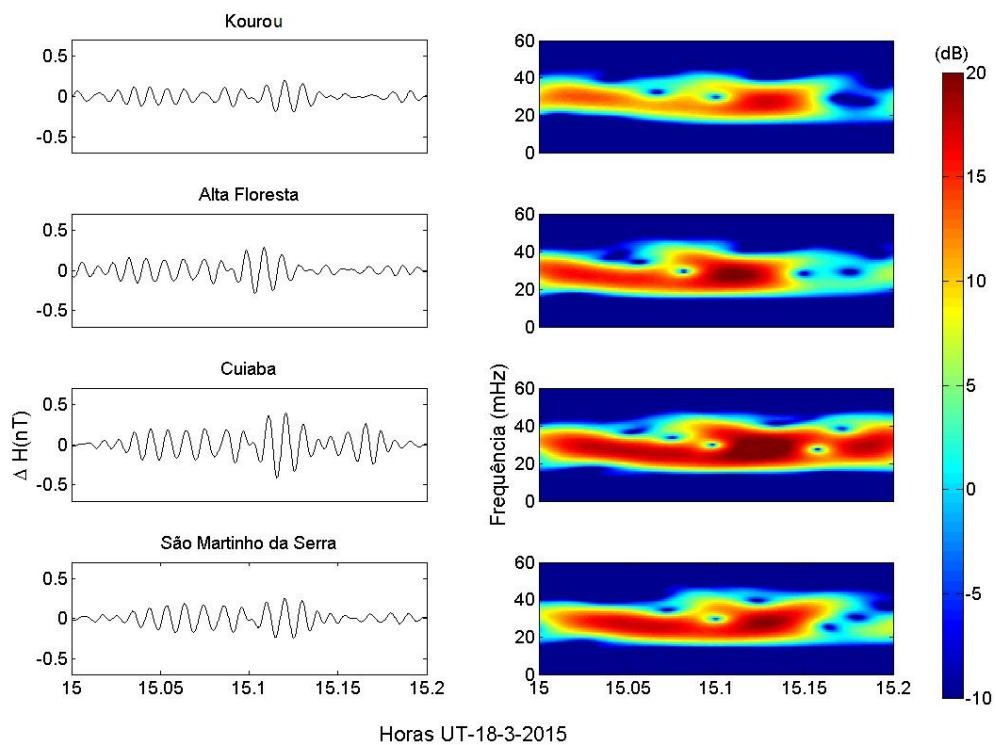
#### 4.5.1 Identificação e quantificação dos sinais de Pc3 e Pc4

Após a obtenção do espectro dinâmico na faixa de frequência e períodos de Pc3 e Pc4, conforme definido na Tabela 4.7, foram estabelecidos alguns critérios para caracterizar os sinais como pulsações contínuas nessas faixas de frequência. São eles:

- a) Duração mínima de 3 ciclos
- b) Simultaneidade do sinal nas várias estações
- c) Amplitude mínima de 0,1 nT para Pc3 e 0,2 nT para Pc4

A Figura 4.11 apresenta um exemplo de identificação de Pc3. Na série temporal que abrange o intervalo de 15,0 a 15,2 UT do dia 18/02/2015 pode-se observar que existe um sinal com ciclos que obedecem os critérios estabelecidos. Dessa forma, esse sinal foi caracterizado como uma Pc3 e utilizado nas análises estatísticas a serem posteriormente descritas.

Figura 4.11 - Identificação de um sinal Pc3 - Passo1

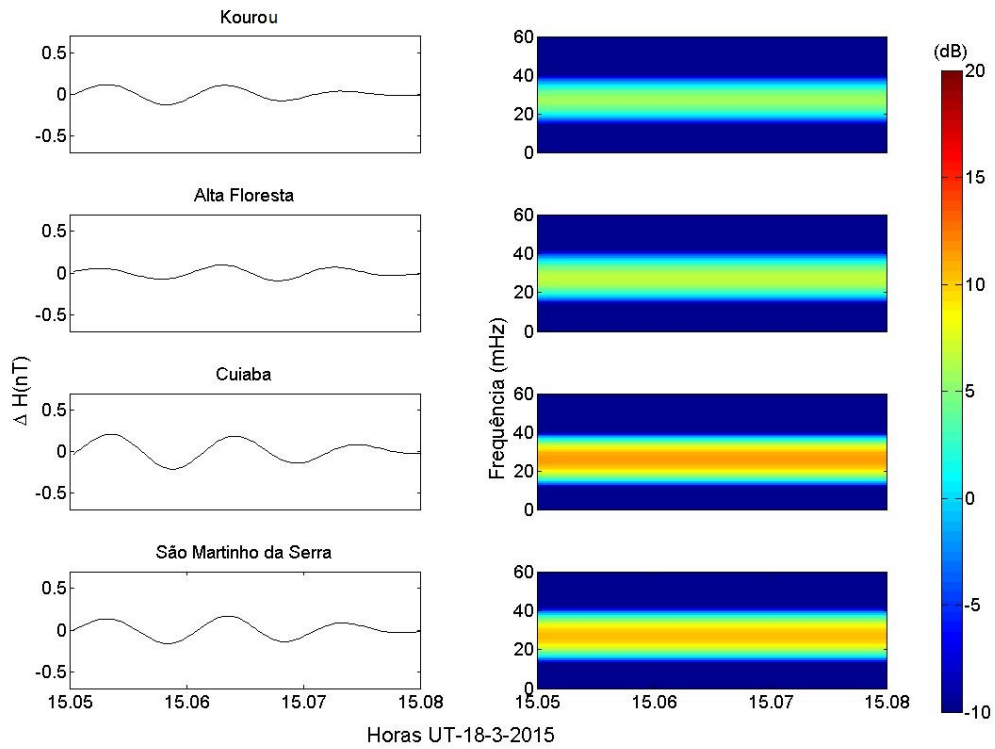


Identificação de um sinal Pc3, caracterizado por intervalo de frequência bem definido, amplitude maior que  $0,1nT$  e duração de mais de 3 ciclos. Intervalo de 15 a 15,2 UT do dia 18-03-2015.

Fonte: Produção do autor

Após esse procedimento, cada um dos sinais obtidos foi analisado separadamente. Como exemplo, escolhemos o sinal que aparece no intervalo por volta de 15,05 horas UT do exemplo da figura anterior. Ele tem duração de aproximadamente 0,05 horas, o que corresponde a 3 minutos. As funções Butter e STFT foram reaplicadas a esse intervalo e a Figura 4.12 explicita o resultado obtido.

Figura 4.12 - Identificação de um sinal Pc3 - Passo2



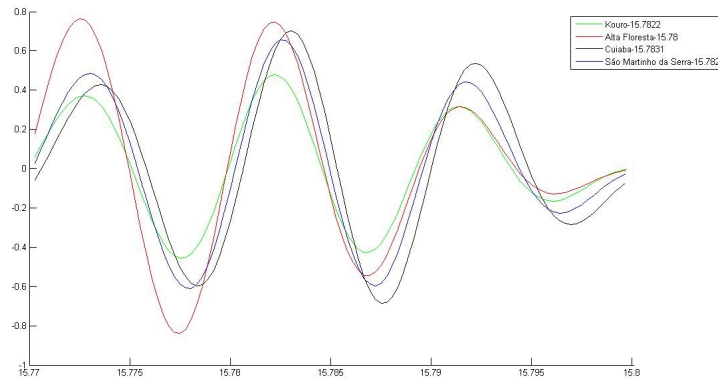
Identificação de uma Pc3 com sinal bem definido no intervalo de 15,05 a 15,1 UT.

Fonte: Produção do autor

Em seguida, são verificadas a morfologia e a fase dos sinais observados nas diferentes estações. Isso é feito através de um gráfico da variação da amplitude no tempo, conforme exemplificado na figura 4.13.



Figura 4.13 - Identificação de um sinal Pc3 - Passo 3



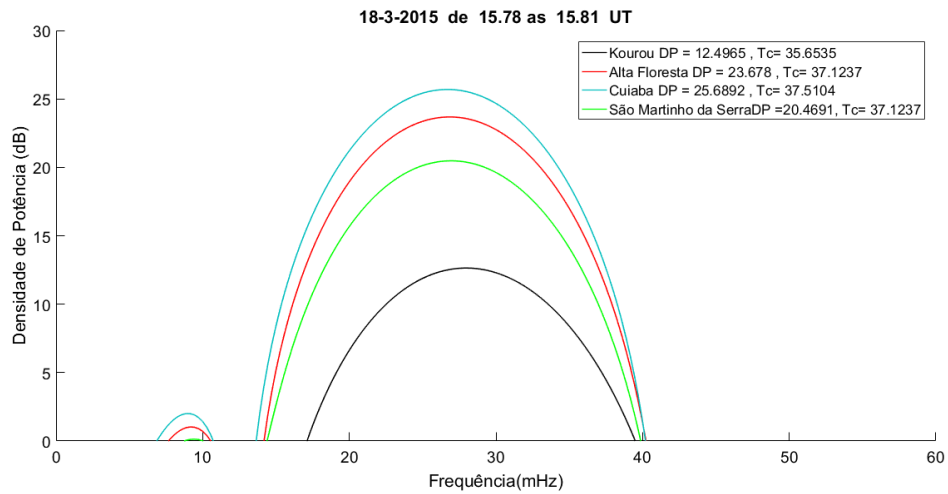
Identificação de uma Pc3, com a verificação da morfologia e da fase do sinal identificado nas diferentes estações.

Fonte: Produção do autor.

Após essas etapas, é feita uma análise do período característico do sinal e da sua densidade de potência. Para isso, foi construído um gráfico da densidade de potência (DDP) em função da frequência do sinal, o qual permite identificar o período característico da onda e o valor da DDP para esse sinal. Para compatibilizar as medidas dos sinais de ondas diferentes, fixou-se o período determinado na estação SMS como referência obtenção da DDP máxima nas demais estações. A Figura 4.14 apresenta um exemplo do gráfico obtido para a identificação do período característico e DDP do sinal escolhido.

Também, para identificar a ocorrência simultânea dos eventos (uma vez que a amplitude do sinal em algumas estações pode ser muito pequena ou pode estar associado a ruído), foram feitos gráficos da densidade de potência absoluta em função do tempo, como mostrado na Figura 4.15.

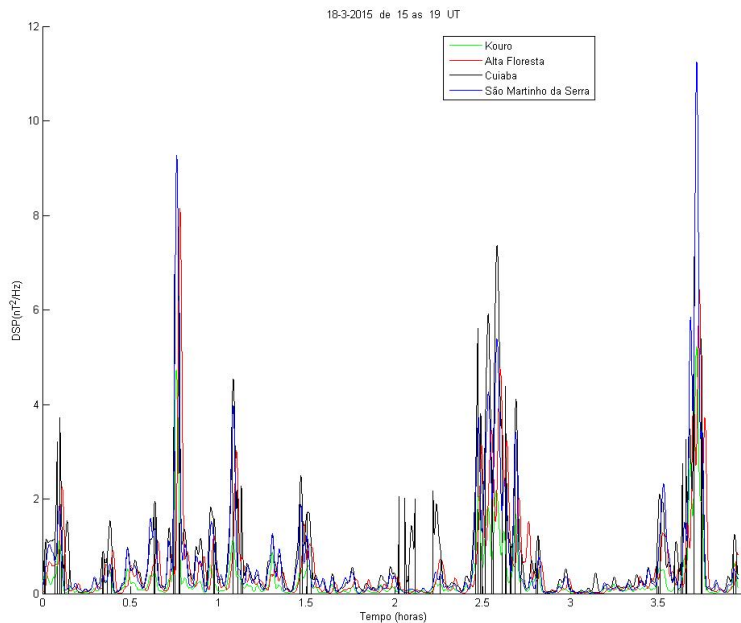
Figura 4.14 - Obtenção do período característico



Nesse exemplo, a estação CBA apresenta o sinal com maior amplitude e maior período característico. Conforme discutido no texto, o período de referência vai ser aquele da estação SMS.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.15 - Determinação da densidade de potência do sinal



Densidade de potência absoluta versus tempo. Gráfico que possibilita a certificação de que o evento ocorre em mais de uma estação, não se tratando assim de um ruído.

Fonte: Produção do autor.

#### 4.6 Correção da estação de Cuiabá

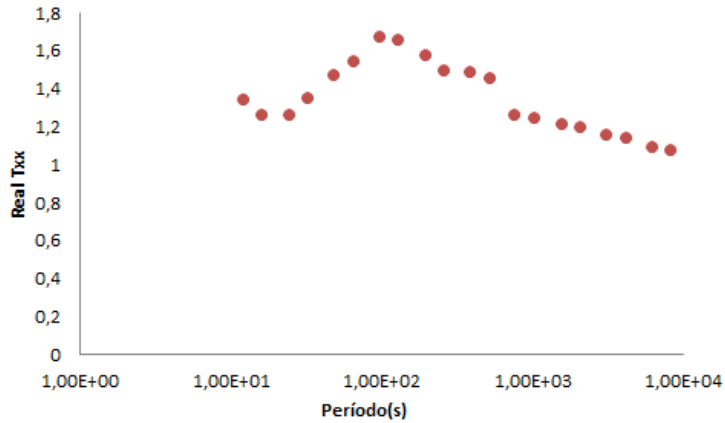
A amplitude das variações geomagnéticas observadas no solo sofre influência de uma variedade de processos físicos, que incluem desde aqueles associados à sua geração no vento solar/magnetosfera, sua transmissão pela ionosfera e mesmo efeitos associados às características da condutividade elétrica no interior da Terra na vizinhança do local de medidas (CHI et al., 1996). Esse último fator leva à ocorrência de correntes induzidas em subsuperfície, as quais podem levar à geração de campos magnéticos secundários. Na dependência das características dessa condutividade elétrica, e em particular no caso de anomalias de alta condutividade, esses campos secundários podem amplificar significativamente o campo primário que se queira analisar (relacionado com efeitos do vento solar, magnetosfera e/ou ionosfera). Esses efeitos internos à Terra são conhecidos já há bastante tempo e afetam diversos observatórios magnéticos, como, por exemplo, no norte e centro do Japão, na costa oeste da América do Sul e no sul da Índia (RIKITAKE et al., 1956; SCHMUCKER, 1969; SINGH et al., 1977).

No caso do Brasil, Padilha et al. (2017) relataram amplificações anômalas na componente geomagnética norte-sul (H) na região centro-oeste do país. Com base em resultados de estudos eletromagnéticos prévios, esses autores associaram essa amplificação do campo geomagnético à presença de um enorme corpo condutor na crosta superior dessa região, o qual reflete praticamente todo o sinal eletromagnético que se propaga para o interior da Terra nessa região. A estação CBA situa-se exatamente sobre esse condutor e por isso a amplitude das variações geomagnéticas registradas nessa estação são consideravelmente amplificadas por essa anomalia de condutividade.

Usando funções de transferência entre duas estações geomagnéticas próximas, uma sobre a anomalia e outra fora dela, Padilha et al. (2017) definiram os valores da amplificação do campo nessa região, o qual varia em função da frequência devido a diferenças no amortecimento do sinal até a profundidade do topo do corpo anômalo na crosta e às dimensões laterais dessa estrutura. A Figura 4.16 mostra o fator de amplificação obtido por esses autores para a região da estação CBA, o qual deve ser corrigido das amplitudes das variações geomagnéticas registradas nessa estação.

No procedimento utilizado neste trabalho, foi definida uma curva de interpolação dos dados desse gráfico para corrigir a amplitude das variações geomagnéticas nos diferentes períodos das Pc3 e Pc4 observadas. As Figuras 4.17 (a e b) mostram as curvas interpoladas, bem como a expressão obtida para essas curvas. Essas expres-

Figura 4.16 - Amplificação das variações geomagnéticas na estação CBA em função do período da medida

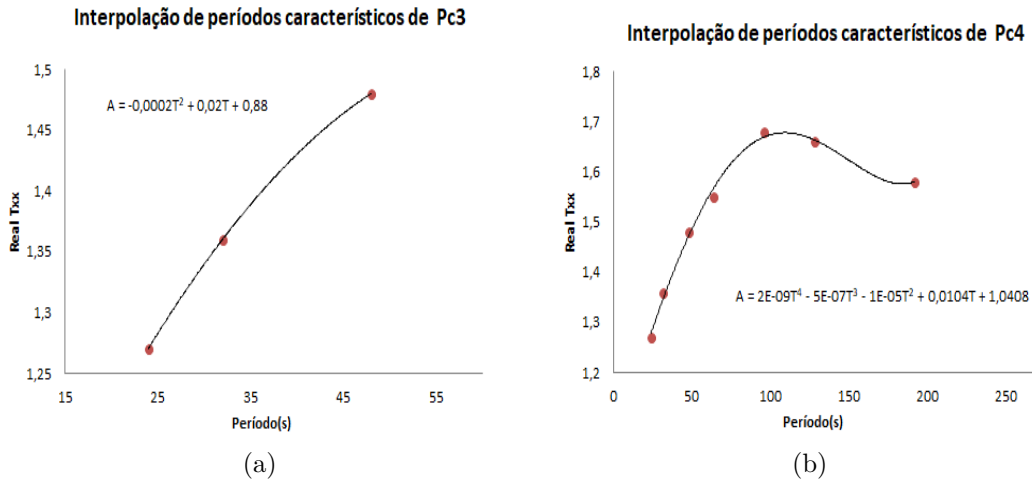


Função de transferência entre a estação CBA e uma estação de referência próxima. Os resultados são mostrados para a parte real da função de transferência noturna da componente H (denominada  $Txx$ ) sendo o eixo x dado em escala logarítmica.

Fonte: Padilha et al. (2017)

ões foram implementadas nos códigos computacionais desenvolvidos para corrigir a amplitude das pulsações em CBA e, conseqüentemente, a densidade de potência dos sinais nessa estação. Dessa forma, eliminado o fator de amplificação nessa estação, sua amplitude pode ser comparada com aquela das demais estações em cada um dos eventos escolhidos.

Figura 4.17 - Curva de correção para Pc3 na estação CBA

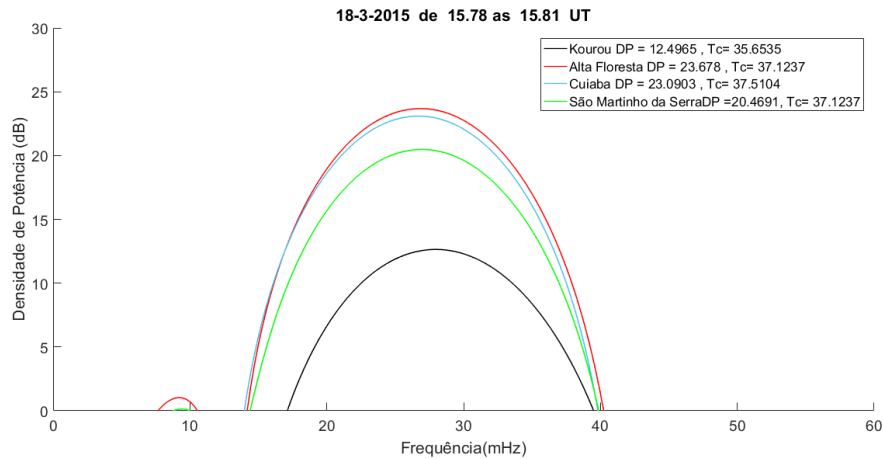


(a) Interpolação dos dados da função de transferência de interseção entre CBA e uma estação base. A equação apresentada no gráfico mostra a Amplificação (A) em função do período (T) para sinais na faixa Pc3. (b) Idem à figura anterior para o caso das pulsações Pc4.

Fonte: Adaptado de Padilha et al. (2017)

Como um exemplo da aplicação dessa correção à estação CBA, a Figura 4.18 mostra o resultado obtido para o mesmo evento apresentado na Figura 4.14. O período característico do sinal foi usado para corrigir os dados da estação utilizando a expressão mostrada na Figura 4.17, com o que a densidade de potência em CBA para esse evento caiu de 25,7 para 23,1 dB, próximo ao valor observado na estação ALF.

Figura 4.18 - Obtenção do período característico com a estação de CBA corrigida



Nesse exemplo, em que a amplitude do sinal na estação de CBA está corrigida, observa-se que a DDP nessa estação sofreu uma significativa diminuição no valor mostrado na figura 4.14.

Fonte: Produção do autor

Esse mesmo procedimento foi utilizado para cada um dos eventos escolhidos, resultando em valores de densidades de potência e período para cada sinal e para cada estação. Como o intuito do trabalho é de verificar a influência da Anomalia Magnética do Atlântico Sul nas variações geomagnéticas observadas na superfície, os espectros de potência obtidos em cada estação foram comparados com aqueles da estação SMS. Para tanto, realizou-se a subtração da DDP encontrada em SMS pela DDP registrada nas demais estações. Conforme discutido no próximo item, esse valor relativo é que vai ser utilizado nas análises.

O mesmo procedimento descrito anteriormente foi também realizado para obtenção e cálculo da energia dos sinais Pc4 a serem discutidos na sequência da dissertação.

#### 4.7 Parâmetro da variação relativa

Para obtenção dos resultados, os sinais observados nos espectrogramas, conforme os procedimentos estabelecidos no Capítulo 4, foram quantificados. Exemplos dos espectrogramas para os diferentes eventos da tabela 4.5 estão explicitados no ANEXO B. Após a definição da densidade de potência espectral de cada sinal escolhido, foi realizada uma subtração simples na DDP obtida (em dB) para cada evento e a estação de referência (SMS). Conforme discutido no item anterior, optou-se por fazer uma subtração simples na DDP obtida para cada evento na forma apresentada na

Equação 4.6:

$$D(dB)_i = DDP_i - DDP_{SMS}, \quad (4.6)$$

em que a DDP refere-se à densidade de potência espectral calculada conforme descrito na seção anterior para as estações SMS (de referência) e as demais estações disponíveis em cada evento, conforme Tabela 4.6.

Esse parâmetro de variação relativa entre as DDPs de cada estação e da estação de referência (*SMS*) foi denominado parâmetro da diferença (*D*) e calculado para cada um dos eventos Pc3 e Pc4 escolhidos. A partir dos valores desse parâmetro *D* é possível avaliar se houve amortecimento ou amplificação da amplitude de pulsações Pc3 e Pc4 na região central da SAMA (estação SMS) em relação a maiores distâncias do centro da anomalia. Dessa forma, pode-se avaliar a contribuição do incremento da condutividade elétrica na ionosfera local após a tempestade (devido ao aumento na precipitação de partículas) em comparação com o que se tinha antes da tempestade. Nessas análises, além dos valores individuais do parâmetro *D* para cada evento, foram também calculadas a média diária desse parâmetro e uma média para intervalos de duas horas, a fim de facilitar a verificação de possíveis variações temporais e influência dos períodos diurnos e noturnos nos resultados





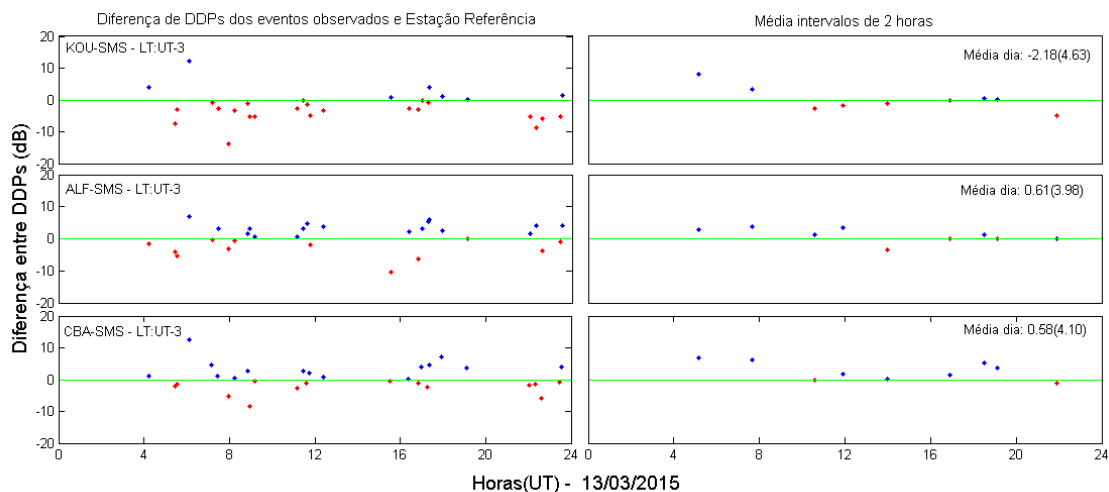
## 5 RESULTADOS E ANÁLISES

### 5.1 Resultados obtidos para Pc3

As Figuras de 5.1 a 5.7 explicitam os resultados obtidos para a dispersão do parâmetro  $D$  nos dias analisados antes e durante as três tempestades escolhidas. São mostrados os valores desse parâmetro para os dias escolhidos para análise, dispostos em relação ao horário de ocorrência de cada um dos eventos analisados. Para facilitar a visualização, valores positivos, correspondendo a DDP nas diversas estações maiores que aquela de SMS, são mostrados em azul (amplificação da amplitude da pulsação em relação à de SMS), enquanto valores negativos, correspondendo a DDP menores que a de SMS, são mostrados em vermelho (amplificação da amplitude da pulsação em SMS). Em cada uma das figuras, o gráfico à esquerda mostra a dispersão dos valores relativos obtidos ao longo do dia analisado em tempo universal (UT) e o gráfico a direita mostra as médias desses valores para intervalos de 2 horas, além da média diária e seu desvio padrão.

A Figura 5.1 mostra a dispersão dos valores de  $D$  durante o dia calmo que antecede a tempestade de março de 2015. Pode-se observar que a potência relativa dos eventos Pc3 distribui-se aleatoriamente em torno de zero, com a média a cada duas horas indicando inclusive que a maioria dos eventos tem  $D$  positivo para a maior parte do dia (amplitude em SMS em geral menor que nas outras estações). A exceção é a estação KOU em que os eventos diurnos (10 a 17 UT, correspondendo a 7 a 14 LT) são preferencialmente negativos. Os valores médios a cada 2 horas dão suporte a esse resultado geral de menor amplitude do parâmetro  $D$ , e conseqüentemente das Pc3, em SMS. Esse resultado indica que não há efeito significativo da SAMA sobre a amplitude das pulsações para esse dia, também não se detectando qualquer diferença significativa entre eventos noturnos e diurnos.

Figura 5.1 - Dispersão do parâmetro  $D$  para as Pc3 do dia 13/03/2015 (dia calmo)

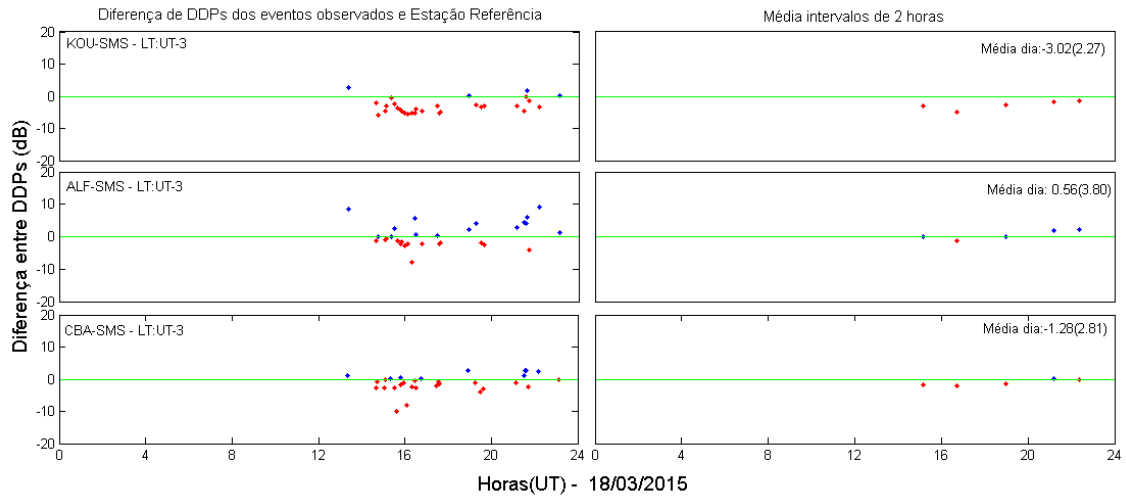


Em todas as estações o tempo local (LT) é 3 horas a menos que o tempo universal (UT). No gráfico a direita são mostradas as médias a cada 2 horas, a média do dia e seu desvio padrão (entre parênteses).

Fonte: Produção do autor

A Figura 5.2 mostra os resultados do parâmetro  $D$  para o dia 18/03/2015, imediatamente após a fase principal da tempestade de 17/03. Essa é a maior tempestade ocorrida no atual ciclo solar, mas dados de pulsações Pc3 foram observados apenas a partir das 13 UT, estendendo-se até o final do dia. Em relação ao dia calmo escolhido para esse mesmo mês, observa-se um aumento no número de eventos com valores de  $D$  negativos. De modo geral porém, a tendência dos valores médios a cada 2 horas é muito próxima a zero, com valores consistentemente negativos (amortecimento em relação a SMS) sendo observados apenas na estação KOU.

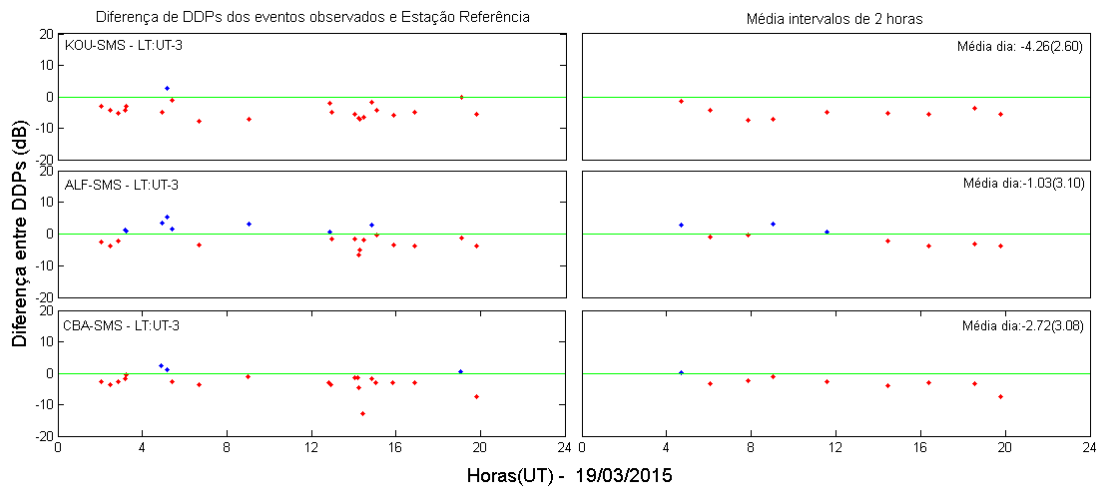
Figura 5.2 - Dispersão do parâmetro  $D$  para as Pc3 de 18/03/2015 (primeiro dia da fase de recuperação da tempestade de março de 2015)



Fonte: Produção do autor

O pequeno número de eventos observado para esse primeiro dia da fase de recuperação levou à tentativa de analisar os eventos para o dia seguinte. Esse aspecto é aqui justificado pela grande intensidade da tempestade, que fez com que sua fase de recuperação se estendesse por alguns dias após a fase principal. Dessa forma, a Figura 5.3 mostra a dispersão do parâmetro  $D$  para o segundo dia da fase de recuperação (19/03/2015). Nesse caso, observa-se um aumento significativo do número de eventos com valores negativos em todas as estações, indicativo de uma amplificação na amplitude das pulsações Pc3 em SMS. A estação ALF tem uma tendência média positiva a partir de 9 UT (correspondendo ao período de nascer do sol), mas o pequeno número de eventos inviabiliza uma análise mais detalhada. Saliente-se, porém, que uma análise estatística mais extensa na região equatorial brasileira efetuada por [Silva \(2017\)](#) indicou uma significativa amplificação na amplitude das Pc3 em torno do nascer do sol, relacionada a efeitos do terminador do amanhecer na região sob influência do eletrojato equatorial.

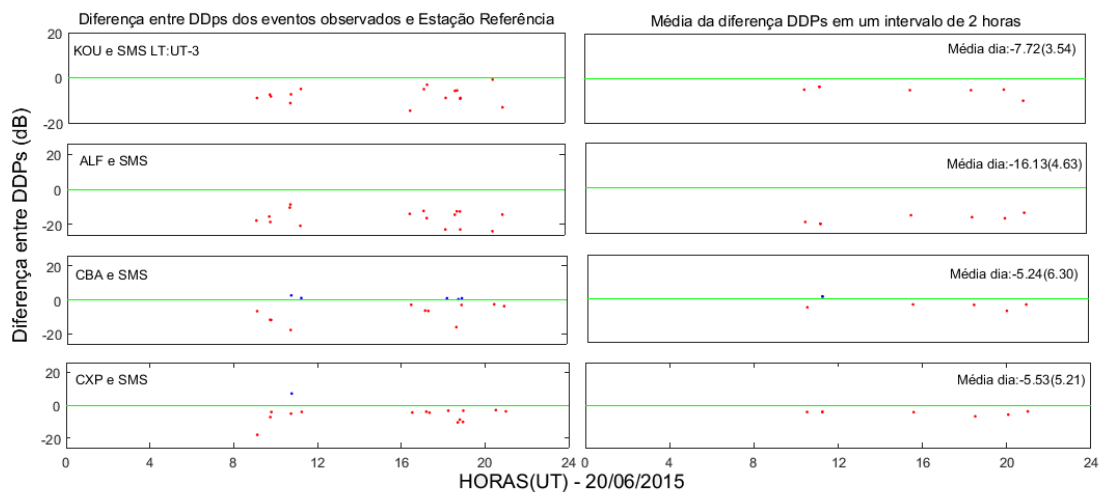
Figura 5.3 - Dispersão do parâmetro  $D$  para as Pc3 de 19/03/2015 (segundo dia da fase de recuperação da tempestade de março de 2015)



Fonte: Produção do autor

A dispersão de  $D$  para os dias escolhidos para o mês de junho de 2015 são exibidos nas Figuras 5.4 e 5.5. Na Figura 5.4 mostram-se os resultados para o dia geomagneticamente calmo de 20/06/2015. Os dados de Pc3 são disponíveis em um intervalo relativamente curto (8 UT a 21 UT, principalmente durante o dia), mas mostram claramente uma predominância de parâmetros  $D$  negativos (amplificação das pulsções em SMS em relação a todas as demais estações). Esses resultados são mais salientes na estação ALF, sob efeito do eletrojato equatorial, e podem estar associados a um conhecido efeito de amortecimento diurno das Pc3 nessa região (SILVA, 2017). Esse amortecimento deve-se ao processo de transmissão vertical das Pc3 nessa região e seu amortecimento pela maior condutividade elétrica da ionosfera diurna em torno do eletrojato equatorial.

Figura 5.4 - Dispersão do parâmetro  $D$  para as Pc3 de 20/06/2015 (dia calmo)

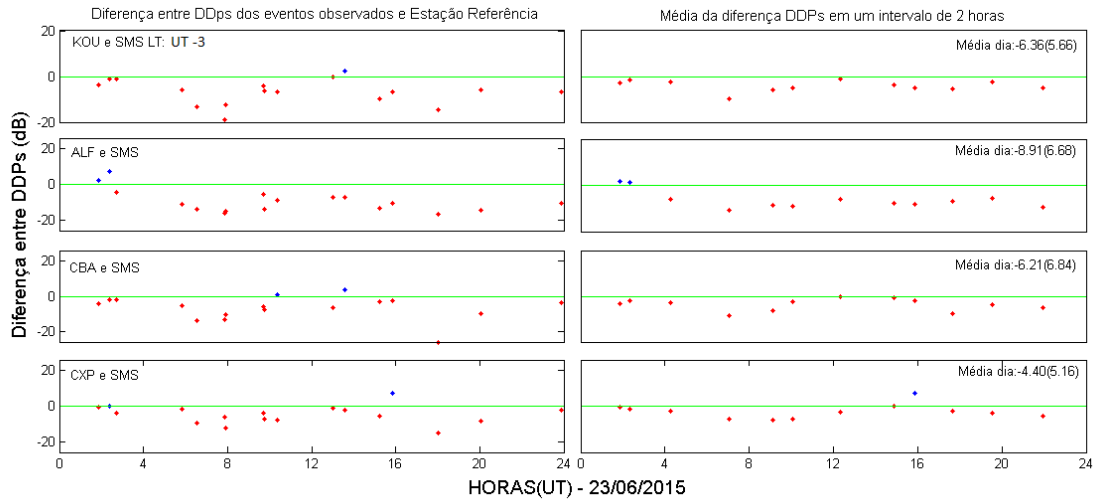


Fonte: Produção do autor

Os resultados para a fase de recuperação da tempestade apresentados na Figura 5.5 não diferem muito daqueles obtidos para o dia calmo antes da tempestade. As Pc3 distribuídas ao longo de todo o dia mostram clara predominância de valores de  $D$  negativos, indicativo de amplificação da amplitude da pulsação em SMS em relação às demais estações.

Dessa forma, verifica-se que para o mês de junho as pulsações na faixa Pc3 apresentam uma tendência geral de amplificação de amplitude na estação SMS, tanto para um dia calmo como para um dia perturbado. Também, não se observou qualquer tendência de variação dessa característica em função das diferentes horas ao longo do dia.

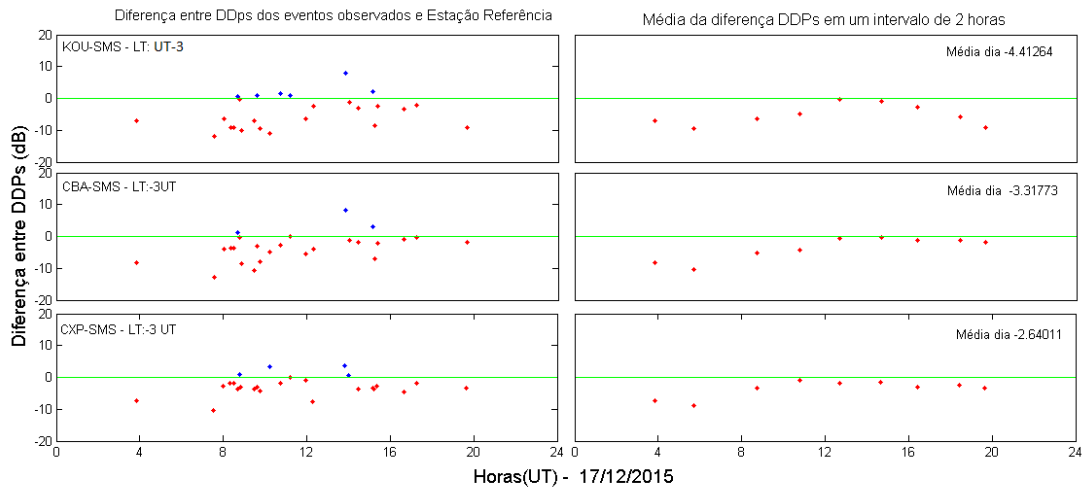
Figura 5.5 - Dispersão do parâmetro  $D$  para as Pc3 de 23/06/2015 (fase de recuperação da tempestade)



Fonte: Produção do autor

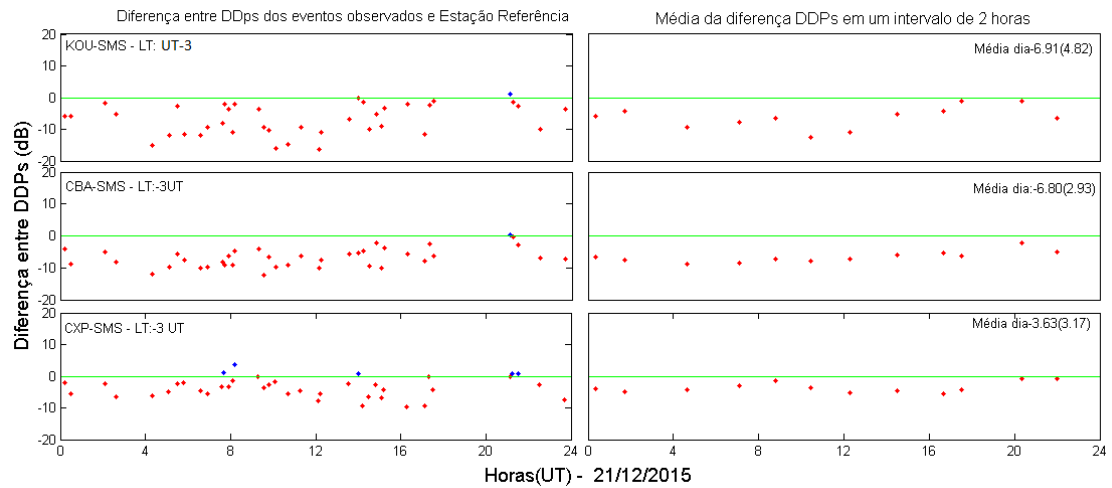
Finalmente, são apresentadas os resultados correspondentes aos dias escolhidos para o mês de dezembro de 2015. As Figuras 5.6 e 5.7 apresentam, respectivamente, os resultados de  $D$  calculados para os dias 17/12/2015 (calmo) e 21/12/2015, um dia perturbado na fase de recuperação da tempestade ocorrida em 20/12/2015. Os resultados são similares àqueles do mês de junho, com significativo predomínio de sinais Pc3 amplificados na estação de SMS tanto para o dia calmo que antecede a tempestade como para a fase de recuperação da tempestade.

Figura 5.6 - Dispersão do parâmetro D calculado para os sinais de Pc3 em 17/12/2015



Fonte: Produção do autor

Figura 5.7 - Dispersão do parâmetro D calculado para os sinais de Pc3 em 21/12/2015



Fonte: Produção do autor

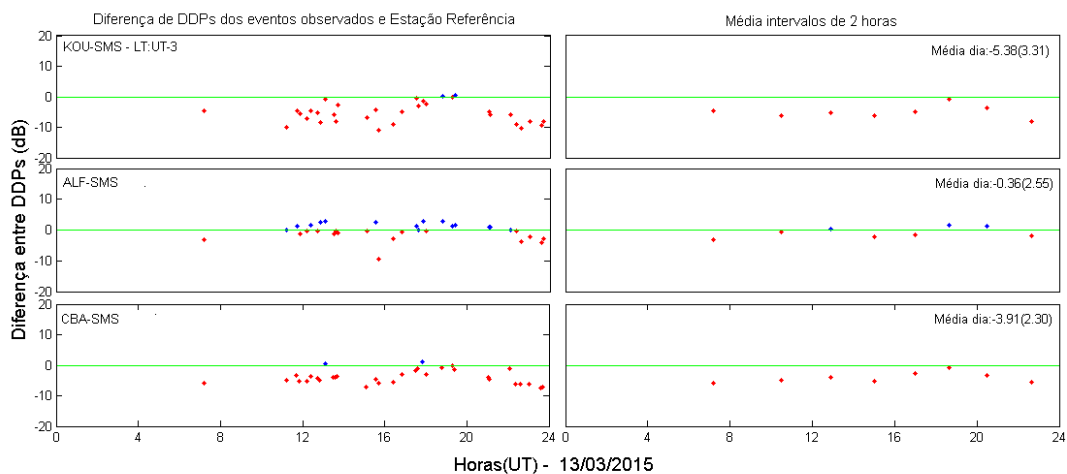
Em resumo, os meses de junho e dezembro mostram amplificação na amplitude das Pc3 na estação mais próxima ao centro da SAMA, tanto para dias calmos como para

dias perturbados correspondentes à fase de recuperação de tempestades magnéticas. Não é evidente qualquer tendência ao longo das horas do dia, indicando que o resultado é independente de se ter dia ou noite. Por outro lado, os resultados para o mês de março apresentam um comportamento distinto, com tendência ao amortecimento das Pc3 na estação mais próxima ao centro da anomalia em relação àquelas mais distantes dessa região central. Esse resultado é válido principalmente para o dia calmo pré-tempestade. Após a tempestade, há um significativo incremento no número de eventos com amplificação em SMS em relação às demais estações. Aparentemente, a única diferença observada seria nos eventos para a estação ALF, sob influência do EJE. Porém, o número de eventos nesse caso é muito reduzido para se obter alguma conclusão.

## 5.2 Resultados obtidos para Pc4

O mesmo procedimento foi repetido considerando os sinais na faixa de frequência Pc4. As Figuras 5.8 e 5.9 explicitam o resultado da relação de dispersão encontrada para os sinais característicos dessas pulsações observados antes e durante a T1. Assim, a Figura 5.8 mostra os resultados para o dia 13/03/2015, dia calmo pré-tempestade, e a Figura 5.9 mostra os resultados para o dia 18/03/2015, o primeiro dia da fase de recuperação da tempestade.

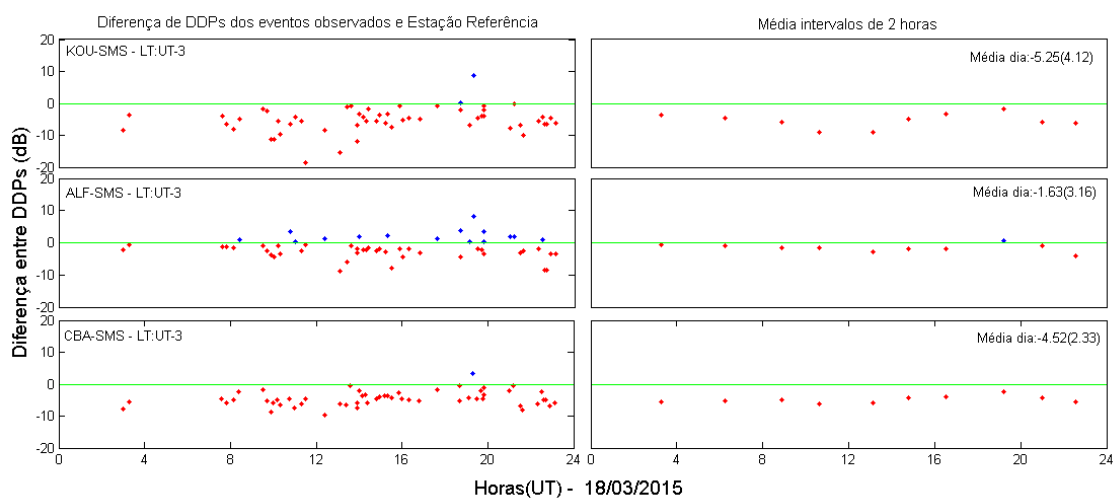
Figura 5.8 - Dispersão do parâmetro D calculado para os sinais de Pc4 em 13/03/2015



Fonte: Produção do autor



Figura 5.9 - Dispersão do parâmetro D calculado para os sinais de Pc4 em 18/03/2015



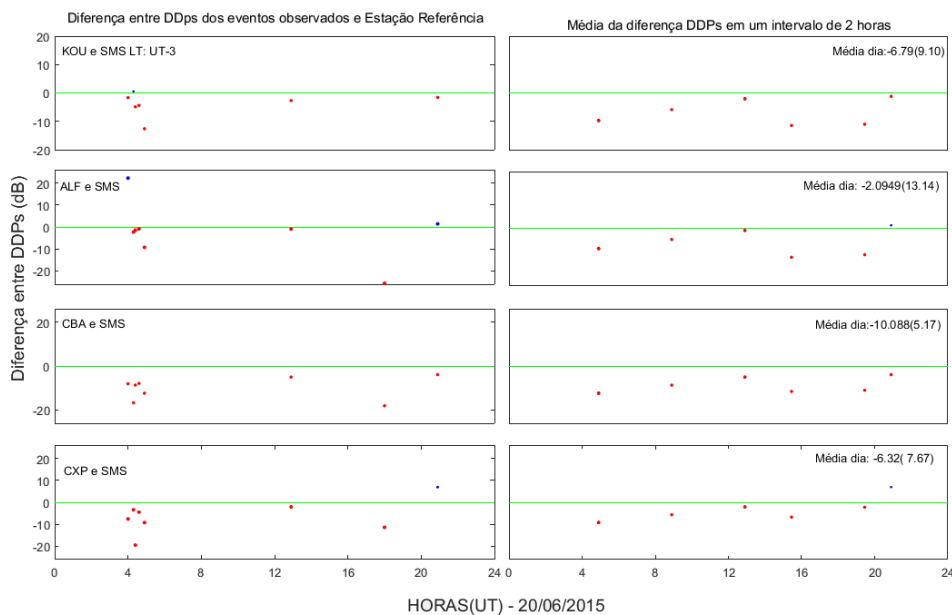
Fonte: Produção do autor

Genericamente, há uma tendência a maior amplificação na amplitude das pulsações em SMS em relação a KOU e CBA durante todo o dia calmo pré-tempestade (Figura 5.8). A única tendência observada é de uma redução nessa amplificação em torno das 18 UT (15 LT), quando os valores em KOU e CBA ficam muito próximos daqueles de SMS. Por outro lado, os valores em ALF são muito similares aos de SMS durante todo o dia. A mesma tendência de redução da amplificação em SMS por volta das 15 LT é observada nesse caso, fazendo com que os resultados em ALF fiquem mais amplificados que os de SMS nesse horário. A observação desse resultado em todos os gráficos indica que a amplificação das Pc4 em SMS nesse horário aparenta ser menor. Também, o efeito da amplificação diurna das Pc4 pelo EJE torna os resultados em ALF similar aos de SMS, essa última sob efeito da SAMA.

O resultado para a fase de recuperação durante a tempestade mostra resultados mais claros da amplificação da pulsação em SMS em relação a todas as estações (Figura 5.9). Novamente há indicação de uma amplificação menor em SMS por volta das 15 LT e o efeito do EJE faz com que as pulsações em ALF tenham amplitude mais próximas das de SMS durante todo esse dia. Comparada com as Pc3 para esse mesmo dia, observa-se um número maior de eventos nas Pc4.

As figuras 5.10 e 5.11 mostram, respectivamente, os resultados para a dispersão do parâmetro D obtidos para o dia calmo pré-tempestade (20/06/2015) e para o dia escolhido durante a fase de recuperação da T2 (23/06/2015).

Figura 5.10 - Dispersão do parâmetro D calculado para os sinais de Pc4 em 20/06/2015



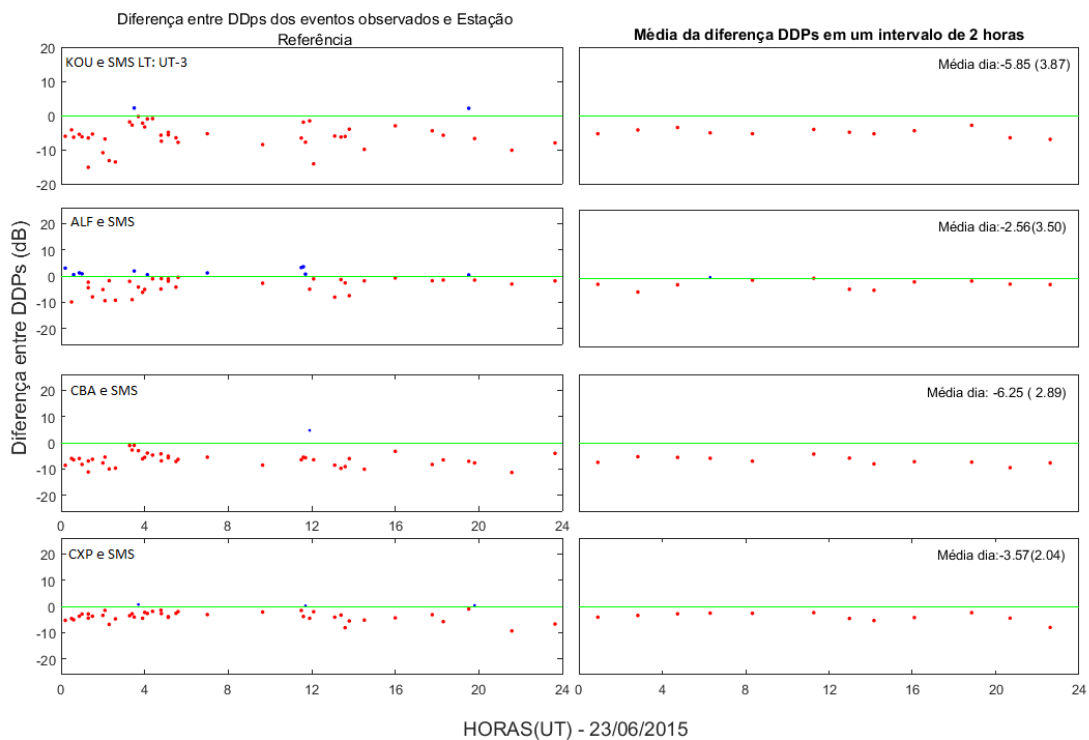
Fonte: Produção do autor

Um aspecto que chama a atenção na Figura 5.10 é o pequeno número de eventos Pc4 detectado no dia calmo pré-tempestade. A maioria dos eventos aparece amplificado em SMS em relação às outras 4 estações, mas não é possível fazer uma avaliação mais aprofundada dos resultados devido ao baixo número de eventos. Dessa forma, optou-se por não incluir os resultados desse data nas discussões, pois uma tendência de amplificação ou amortecimento baseada em tão poucos dados comprometeria a confiabilidade dos resultados.

Por outro lado, o dia 23/06/2015 durante a fase de recuperação na tempestade apresenta um número significativo de eventos durante todo o dia (Figura 5.11). Há uma tendência evidente de sinais mais amplificados em SMS em relação a todas as demais estações. Na média geral, as maiores amplificações são observadas em relação às estações KOU e CBA. A tendência anteriormente observada de menor amplificação em SMS por volta das 15 LT não é observada neste dia.

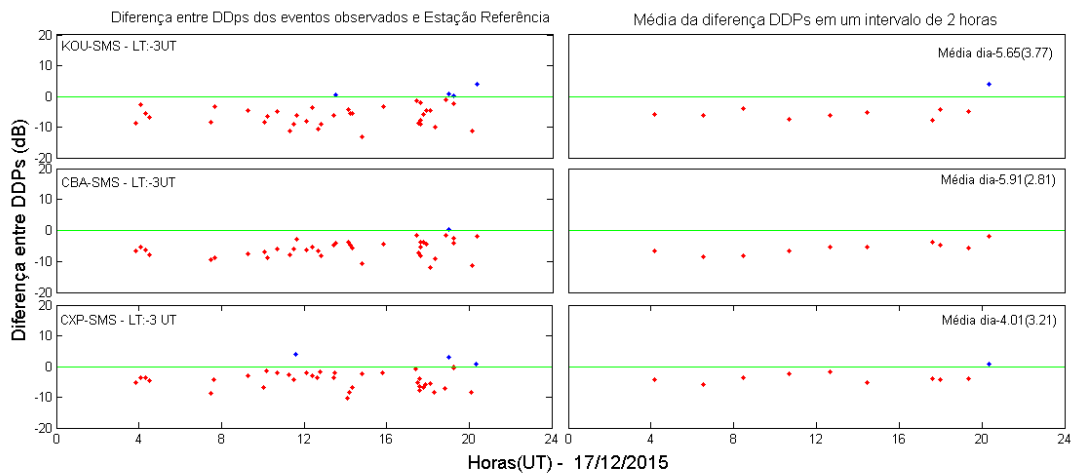
As Figuras 5.12 e 5.13 mostram os resultados para o mês de dezembro de 2015, respectivamente para os dias 17/12/2015 (dia calmo pré-tempestade) e 21/12/2015 (durante a fase de recuperação da T3).

Figura 5.11 - Dispersão do parâmetro D calculado para os sinais de Pc4 em 23/06/2015



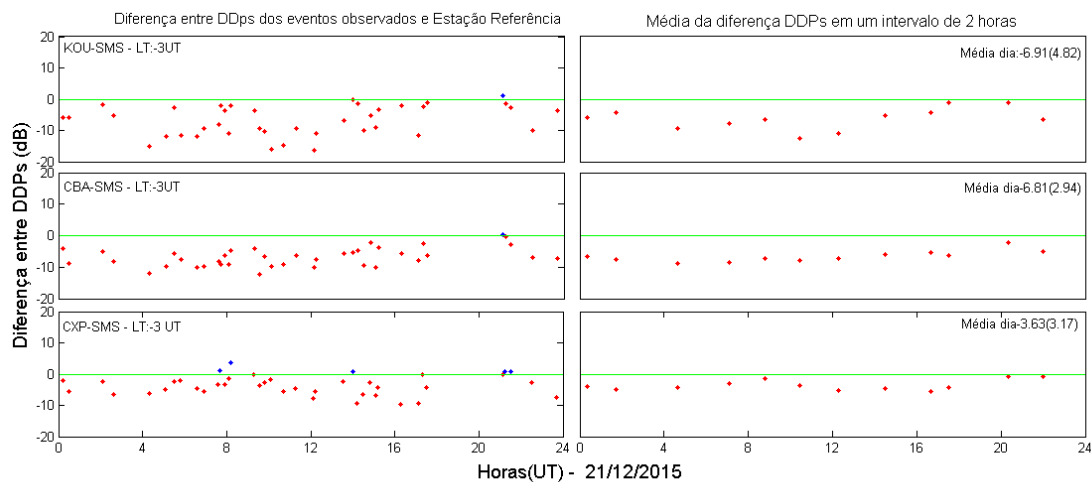
Fonte: Produção do autor

Figura 5.12 - Dispersão do parâmetro D calculado para os sinais de Pc4 em 17/12/2015



Fonte: Produção do autor

Figura 5.13 - Dispersão do parâmetro D calculado para os sinais de Pc4 em 21/12/2015



Fonte: Produção do autor

Os gráficos de dispersão do parâmetro D são muito parecidos em ambos os dias, indicativos de uma amplificação geral na amplitude das pulsações em SMS em relação às demais estações. Não se percebe nenhuma diferença significativa para os períodos diurno ou noturno, novamente indicando que as características de amplificação das pulsações em SMS ocorrem independente de ser dia ou noite.

### 5.3 Análise das médias diárias

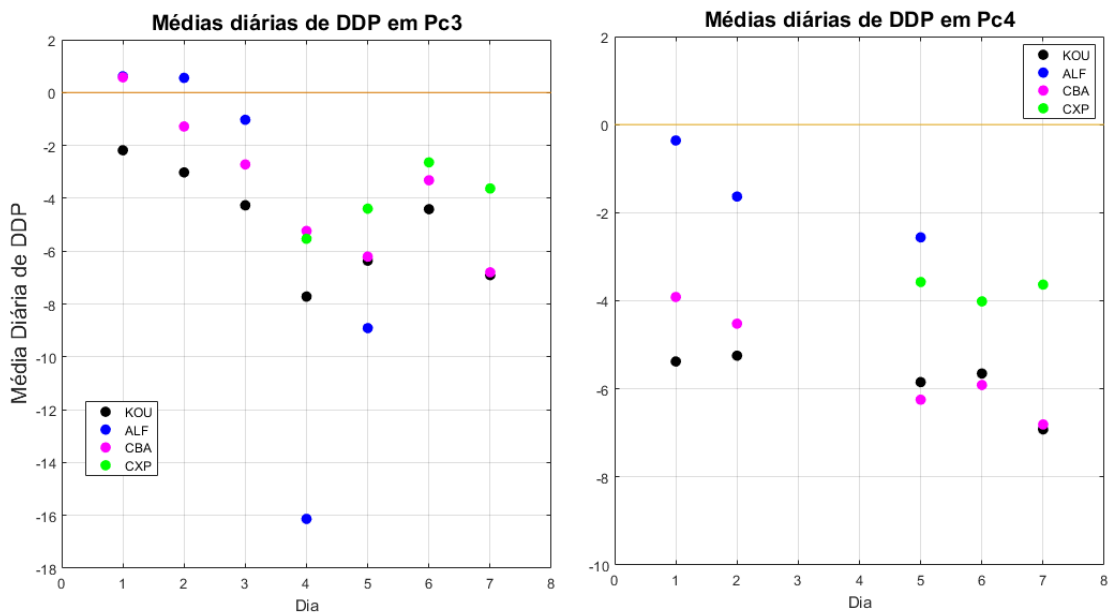
Com o intuito de analisar o comportamento global do parâmetro D no conjunto dos dias calmos e perturbados das seções anteriores, optou-se por fazer um gráfico com as médias diárias encontradas nas diferentes estações em função dos eventos analisados. De acordo com a Tabela 5.1, os eventos foram enumerados de 1 a 7, sendo que 1-3 corresponde aos dados da T1, 4-5 à T2 e 6-7 à T3. No gráfico da figura 5.14 são apresentados os valores médios obtidos em cada dia nas figuras 5.1 a 5.13 para as Pc3 e Pc4 analisadas.

Tabela 5.1 - Tabela de referência das datas analisadas

Numeração	Data
1	13/03/2015
2	18/03/2015
3	19/03/2015
4	20/06/2015
5	23/06/2015
6	17/12/2015
7	21/12/2015

As células em amarelo claro representam dias calmos, enquanto as células em amarelo escuro representam as datas das fases de recuperação das tempestades usadas neste trabalho

Figura 5.14 - Média diária do parâmetro D (diferença de Ddp entre SMS e cada uma das estações) para os dias analisados



Fonte: Produção do autor

Os resultados mostrados na Figura 5.14 evidenciam que, em termos gerais, a amplitude das pulsações em SMS é amplificada em relação a todas as demais estações, com exceção dos eventos Pc3 ocorridos no dia calmo de março de 2015. Nesse mês específico, as diferenças de amplitudes das diferentes estações em relação a SMS são menores, mais nítido na estação equatorial ALF. Também, os sinais Pc4 apresentam um comportamento mais uniforme ao longo dos diversos meses avaliados na

comparação com os sinais Pc3.

A estação ALF apresenta uma significativa diferença entre os eventos analisados em março (T1) e junho (T2) para as Pc3, com amplificação em relação às outras estações no primeiro caso e significativo amortecimento para o segundo caso. O resultado de junho é coerente com o que é discutido na literatura (SARMA; SASTRY, 1995; SILVA, 2017), pois se espera um amortecimento na amplitude das Pc3 na região equatorial devido ao processo de propagação dessa pulsação através da maior condutividade ionosférica dessa região. Dessa forma, o resultado de março é anômalo. Por outro lado, o resultado das Pc4 em ALF é o esperado, com amplificação em relação às demais estações pelo efeito do eletrojato equatorial. Um aspecto importante é que apenas no dia calmo de junho a amplitude média da Pc4 em ALF supera a de SMS, indicativo de um maior efeito da SAMA na amplificação para todos os demais casos.

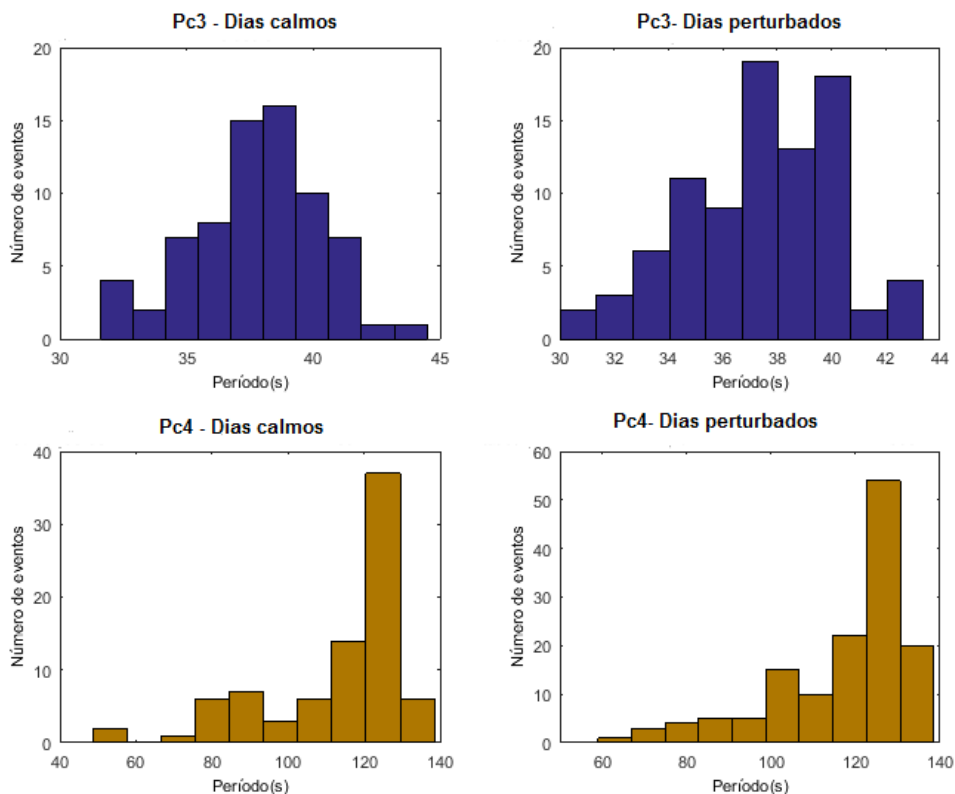
A estação KOU é a que apresenta em média a menor amplitude nas pulsações. A única exceção é para a Pc3 em ALF para os eventos de junho (já explicado antes) e para as Pc4 na estação CBA (valores muito próximos aos de KOU). Pode-se argumentar que essa é a estação mais distante de possíveis efeitos da SAMA.

Excluídos os eventos na estação SMS e aqueles de Pc4 em ALF, a estação CXP é a que mostra as maiores amplitudes. Esse resultado pode ser interpretado uma indicação de que o fator que causa amplificação em SMS também alcança CXP, embora em menor escala. É significativo que as amplitudes em CXP sejam em geral superiores às de CBA, pois ambas têm componente total do campo geomagnético muito próximas (aproximadamente equidistantes do centro da SAMA). Se considerarmos que o aumento na amplitude das pulsações no solo está associado com a condutividade ionosférica acima da localização da estação, esse resultado indica que as maiores condutividades ionosféricas sobre as diferentes estações segue a seguinte ordem:  $SMS > CXP > CBA > KOU$ . A estação ALF tem comportamento mais complexo devido aos efeitos diferenciados associados ao EJE.

#### 5.4 Períodos dos eventos medidos

Como os sinais de Pc3 e Pc4 foram filtrados dentro de suas bandas de frequência características, foram construídos histogramas para verificar quais os períodos presentes dentro dessas bandas nos sinais observados e se eles sofreriam alguma alteração entre os períodos calmos e perturbados. A Figura 5.15 explicita essas informações.

Figura 5.15 - Histogramas dos períodos analisados



Fonte: Produção do autor

Observa-se que os sinais Pc3 para dias calmos concentram-se principalmente no centro da banda, entre 37 e 39 segundos, deslocando-se para períodos um pouco mais longos, entre 37 e 41 segundos, durante os dias perturbados. Por outro lado, os eventos Pc4 concentram-se mais para o final da banda, principalmente entre 120 e 130 s, não apresentando alteração sensível entre dias calmos e perturbados. Esses resultados não indicam alteração significativa nos processos físicos envolvidos na geração das frequências características das pulsações em períodos calmos ou durante a fase de recuperação das tempestades.





## 6 DISCUSSÕES

As análises do capítulo anterior mostram que as pulsações Pc3 e Pc4 são genericamente amplificadas pela SAMA, os resultados sugerem que a amplificação estando diretamente relacionada com a distância ao centro da anomalia. Esse resultado indica que a condutividade elétrica da ionosfera acima da estação de medida no solo deve ser o fator predominante nas características da amplificação. Neste capítulo, são apresentados argumentos para explicar esse resultado observado em termos dos mecanismos de geração e propagação das ondas EM, desde seu início por diferentes processos no vento solar e na magnetosfera, passando pela modificação pela ionosfera até sua observação no solo. Também, vai se tentar explicar o comportamento anômalo observado para o mês de março de 2015, durante os eventos Pc3 registrados principalmente no período pré-tempestade.

### 6.1 Amplificação dos sinais observados na região central da SAMA

Na faixa de frequência das Pc3-4, a grande maioria das pulsações contínuas observadas no solo podem ser atribuídas às ressonâncias das linhas do campo geomagnético (FLR - "*field line resonance*"). O modelo das FLR é muito simples e nele uma única linha de campo pode ser representada como um oscilador harmônico forçado e amortecido, com a amplitude da sua resposta ampliada na frequência de ressonância natural da linha de campo (WATERS et al., 2000). O período de ressonância das linhas do campo geomagnético depende do comprimento da linha de campo, da intensidade do campo magnético e da densidade do plasma ao longo da linha de campo (MENK, 2011). Como o comprimento da linha de campo aumenta com a latitude geomagnética, o período da FLR primária geralmente aumenta em direção ao polo. Porém, como a intensidade do campo magnético e a densidade do plasma são altamente dinâmicas, o período das FLR variam no tempo; como exemplo, as variações diárias na densidade do plasma causam variações diárias no período das FLR (POULTER et al., 1988).

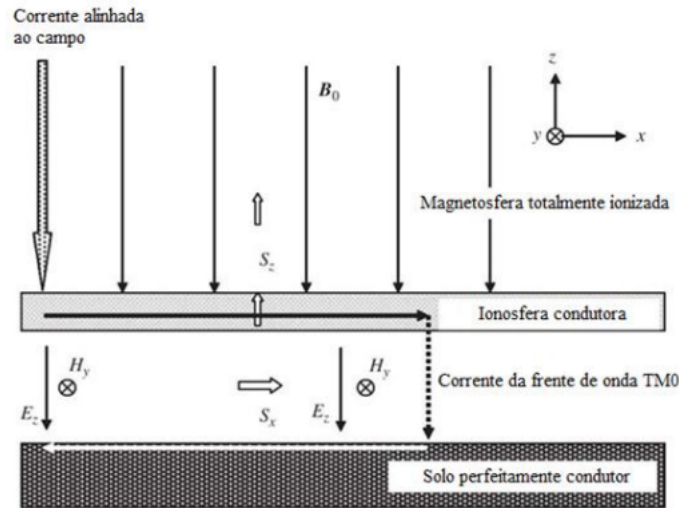
Embora esse modelo explique a maioria das Pc3-4 observadas no solo, ele não se aplica a regiões equatoriais e de baixa latitude geomagnética. Nessas latitudes, as linhas do campo geomagnético que chegam à superfície são aquelas mais internas à magnetosfera, as quais estão integralmente contidas dentro da ionosfera. Dessa forma, não vão entrar em contato com as possíveis irregularidades de plasma nas bordas da magnetosfera que causariam ressonância nos extremos dessas linhas (YUMOTO, 1986).

Para as regiões de baixa latitude geomagnética, como as do presente estudo, foram propostos dois modelos possíveis para explicar a observação de pulsações no solo (ver Figura 3.2). No primeiro modelo, ondas eletromagnéticas do tipo *upstream*, geradas por instabilidades ciclotrônicas de íons na frente de choque entre o vento solar e a magnetosfera diurna, se propagam na forma de ondas compressionais ao longo do plano equatorial da magnetosfera. A penetração dessas ondas na magnetosfera depende do ângulo formado pelo campo magnético interplanetário em relação à linha Sol-Terra e do fluxo convectivo de plasma sobre ela (MCPHERRON, 2005). Em seu percurso dentro da magnetosfera, essas ondas podem se acoplar com diferentes irregularidades hidromagnéticas, mas conseguem atravessar as linhas de campo geomagnético, chegam diretamente à ionosfera de baixa latitude e provocam as variações geomagnéticas observadas no solo (YUMOTO; SAITO, 1983).

No segundo modelo, explicitado na figura 6.1, ondas de superfície (Alfvén) são excitadas na magnetopausa e em regiões próximas à magnetosfera por instabilidades (por exemplo, do tipo Kelvin-Helmholtz) como consequência de flutuações da pressão dinâmica no vento solar. Este tipo de instabilidade se caracteriza por ocorrer na fronteira entre fluidos com diferentes velocidades em que se observa descontinuidade na interface de separação entre os fluidos e em situações em que o campo magnético seja paralelo a essa interface (CHANDRASEKHAR, 1961). Essas ondas se propagam ao longo das linhas do campo geomagnético, atingindo a ionosfera de alta latitude e geram oscilações de corrente ionosférica de grande escala nessas latitudes. Os campos elétricos polares decorrentes dessa perturbação podem se propagar através da atmosfera neutra em uma guia de ondas delimitado pela base da ionosfera condutora e pela superfície da Terra. Nesse caso, os modos de propagação podem ser classificados como TE (transversal elétrico) ou TM (transverso magnético), nos quais respectivamente a componente do campo elétrico ou magnético paralela à direção da propagação desaparecem. Pode ser mostrado que os modos TE têm uma frequência mínima que é da ordem da velocidade da luz dividida pela altura ionosférica, ou seja, cerca de 3 kHz. Dessa forma, eles caem fora do intervalo das ondas ULF. No entanto, o modo TM pode, em princípio, ter frequências muito mais baixas. Em particular, o modo de propagação TM0 (modo transversal de propagação de ordem zero) não tem corte em baixas frequências e não sofre atenuação significativa devido à condutividade ionosférica ser finita. Sofre, porém, atenuação geométrica significativa em seu deslocamento para latitudes mais baixas devido à pequena proporção da amplitude do campo elétrico polar em relação à distância de propagação. Essa atenuação faz com que o campo elétrico transmitido seja apenas uma fração do campo elétrico polar, mas ainda assim ele pode ser identificado tanto em latitudes

médias e baixas, como no equador magnético. Esse modelo foi proposto por Kikuchi e Araki (1979) para explicar como o campo elétrico induzido na região polar pela onda eletromagnética incidente pode ser transmitido para baixas latitudes e o equador magnético.

Figura 6.1 - Guia de transmissão TM0



Modelo do Guia de Transmissão de ondas

Fonte: Adaptado de Kikuchi e Araki (1979)

Os dois modelos foram testados em diferentes tipos de simulações e tratamentos teóricos para as condições do equador magnético, os quais concluíram que o modelo de onda compressional ocasiona uma atenuação na amplitude da onda eletromagnética incidente na região de máxima condutividade ionosférica (aumento da condutividade Cowling), enquanto o modelo de corrente ionosférica de origem polar gera uma amplificação na amplitude da onda devido à concentração da corrente ionosférica em direção ao equador magnético (HUGHES; SOUTHWOOD, 1976; TSUNOMURA; ARAKI, 1984; SHINOHARA et al., 1998). Diferentes resultados de medidas experimentais de pulsações geomagnéticas na região equatorial têm dado suporte a esses modelos, com observação de amortecimento na amplitude da maioria das Pc3 detectadas durante o dia sob o equador magnético e amplificação na amplitude de Pc4 e Pc5 observadas nessas mesmas circunstâncias (SARMA; SASTRY, 1995; TRIVEDI et al., 1997; SILVA, 2017).

Com base nesses resultados, tem sido proposto que, em baixas latitudes e na região equatorial, pulsações Pc3 são preferencialmente ondas *upstream*, geradas por instabilidades ciclotrônicas de íons na frente de choque, que se propagam na forma de ondas compressoriais ao longo do plano equatorial da magnetosfera. Especificamente em torno do equador magnético, essas ondas são amortecidas pela alta condutividade da ionosfera equatorial antes de chegar ao solo (SILVA, 2017). Por outro lado, pulsações Pc4 e Pc5 observadas no solo nessas mesmas latitudes derivam de ondas de superfície geradas por instabilidades de plasma nos limites da magnetosfera, que chegam à ionosfera de alta latitude e geram correntes ionosféricas nessas latitudes. Essas correntes podem se propagar horizontalmente até baixas latitudes onde sofrem amplificação na região equatorial. Cumpre ressaltar que esses modelos gerais não se aplicam em todos os casos, pois há relatos na literatura da observação de Pc3 amplificadas na região equatorial (SAKA et al., 2001; ZANANDREA et al., 2004). Nesse mesmo sentido, há proposição de que pulsações Pc4 em baixas latitudes também poderiam ser originadas de ondas *upstream*, pois o efeito de atenuação pela ionosfera ocorreria apenas para pulsações de períodos mais curtos, tais como as Pc3 (TAKLA et al., 2011).

Embora os efeitos de amortecimento de Pc3 e amplificação de Pc4 na região equatorial sejam mais efetivos para estações geomagnéticas no solo a distâncias de até 2° de latitude magnética em relação ao equador magnético (SILVA, 2017), os resultados na estação ALF de Pc3 para os eventos de junho (Figuras 5.4 e 5.5) e de Pc4 para os eventos de março (Figuras 5.8 e 5.9) e junho (Figuras 5.10 e 5.11) podem ser explicados por esses mecanismos. Provavelmente, pelo fato de ALF não estar dentro do intervalo de  $\pm 2^\circ$  (dip latitude em ALF é de  $-4,03^\circ$ ), o efeito de amplificação pelas correntes do EJE não sejam tão significativos e por isso as amplitudes das Pc4 em SMS sejam em geral maiores do que as da estação próxima ao equador.

Especificamente em relação aos efeitos da SAMA, a figura 2.4 mostra claramente o fluxo de partículas precipitadas na atmosfera da anomalia. Há um significativo aumento no fluxo de partículas energéticas, principalmente na parte central da anomalia (região de mínima intensidade no campo total). As observações de satélite sobre o aumento dos fluxos de partículas energéticas na anomalia, encontram suporte em outras observações feitas desde a superfície da Terra, que mostram aumento de ionização induzida pela precipitação de partículas na ionosfera dessa região. Em particular, Abdu et al. (2005) fazem uma revisão das evidências disponíveis por uma variedade de instrumentos geofísicos de superfícies (ionossondas, riômetros e receptores VLF) sobre o aumento da condutividade ionosférica, particularmente na

região sobre Cachoeira Paulista (nossa estação CXP), como resultado da precipitação de partículas energéticas na SAMA. O trabalho discute também o efeito da ionização extra na camada E, a extensão geográfica do aumento de condutividade e o fato de o aumento de ionização ser uma característica regular da ionosfera sob a SAMA, ocorrendo mesmo durante condições geomagneticamente calmas. Relacionando os resultados observacionais de superfície com aqueles de satélite, pode-se sugerir que o aumento de condutividade elétrica ionosférica varie em função da distância do centro da anomalia.

A hipótese aqui sugerida é: o incremento da condutividade elétrica na ionosfera da SAMA produz efeitos na amplitude das pulsações similares àqueles discutidos anteriormente para a região do equador magnético, propostos por [Silva \(2017\)](#). Naquele caso, o aumento diurno da condutividade Cowling está associado as correntes do EJE. No caso da SAMA tem: (i) o aumento generalizado na amplitude das pulsações nas estações sob efeito da anomalia quando comparadas com a estação claramente fora da anomalia (KOU); (ii) o aumento diferenciado na amplitude das pulsações em função da posição relativa ao centro da anomalia ( $SMS > CXP > CBA$ ), indicativo de que o efeito da amplificação está relacionado com o aumento da condutividade elétrica da ionosfera sobre o local de medidas.

Sabe-se que, no equador magnético, o campo elétrico de origem polar, embora seja apenas uma fração daquele de alta latitude, pode ter um impacto significativo na ionosfera devido à deriva vertical que eles criam ([RICHMOND; LU, 2000](#)). Essas derivas verticais geram seu próprio campo de polarização que, por um mecanismo semelhante ao do dínamo ionosférico, aumenta a corrente elétrica no cinturão equatorial. Esse é o mecanismo sugerido para amplificação das variações geomagnéticas na região em torno do EJE. Um mecanismo semelhante pode ser proposto para a região da SAMA, com campos elétricos de origem polar dando origem a correntes elétricas na ionosfera que estariam associados ao aumento na amplitude das variações geomagnéticas observadas no solo. A diferença de amplificação nas pulsações indica que essas correntes ionosféricas devem variar em função da distância ao centro da anomalia. Infelizmente, a ionosfera na SAMA é muito menos estudada que a ionosfera no EJE, tendo-se apenas as observações sobre Cachoeira Paulista. Dessa forma, essa proposição, baseada na diferença da amplitude das pulsações registradas na superfície, não pode ser comprovada por dados experimentais independentes.

Por analogia com a interpretação dada na literatura para explicar as pulsações geomagnéticas observadas no solo na região equatorial, a variação da amplitude de pul-

sações e anomalias causada pela SAMA é associada com a ocorrência predominante de ondas de superfície excitadas por instabilidades de plasma na região de contato entre o vento solar e a magnetosfera terrestre. A propagação dessas ondas pelas linhas de campo geomagnético vai gerar correntes ionosféricas em latitudes polares. O escape dessas correntes para baixas latitudes, através do modo de propagação TM0 no guia de ondas entre a Terra e a ionosfera, permite que sejam detectadas desde a região polar até a região equatorial. Por fatores geométricos, a amplitude dessas correntes ionosféricas, e conseqüentemente a amplitude das variações geomagnéticas que elas ocasionam na superfície, diminui em função da distância ao polo. Porém, essas correntes transmitidas horizontalmente são amplificadas quando encontram um aumento de condutividade ionosférica em seu caminho. Dessa forma, vão ser amplificadas na região da SAMA pelo aumento de condutividade que decorre da precipitação de partículas associada à diminuição do campo magnético principal. Diferenças na condutividade elétrica ionosférica em função da distância ao centro da anomalia geram diferentes níveis de ampliações na amplitude da pulsação registrada no solo.

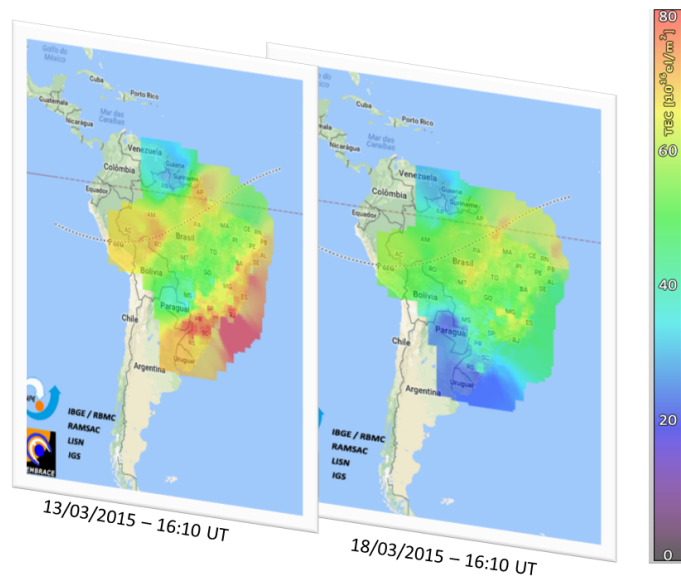
## 6.2 Efeito anômalo nas Pc3 de março de 2015

Os eventos Pc3 para o período calmo que antecede a tempestade de março de 2015 mostram resultado bastante diferente dos demais períodos. Esse é o único caso em que não se observou efeito claro de amplificação das pulsações pela SAMA.

Uma forma de monitorar a condutividade elétrica da ionosfera é através do seu Conteúdo Eletrônico Total (*Total Electron Content* - TEC). Isso porque esse parâmetro, observado do solo, é dominado pela densidade eletrônica ionosférica, trazendo dessa forma informação importante sobre o conteúdo ionosférico e a própria condutividade elétrica sobre o local de medidas. O TEC pode ser determinado a partir de dados coletados com receptores de satélites GPS (*Global Positioning System*) de dupla frequência na superfície da Terra, valendo-se das propriedades dispersivas da ionosfera (FEDRIZZI, 1999). Ele representa uma estimativa da quantidade de elétrons que são encontrados pelo sinal, no seu percurso desde o satélite até o receptor. Mais especificamente, é definido como o número de elétrons encontrados numa coluna com área unitária, centrado no feixe do percurso do sinal. O valor do TEC vai ser proporcional ao atraso provocado pela ionosfera sobre as velocidades de grupo e de fase do sinal nas duas frequências do GPS, sendo definido em unidades de TEC (TECU), em que 1 TECU corresponde a uma quantidade de  $1 \times 10^{16}$  elétrons/m<sup>2</sup> (PI et al., 1997).

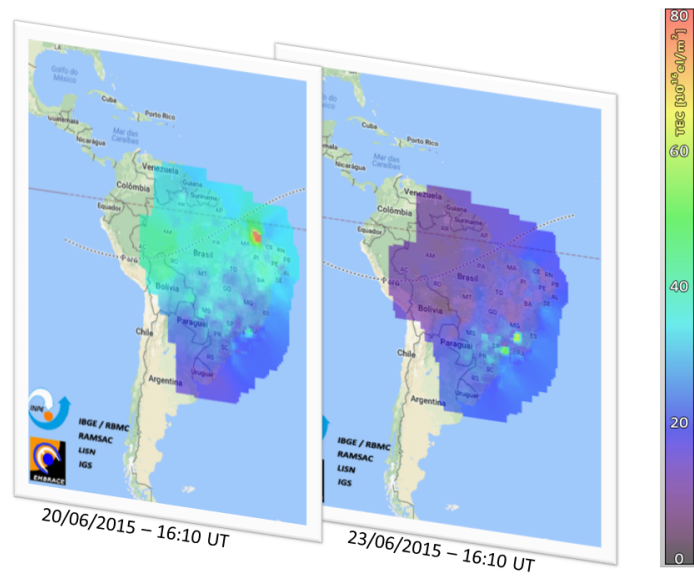
Mapas de TEC para o Brasil nos dias analisados no presente trabalho são apresentados nas Figuras 6.2, 6.3 e 6.4. Esses mapas são disponibilizados pelo programa EMBRACE, após processamento de dados de receptores GPS posicionados em diversas localidades do país. As variações do TEC são facilmente observadas nessas figuras e são compatíveis com diversos estudos que mostram dependência tanto com a relação solar ionizante, gerando variações diurnas, sazonais e geográficas, como com o nível de atividade solar e das condições magnéticas (MENDILLO, 2006).

Figura 6.2 - Mapas de TEC para 16:10 UT nos dias 13 e 18 de março de 2015



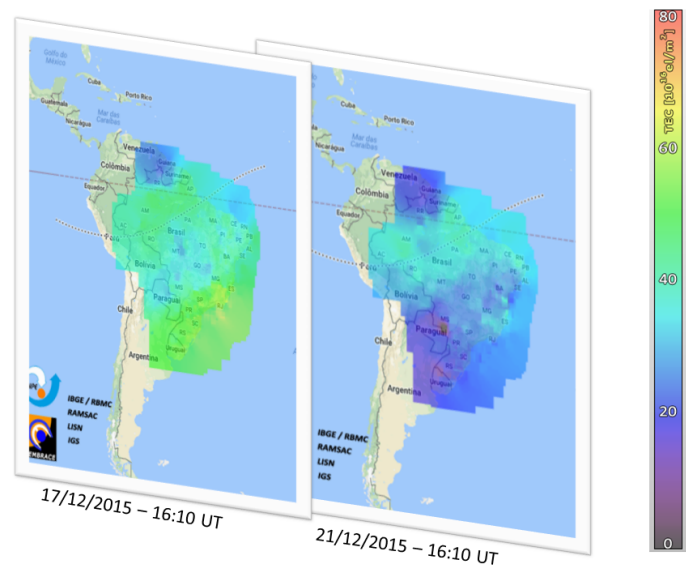
Fonte: EMBRACE (2015)

Figura 6.3 - Mapas de TEC para 16:10 UT nos dias 20 e 23 de junho de 2015



Fonte: EMBRACE (2015)

Figura 6.4 - Mapas de TEC para 16:10 UT nos dias 17 e 21 de dezembro de 2015



Fonte: EMBRACE (2015)

Em termos dos resultados para este estudo, esses mapas mostram que, de modo geral,



o valor do TEC em março de 2015 é bem maior que aquele observado em junho e dezembro desse mesmo ano. Esse é um resultado bastante discutido na literatura e relacionado com a variação semi-anual do TEC que, em baixas latitudes, é maior nos equinócios (março e setembro) do que nos solstícios (junho e dezembro). Esses resultados são relacionados com o fato de que no equinócio a incidência maior de luz solar se dá exatamente sobre a linha do Equador (maior radiação solar ionizante) e o padrão de circulação dos ventos neutros meridionais que afetam a Anomalia Equatorial de Ionização (Anomalia de Appleton) e reduzem o TEC nos solstícios (RISHBETH et al., 2000).

A hipótese aqui sugerida é que esse aumento na condutividade elétrica detectada pelo TEC durante o mês de março (equinócio de outono) na região mais próxima ao equador magnético, incluindo as cristas da Anomalia de Appleton, afeta a comparação da amplitude das Pc3 durante o dia calmo desse mês. Pode-se especular que esse aumento sazonal da condutividade ionosférica pode se equiparar àquele no centro da SAMA, não permitindo verificar o padrão de amplificação das pulsações. Evidentemente, faltam dados sobre o comportamento das pulsações por um período mais prolongado (análise de pelo menos um ano) para verificar uma possível variação sazonal na amplitude que possa ser efetivamente comparada com a variação do TEC. Também, deve-se ressaltar que os dados de TEC apresentam uma grande variação em função da hora do dia. Dessa forma, é necessária uma investigação mais aprofundada da correlação entre os dois tipos de resultados antes de se formular alguma hipótese melhor fundamentada a respeito da possível influência do TEC no comportamento das pulsações.



## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O principal resultado deste estudo foi a verificação de que existe uma amplificação dos sinais Pc3 e Pc4 detectados por estações geomagnéticas instaladas no solo na área de abrangência da Anomalia Magnética do Atlântico Sul. Essa amplificação varia em função da distância ao centro da anomalia, um indicativo de que o aumento diferencial de condutividade elétrica na ionosfera, relacionado com a precipitação de partículas desde o cinturão de radiação, é a sua principal causa. Esse resultado está de acordo com estudos de variações geomagnéticas na região da anomalia (TRIVEDI et al., 2005; SHINBORI et al., 2010; SILVA, 2017). Nesse aspecto, a principal contribuição do estudo é a variação na amplitude relativa das pulsações em função da distância ao centro da anomalia. Outro resultado saliente foi a diferença detectada nas pulsações Pc3 durante o dia não perturbado em março. A possível correlação desse resultado com a variação do Conteúdo Eletrônico Total nessas regiões de baixa latitude abre perspectiva para estudos futuros. Nesse caso, uma avaliação da possível variação sazonal na amplitude das pulsações dentro e fora da SAMA poderia trazer contribuições relevantes.

A interpretação sugerida para explicar as pulsações amplificadas pela SAMA é a geração de ondas Alfvén no contato vento solar-magnetosfera, sua propagação pelas linhas de campo até a ionosfera polar e o vazamento de campos elétricos polares até baixas latitudes pelo guia de onda Terra-ionosfera. Uma explicação alternativa não explorada neste trabalho é a possibilidade de que ondas ULF, inicialmente compressionais, podem entrar em ressonância com as linhas de campo da magnetosfera e serem convertidas em ondas de Alfvén. Esse fenômeno não tem localização específica, podendo ocorrer em qualquer parte da magnetosfera, dependendo somente da magnitude do campo magnético e da distribuição de partículas carregadas ao longo do percurso (VILLANTE; TIBERI, 2015). Nesse caso, não se consegue ter absoluta certeza quanto ao mecanismo de geração e propagação dessas ondas até serem medidas em solo, o que dificulta sua análise. A dificuldade de não se ter dados de satélite que possam trazer informação adicional sobre as pulsações observadas em nossas baixas latitudes dificulta essa interpretação. Uma possibilidade que pode ser investigada no futuro seria tentar verificar se algum parâmetro de polarização das ondas poderia trazer informação diferente sobre os dois possíveis mecanismos de propagação.

Com base nos resultados obtidos é crucial para interpretar a variação na amplitude das pulsações, e conseqüentemente na variação da condutividade elétrica e campos elétricos dentro da anomalia, a disponibilidade de outros instrumentos sondando a

ionosfera. Conforme já sugerido anteriormente por outros autores, como [Trivedi et al. \(2005\)](#), a operação simultânea desses instrumentos de solo em estação próxima ao centro da anomalia (por exemplo, nas proximidades de São Martinho da Serra) e mais distantes dessa região (por exemplo, em Cachoeira Paulista) pode trazer resultados relevantes sobre parâmetros ionosféricos.

A disponibilidade e uso dos dados geomagnéticos adquiridos pelo EMBRACE mostrou-se fundamental neste estudo. Esse aspecto é ainda mais importante em nossa região pela pouca quantidade de observatórios geomagnéticos em uma região com eletrodinâmica tão complexa (eletrojato equatorial, anomalia magnética, declinação acentuada no campo magnético; ver [\(ABDU et al., 2005\)](#)). Evidente que, não fornecendo dados com as especificações restritivas de qualidade de observatórios geomagnéticos, as estações geomagnéticas do EMBRACE apresentam problemas que ficaram patentes neste estudo em que se necessitou dados com taxa de aquisição mais alta ( $1Hz$ ). Essas limitações dizem respeito às várias falhas nos dados registrados (Tabela 4.4) e os efeitos de ruídos em algumas das estações. Esses problemas limitam bastante a utilização dos dados e é necessário tentar verificar sua origem, inclusive para o caso extremo de alterar a localização de algumas das estações. Por outro lado, alguns aspectos da localização das estações puderam ser contornados, como o caso da correção aplicada à estação CBA. Essa correção mostrou-se eficiente, permitindo obter resultados compatíveis com os das demais estações. Chama também a atenção a diferença significativa na assinatura geomagnética para a estação Rio Grande, no extremo do continente. A correção dos ruídos inerentes a esta estação pode torná-la fundamental para estudar essas diferenças em termos de possíveis efeitos do vórtice de correntes  $Sq$ .

Em conclusão, os resultados obtidos neste trabalho mostram a importância de se buscar informações geofísicas mais detalhadas na região da SAMA. Esta é uma região com comparativamente poucos estudos, mas que apresenta fenômenos de grande interesse para as comunidades científica e tecnológica. Uma caracterização mais detalhada da SAMA, em conjunto com a observação de outros processos eletrodinâmicos que afetam a ionosfera equatorial do Brasil, pode contribuir para o entendimento de vários fenômenos com aspectos singulares em nosso território, tais como a geração de bolhas, ruídos em sinais GPS, descargas atmosféricas, entre outros.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; CARRASCO, A. J.; BRUM, C. G. M. South Atlantic magnetic anomaly ionization: a review and a new focus on electrodynamic effects in the equatorial ionosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 67, n. 17-18, p. 1643–1657, 2005. 82, 90
- ADAM, A.; VERO, J.; SZENDROI, J. Solar eclipse effect on geomagnetic induction parameters. **Annales Geophysicae**, v. 23, n. 11, p. 3487–3494, 2005. 27
- ALFVÉN, H. Electric currents in cosmic plasmas. **Reviews of Geophysics**, v. 15, n. 3, p. 271–284, 1977. ISSN 19449208. 14
- BITTENCOURT, J. A. **Fundamentals of Plasma Physics**. Munich: Springer Science & Business Media, 2013. 22, 24
- CAMPBELL, W. H. **Introduction to geomagnetic fields: 2.Ed.** Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 337 p. ISBN 0521822068. 1, 5, 6, 7, 12, 13, 17, 31
- CASADIO, S.; ARINO, O. Monitoring the South Atlantic anomaly using ATSR instrument series. **Advances in Space Research**, v. 48, n. 6, p. 1056–1066, 2011. 10
- CHANDRASEKHAR, S. **Hydrodynamic and hydromagnetic stability**. Oxford: Clarendon Press, 1961. 80
- CHAPMAN, S.; BARTELS, J. **Geomagnetism**. Oxford: Oxford University Press, 1940. 1–543 p. 1
- CHI, P. J.; RUSSELL, C. T. On two methods using magnetometer-array data for studying magnetic pulsations. **Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences**, v. 12, n. 4, p. 649–662, 2001. 30
- CHI, P. J.; RUSSELL, C. T.; LE, G.; HUGHES, W. J.; SINGER, H. J. A synoptic study of Pc 3, 4 waves using the Air Force Geophysics Laboratory magnetometer array. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 101, n. A6, p. 13215–13224, 1996. 57
- DENARDINI, C. M.; DASSO, S.; GONZALEZ-ESPARZA, J. A. Review on space weather in Latin America. 3. development of space weather forecasting centers. **Advances in Space Research**, v. 58, n. 10, p. 1960–1967, 2016. ISSN 18791948. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2016.03.011>>. 35

DESSLER, A. J.; PARKER, E. N. Hydromagnetic theory of geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 64, n. 12, p. 2239–2252, 1959. 17

DOMINGOS, J.; JAULT, D.; PAIS, M. A.; MANDEA, M. The South Atlantic anomaly throughout the solar cycle. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 473, p. 154–163, 2017. ISSN 0012821X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.004>>. 11

DUNGEY, J. W. The theory of the quiet magnetosphere. In: KING, J. W.; NEWMAN, W. S. (Ed.). **Solar-terrestrial physics**. New York: Academic Press, 1967. p. 91–106. 22

DUTRA, S. L. G. **Medidas geomagnéticas em Eusébio**. 2017. [Comunicação pessoal]. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais p. 43

FEDRIZZI, M. **Observações do conteúdo eletrônico total com dados do GPS**. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999. 84

FINLAY, C. C.; OLSEN, N.; KOTSIAROS, S.; GILLET, N.; TØFFNER-CLAUSEN, L. Recent geomagnetic secular variation from Swarm. **Earth, Planets and Space**, v. 68, n. 1, p. 1–18, 2016. 10

FRASER-SMITH, A. C. Centered and eccentric geomagnetic dipoles and their poles, 1600–1985. **Reviews of Geophysics**, v. 25, n. 1, p. 1–16, 1987. 10

GONZALEZ, W.; PARKER, E. **Magnetic reconnection: concepts and applications**. Heidelberg: Springer, 2016. 16

GONZALEZ, W. D.; DUTRA, S. L. G.; PINTO JR., O. Middle atmospheric electrodynamic modification by particle precipitation at the South Atlantic Magnetic Anomaly. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 49, n. 4, p. 377–383, 1987. 1, 10

HARTMANN, G. A. **A anomalia magnética do atlântico Sul: causas e efeitos**. Dissertação (Mestrado em Ciências Geofísicas) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005. Disponível em: <[www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14132/tde-24072006.../DISSERTACAO.pdf](http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14132/tde-24072006.../DISSERTACAO.pdf)>. 1, 10

HARTMANN, G. A.; PACCA, I. G. Time evolution of the South Atlantic magnetic anomaly. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 81, n. 2, p. 243–255, 2009. 10

HUGHES, W. J.; SOUTHWOOD, D. J. The screening of micropulsation signals by the atmosphere and ionosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 81, n. 19, p. 3234–3240, 1976. 30, 81

HULOT, G.; EYMIN, C.; LANGLAIS, B.; MANDEA, M.; OLSEN, N. Small-scale structure of the geodynamo inferred from Oersted and Magsat satellite data. **Nature**, v. 416, n. 6881, p. 620–623, 2002. 10

KAMIDE, Y.; CHIAN, A. C. L. **Handbook of the solar-terrestrial environment**. New York: Springer, 2007. 21, 22, 25, 32

KANASEWICH, E. R. **Time sequence analysis in geophysics**. Edmonton: University of Alberta, 1981. 47

KIKUCHI, T.; ARAKI, T. Horizontal transmission of the polar electric field to the equator. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 41, n. 9, p. 927–936, 1979. 81

KIVELSON, M. G.; RUSSELL, C. T. **Introduction to space physics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 19, 21, 22, 26, 27, 30

LEITHOLD, A. A. **Estudo da propagação de rádio e descargas atmosféricas na região da anomalia magnética do atlântico sul**. Monografia (Graduação em Física) — Faculdades Integradas Espírita-FIES, Curitiba, 2010. 10, 11

MANDEA, M.; KORTE, M.; MOZZONI, D.; KOTZÉ, P. The magnetic field changing over the southern African continent: a unique behaviour. **South African Journal of Geology**, v. 110, n. 2-3, p. 193–202, 2007. 10

MAUS, S.; ALKEN, P. **Equatorial electrojet**. 2010. CIRES, Geomagnetism p. Disponível em: <[http://info.geomag.us/equatorial\\_electrojet.html](http://info.geomag.us/equatorial_electrojet.html)>. 31

MCPHERRON, R. L. Magnetic pulsations: their sources and relation to solar wind and geomagnetic activity. **Surveys in Geophysics**, v. 26, n. 5, p. 545–592, 2005. 26, 27, 30, 80

MENDILLO, M. Storms in the ionosphere: patterns and processes for total electron content. **Reviews of Geophysics**, v. 44, n. 4, 2006. 85

MENK, F. W. Magnetospheric ULF waves: a review. In: LIU, W.; FUJIMOTO, M. (Ed.). **The dynamic magnetosphere**. Dordrecht: Springer, 2011. p. 223–256. 26, 79

MENK, F. W.; WATERS, C. L. **Magnetoseismology: ground-based remote sensing of Earth's magnetosphere.** ground-based remote sensing of Earth's magnetosphere. Berlin: John Wiley & Sons, 2013. 26

OKAMURA, S. **The short time Fourier transform and local signals.** Thesis (Doctor in Statistics) — Carnegie Mellon University, Pittsburgh, Estados Unidos, 2011. 49

PADILHA, A. L. **Medidas magnetotélúricas no Brasil.** 2017. [Comunicação pessoal]. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. p. 47

PADILHA, A. L.; ALVES, L. R.; SILVA, G. B. D.; ESPINOSA, K. V. Effect of a huge crustal conductivity anomaly on the H-component of geomagnetic variations recorded in central South America. **Earth, Planets and Space**, v. 69, n. 1, p. 58, 2017. ISSN 1880-5981. Disponível em: <<http://earth-planets-space.springeropen.com/articles/10.1186/s40623-017-0644-0>>. 57, 58, 59

PI, X.; MANNUCCI, A. J.; LINDQWISTER, U. J.; HO, C. M. Monitoring of global ionospheric irregularities using the Worldwide GPS Network. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 18, p. 2283–2286, 1997. 84

PINTO, O.; GONZALEZ, W. D. SAMA: for how long? **EOS, Transactions American Geophysical Union**, v. 70, n. 2, p. 17–17, 1989. 10

POULTER, E. M.; ALLAN, W.; BAILEY, G. J. ULF pulsation eigenperiods within the plasmasphere. **Planetary and Space Science**, v. 36, n. 2, p. 185–196, 1988. 79

PRIMDAHL, F. The fluxgate magnetometer. **Journal of Physics E: Scientific Instruments**, v. 12, n. 4, p. 241, 1979. 33

RICHMOND, A. D.; LU, G. Upper-atmospheric effects of magnetic storms: a brief tutorial. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 62, n. 12, p. 1115–1127, 2000. 83

RICKER, D. W. **Echo signal processing.** New York: Springer Science, 2012. 50

RIKITAKE, T.; YOKOYAMA, I.; SATO, S. Anomaly of the geomagnetic Sq variation in Japan and its relation to the subterranean structure. **Bulletin of the Earthquake Research Institute**, v. 34, p. 197–235, 1956. 57

RISHBETH, H.; MULLER-WODARG, I. C. F.; ZOU, L.; FULLER-ROWELL, T. J.; MILLWARD, G. H.; MOFFETT, R. J.; IDENDEN, D. W.; AYLWARD,



- A. D. Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: II. physical discussion. **Annales Geophysicae**, v. 18, n. 8, p. 945–956, 2000. 87
- SAKA, O.; SHINOHARA, M.; WATANABE, O. A concurrent modulation of the auroral luminosity and ground pc3 activities at dip-equator. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 63, n. 8, p. 739–747, 2001. 82
- SAMSON, J. C. Geomagnetic pulsations and plasma waves in the earth's magnetosphere. In: JACOBS, J. A. (Ed.). **Geomagnetism**. London: Academic Press, 1991. p. 481–592. 28, 29
- SARMA, S. V. S.; SASTRY, T. S. On the Equatorial Electrojet influence on geomagnetic pulsation amplitudes. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 57, n. 7, p. 749–754, 1995. 76, 81
- SCHMUCKER, U. Conductivity anomalies, with special reference to the Andes. In: RUNCON, S. K. (Ed.). **Applications of modern physics to the Earth and planetary interiors**. New York: Interscience, 1969. p. 125–135. 57
- SCHWENN, R. Space weather: the solar perspective. **Living Reviews in Solar Physics**, v. 3, n. 1, p. 2, 2006. 14
- SHINBORI, A.; NISHIMURA, Y.; TSUJI, Y.; KIKUCHI, T.; ARAKI, T.; IKEDA, A.; UOZUMI, T.; OTADOY, R. E. S.; UTADA, H.; ISHITSUKA, J. et al. Anomalous occurrence features of the preliminary impulse of geomagnetic sudden commencement in the South Atlantic Anomaly region. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 115, n. A8, 2010. 89
- SHINOHARA, M.; YUMOTO, K.; HOSEN, N.; YOSHIKAWA, A.; TACHIHARA, H.; SAKA, O.; KITAMURA, T. I.; TRIVEDI, N. B.; COSTA, J. M. D.; SCHUCH, N. J. Wave characteristics of geomagnetic pulsations across the dip equator. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. A6, p. 11745–11754, 1998. 81
- SILVA, G. B. D. da. **Caracterização da amplitude de pulsações magnéticas observadas em região sob influência do Eletrojato Equatorial**. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017. 2, 31, 65, 66, 76, 81, 82, 83, 89
- SINGH, B. P.; NITYANANDA, N.; AGARWAL, A. K. Induced magnetic variation in the Indian Peninsula. **Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica**, v. 12, p. 65–72, 1977. 57

TAKLA, E. M.; YUMOTO, K.; CARDINAL, M. G.; ABE, S.; FUJIMOTO, A.; IKEDA, A.; TOKUNAGA, T.; YAMAZAKI, Y.; UO-ZUMI, T.; MAHROUS, A.; et. al. A study of latitudinal dependence of Pc 3-4 amplitudes at 96° magnetic meridian stations in Africa. **Sun and Geosphere**, v. 6, n. 2, p. 67–72, 2011. [82](#)

THÉBAULT, E.; FINLAY, C. C.; BEGGAN, C. D.; ALKEN, P.; AUBERT, J.; BARROIS, O.; BERTRAND, F.; BONDAR, T.; BONESS, A.; BROCCO, L. et al. International geomagnetic reference field: the 12th generation. **Earth, Planets and Space**, v. 67, n. 1, p. 79, 2015. [5](#), [6](#), [8](#), [35](#), [36](#)

TRIVEDI, N. B.; ARORA, B. R.; PADILHA, A. L.; COSTA, J. M. D.; DUTRA, S. L. G.; CHAMALAUN, F. H.; RIGOTI, A. Global Pc5 geomagnetic pulsations of March 24, 1991, as observed along the American Sector. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 13, p. 1683–1686, 1997. [81](#)

TRIVEDI, N. B.; PATHAN, B. M.; SCHUCH, N. J.; BARRETO, M.; DUTRA, L. G. Geomagnetic phenomena in the South Atlantic anomaly region in Brazil. **Advances in Space Research**, v. 36, n. 10, p. 2021–2024, 2005. ISSN 02731177. [1](#), [2](#), [9](#), [10](#), [12](#), [89](#), [90](#)

TSUNOMURA, S.; ARAKI, T. Numerical analysis of equatorial enhancement of geomagnetic sudden commencement. **Planetary and Space Science**, v. 32, n. 5, p. 599–604, 1984. [81](#)

TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D. The cause of high-intensity long-duration continuous AE activity (HILDCAAs): interplanetary Alfvén wave trains. **Planetary and Space Science**, v. 35, n. 4, p. 405–412, 1987. [15](#)

VELIZ, O. **Manual de operación: JRO-ML-103 triaxial magnetometer**. Lima, Peru: Radio Observatorio de Jicamarca, 2010 p. [34](#)

VETTE, J. I. **The NASA/National Space Science Data Center trapped radiation environment model program**. 1964–1991. Grennbelt, MD: National Space Science data Center, 1991. (NSSDC/WDC-A-R 91-29) p. [10](#)

VILLANTE, U.; TIBERI, P. A comprehensive analysis of the occurrence and characteristics of midperiod ULF waves at low latitude. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 120, n. 3, p. 1784–1802, 2015. [89](#)

WALT, M. **Introduction to geomagnetically trapped radiation**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. [14](#), [15](#)

WANLISS, J. A.; SHOWALTER, K. M. High-resolution global storm index: Dst versus SYM-H. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 111, n. A2, 2006. 18

WATERS, C. L.; HARROLD, B. G.; MENK, F. W.; SAMSON, J. C.; FRASER, B. J. Field line resonances and waveguide modes at low latitudes: 2. a model. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 105, n. A4, p. 7763–7774, 2000. 79

YUMOTO, K. Generation and propagation mechanisms of low-latitude magnetic pulsations - A review. **Journal of Geophysics - Zeitschrift Geophysik**, v. 60, p. 79–105, 1986. 79

YUMOTO, K.; SAITO, T. Relation of compressional hm waves at goes 2 to low-latitude pc 3 magnetic pulsations. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. 12, p. 10041–10052, 1983. 80

ZANANDREA, A.; COSTA, J. M. D.; DUTRA, S. L. G.; TRIVEDI, N. B.; KITAMURA, T.; YUMOTO, K.; TACHIHARA, H.; SHINOHARA, M.; SAOTOME, O. Pc3-4 geomagnetic pulsations at very low latitude in brazil. **Planetary and Space Science**, v. 52, n. 13, p. 1209–1215, 2004. 82

ZONG, Q.; RANKIN, R.; ZHOU, X. **The interaction of ultra-low-frequency Pc3-5 waves with charged particles in Earth's magnetosphere**. Singapore: Springer, 2017. 10 p. ISSN 2367-3192. ISBN 4161401700114. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s41614-017-0011-4>>. 26, 27



## ANEXO A-Tabela de conversão de unidades do Embrace

Tabela A.1 - Tabela de conversão Embrace

IAGA Code	Observatory	TABELA DE CONVERSÃO DAS COMPONENTES GEOMAGNÉTICAS H E D													
		Scale			Baseline			ConvectFact			Linear Fit				
		HValue	Dvalue	ZValue	H(nT)	D(deg)	Z(nT)	D	Slope	Offset	H	D	Z	T1	T2
ALF	Alta Floresta - MT	3,04	3,54	3,09	24049,60	-17,40	-3233,80	419,7000	0,0047702500000000	0,0675175800000000	0,1020	0,1001	0,1001	0,1050	0,1001
CBA	Cuiabá- MT	2,52	2,82	2,58	22139,00	-16,90	-6961,30	386,3640	0,0047702500000000	0,0675175800000000	0,1020	0,1001	0,1001	0,1050	0,1001
CXP	C. Paulista-SP	2,73	3,31	3,50	18616,20	-21,60	-13746,50	324,7850	0,0047702500000000	0,0675175800000000	0,1020	0,1001	0,1001	0,1050	0,1001
EUS	Eusébio-CE	3,25	3,19	3,07	25203,30	-21,40	-7471,70	440,0000	0,0047702500000000	0,0675175800000000	0,1020	0,1001	0,1001	0,1050	0,1001
JAT	Jatá - GO	2,87	3,20	3,47	21010,20	-19,40	-9690,10	366,6700	0,0047702500000000	0,0675175800000000	0,1020	0,1001	0,1001	0,1050	0,1001
RGa	Rio Grande-TF	2,83	3,33	3,80	20040,00	-11,70	-24260,00	349,7425	0,0047702500000000	0,0675175800000000	0,1020	0,1001	0,1001	0,1050	0,1001
SJC	São J. Campos-SP	2,74	3,30	2,96	18613,00	-21,60	-13734,50	322,7200	0,0047702500000000	0,0675175800000000	0,1020	0,1001	0,1001	0,1050	0,1001
SLZ	São Luís-MA	1,17	3,13	3,27	25840,00	-20,40	-4126,00	451,2500	0,00029802323870	0,00000000000010	0,4312	0,4300	0,4295	0,4362	1,0504
SMS	São Martinho-RS	2,54	3,15	2,89	18105,20	-14,60	-13466,80	315,9000	0,0047702500000000	0,0675175800000000	0,1020	0,1001	0,1001	0,1050	0,1001
TCM	Tucuman-TU	2,79	3,32	3,32	19879,50	-6,60	-10626,53	346,9360	0,00029802323877	0,00000000000001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
VSS	Vassouras-RJ	2,48	2,52	2,52	18112,10	-22,50	-14491,70	316,0000	0,0047702500000000	0,0675175800000000	0,1020	0,1001	0,1001	0,1050	0,1001

Fonte: EMBRACE

Equações de conversão de unidades:

$$H [ n T ] = (\text{componente } H * \text{LinearFitSlope}) + \text{LinearFitOffset} + \text{ElectronicOffsetH} / \text{ScaleHvalue} + \text{BaseLineH}^n \quad (\text{A.1})$$

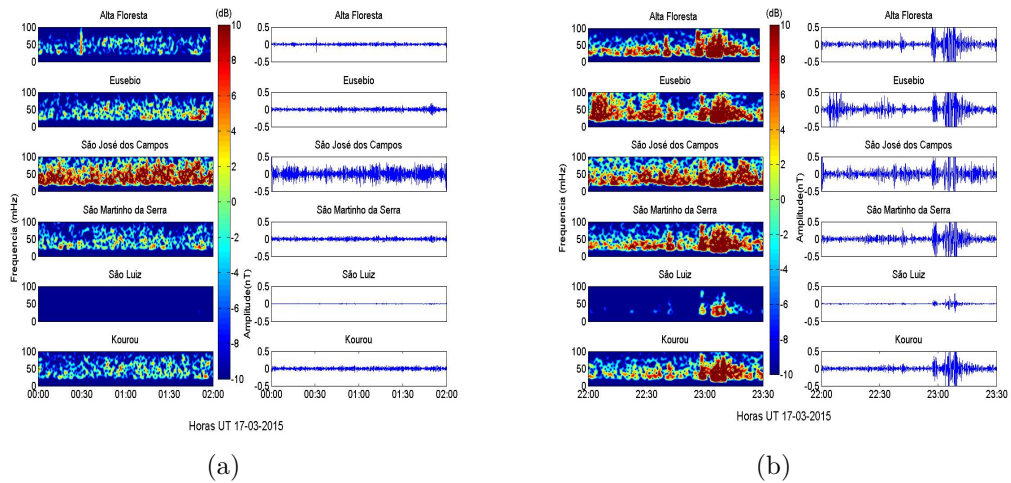
$$D [ \text{graus} ] = (\text{componente } D * \text{LinearFitslope}) + \text{LinearFitOffset} + \text{ElectronicOffsetD} / (\text{ScaleDvalueConvectFactD}) + \text{BaseLineD}^n \quad (\text{A.2})$$



## ANEXO B - Espectrogramas

### B.1 Espectrogramas obtidos para as fases de pré e pós tempestade do dia 17-03-2015

Figura B.1 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 17-03-2015 (a) Intervalo de 00:00 às 2:00 UT (b) Intervalo de 22:00 às 23:00 UT



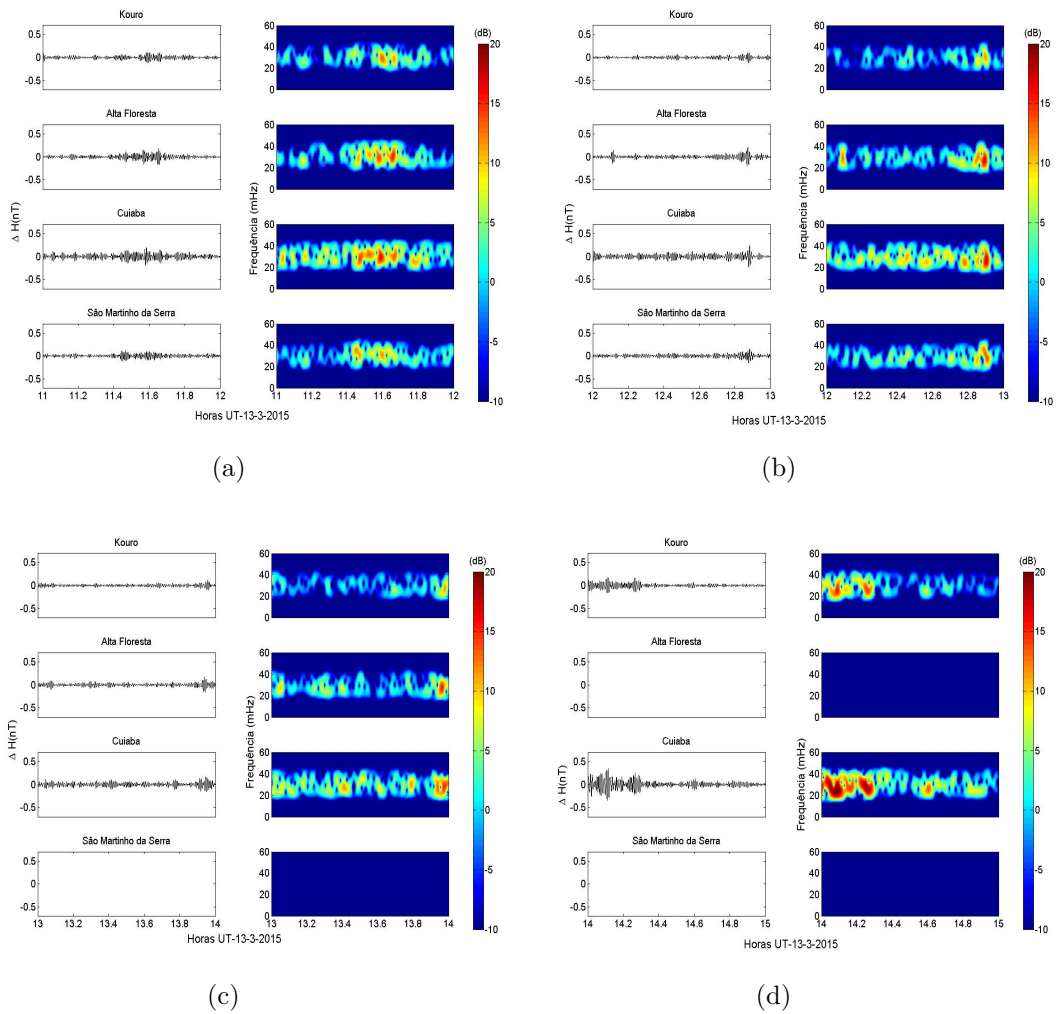
(a)

(b)

Fonte: Produção do autor

## B.2 Exemplos dos espectrogramas obtidos para Pc3

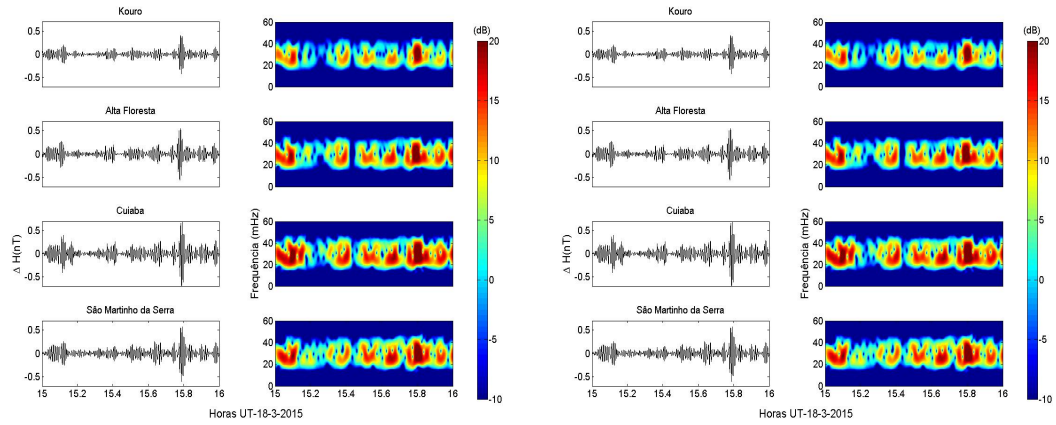
Figura B.2 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 13-03-2015. (a) Para o intervalo de 11:00 às 12:00 UT (b) Intervalo de 12:00 às 13:00 UT (c) Para o intervalo de 13:00 às 14:00 UT (d) Intervalo de 14:00 às 15:00 UT



Fonte: Produção do autor

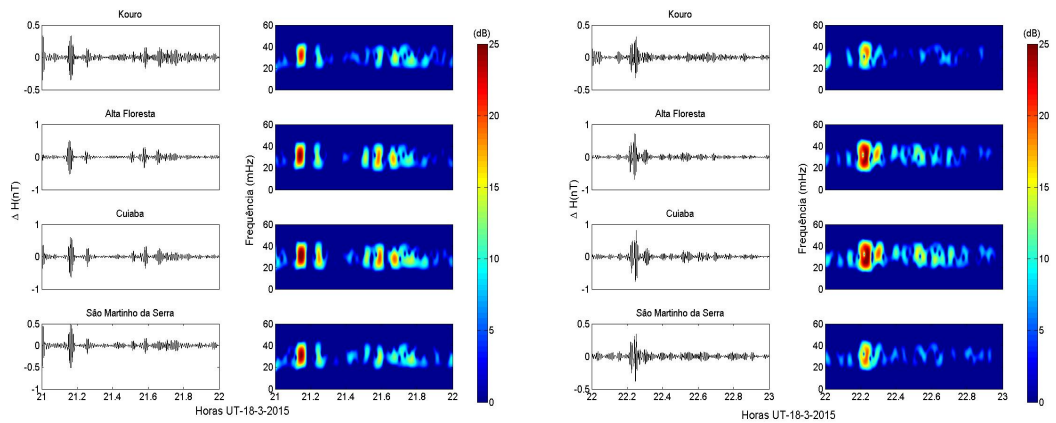


Figura B.3 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 18-03-2015. (a) Para o intervalo de 14:00 às 15:00 UT (b) Intervalo de 15:00 às 16:00 UT (c) Para o intervalo de 21:00 às 22:00 UT (d) Intervalo de 22:00 às 23:00 UT



(a)

(b)

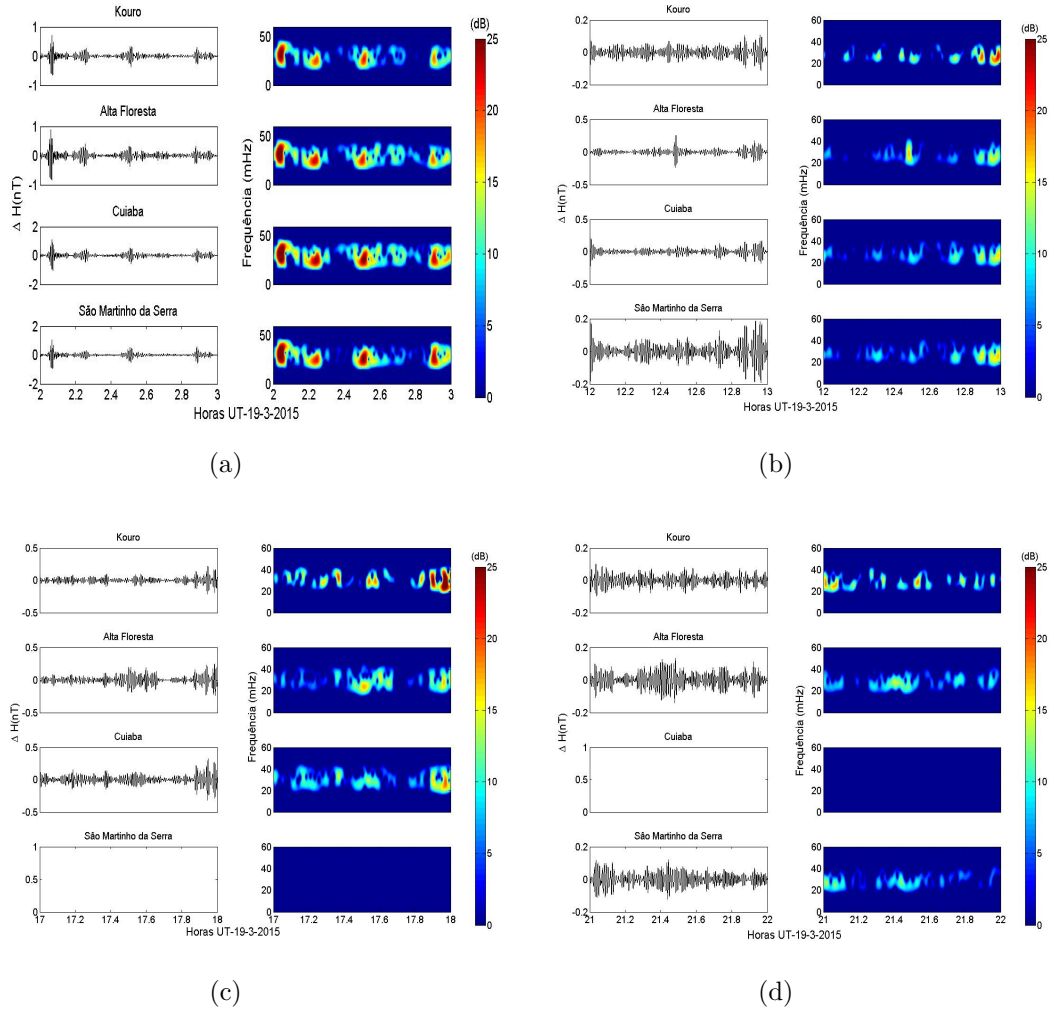


(c)

(d)

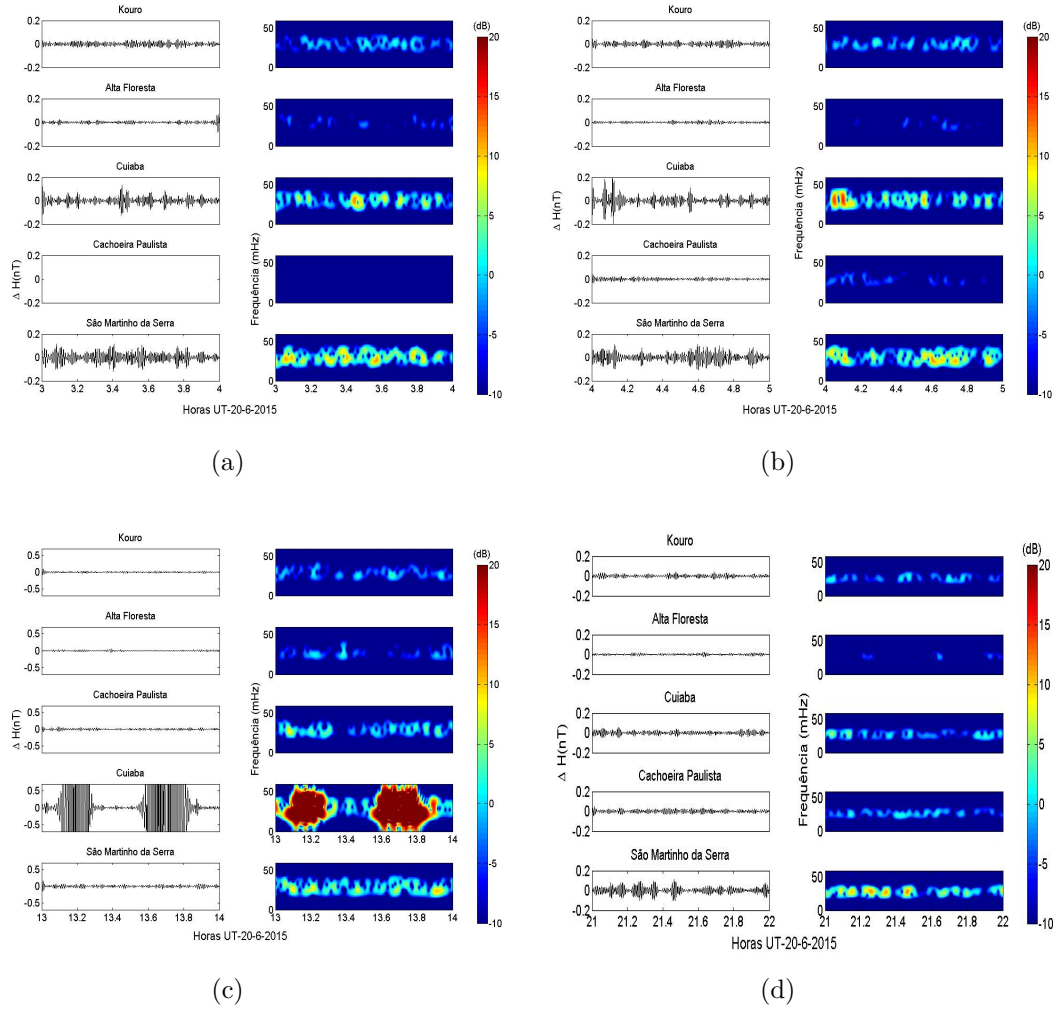
Fonte: Produção do autor

Figura B.4 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 19-03-2015. (a) Para o intervalo de 2:00 às 3:00 UT (b) Intervalo de 12:00 às 13:00 UT (c) Para o intervalo de 17:00 às 18:00 UT (d) Intervalo de 22:00 às 22:00 UT



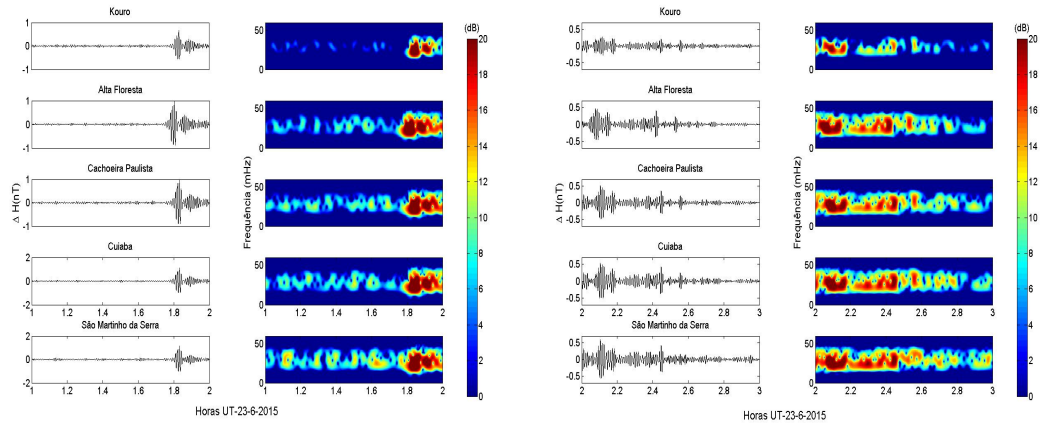
Fonte: Produção do autor

Figura B.5 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 20-06-2015. (a) Para o intervalo de 3:00 às 4:00 UT (b) Intervalo de 4:00 às 5:00 UT (c) Para o intervalo de 13:00 às 14:00 UT (d) Intervalo de 21:00 às 22:00 UT



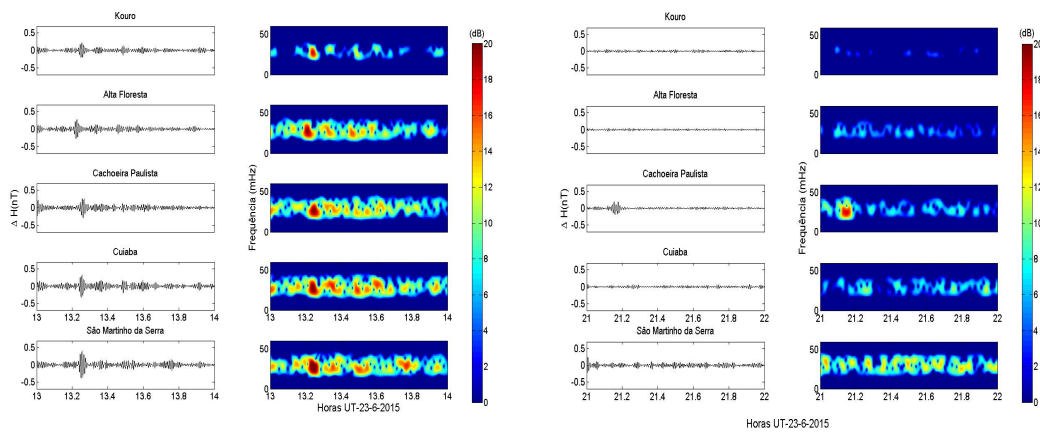
Fonte: Produção do autor

Figura B.6 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 23-06-2015. (a) Para o intervalo de 1:00 às 2:00 UT (b) Intervalo de 2:00 às 3:00 UT (c) Para o intervalo de 13:00 às 14:00 UT (d) Intervalo de 21:00 às 22:00 UT



(a)

(b)

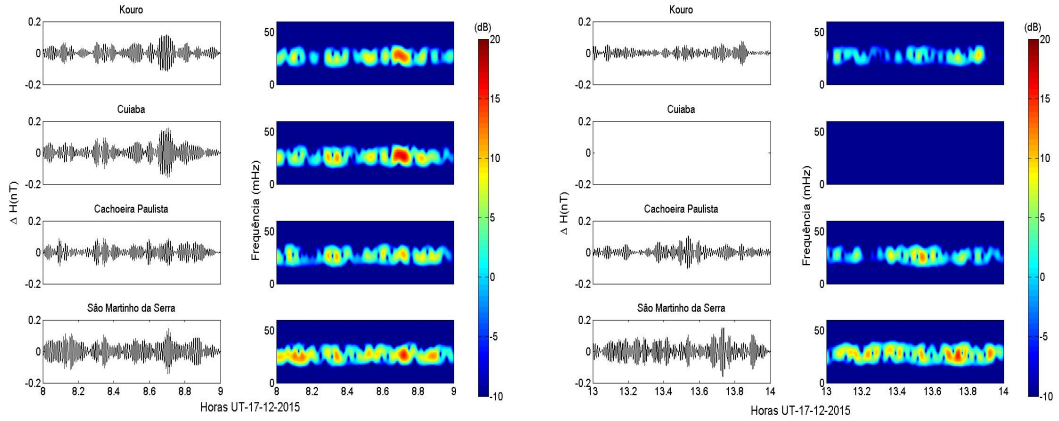


(c)

(d)

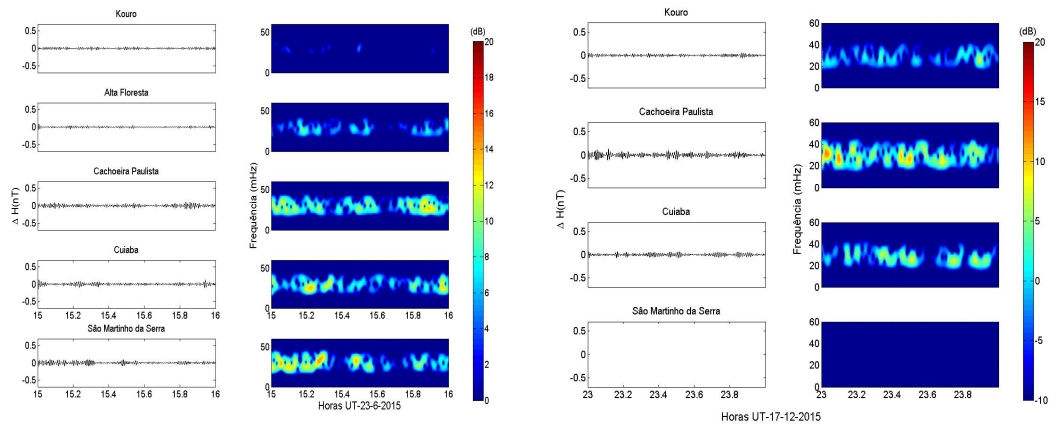
Fonte: Produção do autor

Figura B.7 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 17-12-2015. (a) Para o intervalo de 8:00 às 9:00 UT (b) Intervalo de 13:00 às 14:00 UT (c) Para o intervalo de 15:00 às 16:00 UT (d) Intervalo de 23:00 às 24:00 UT



(a)

(b)

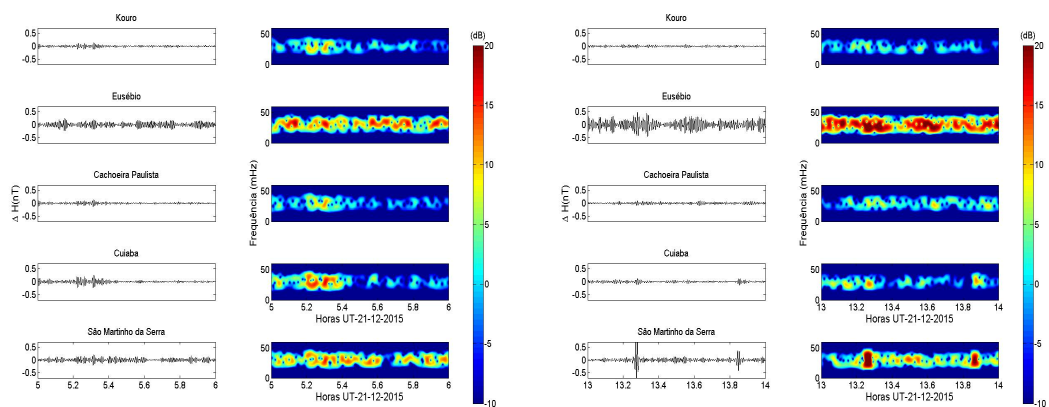


(c)

(d)

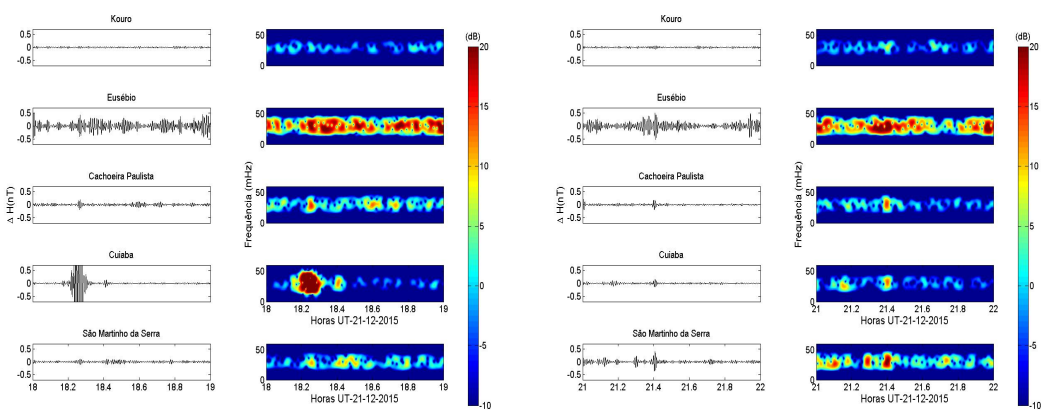
Fonte: Produção do autor

Figura B.8 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 21-12-2015. (a) Para o intervalo de 5:00 às 6:00 UT (b) Intervalo de 13:00 às 14:00 UT (c) Para o intervalo de 18:00 às 19:00 UT (d) Intervalo de 21:00 às 22:00 UT



(a)

(b)



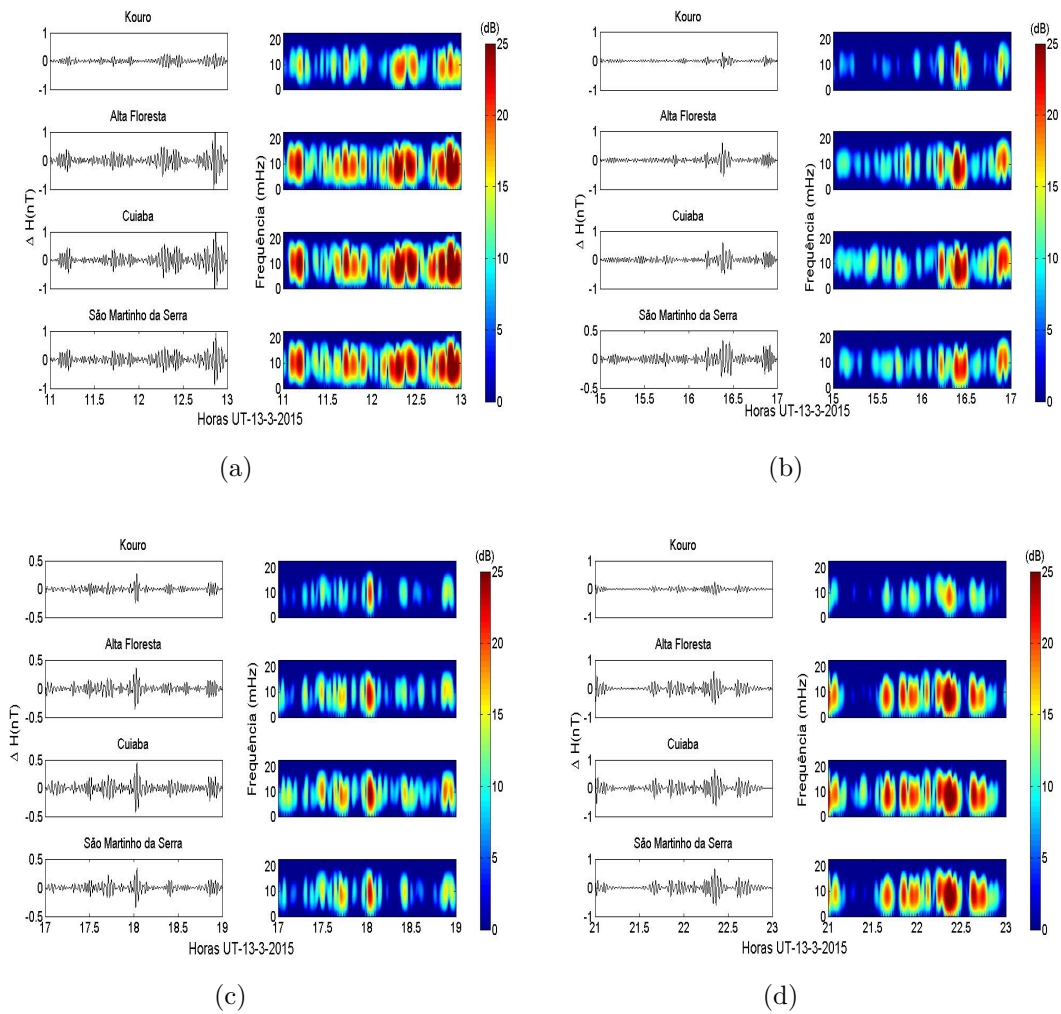
(c)

(d)

Fonte: Produção do autor

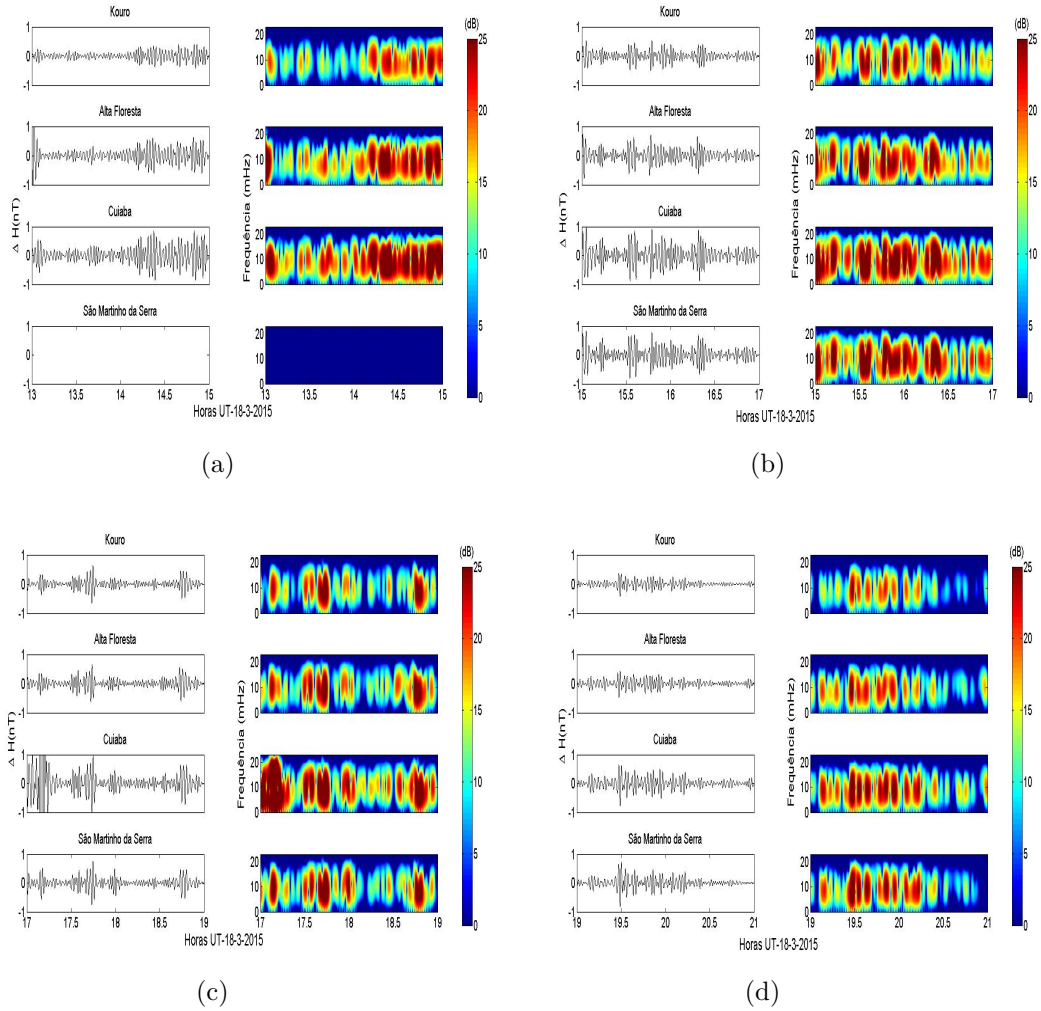
### B.3 Exemplos dos espectrogramas obtidos para Pc4

Figura B.9 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 13-03-2015. (a) Para o intervalo de 11:00 às 13:00 UT (b) Intervalo de 15:00 às 17:00 UT (c) Para o intervalo de 17:00 às 19:00 UT (d) Intervalo de 21:00 às 23:00 UT



Fonte: Produção do autor

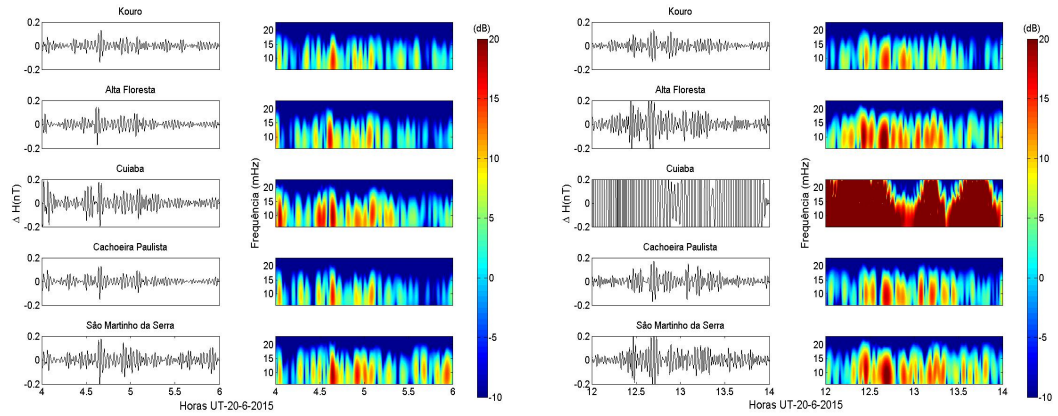
Figura B.10 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 18-03-2015. (a) Para o intervalo de 13:00 às 15:00 UT (b) Intervalo de 15:00 às 16:00 UT (c) Para o intervalo de 17:00 às 19:00 UT (d) Intervalo de 19:00 às 20:00 UT



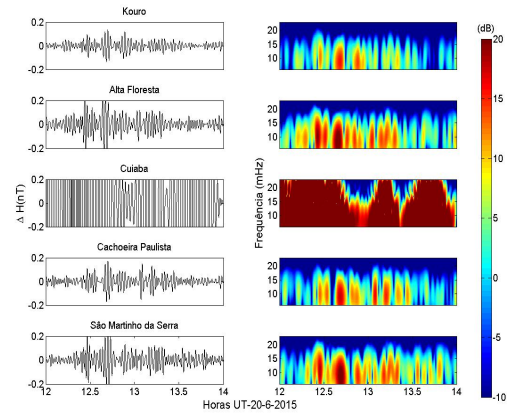
Fonte: Produção do autor



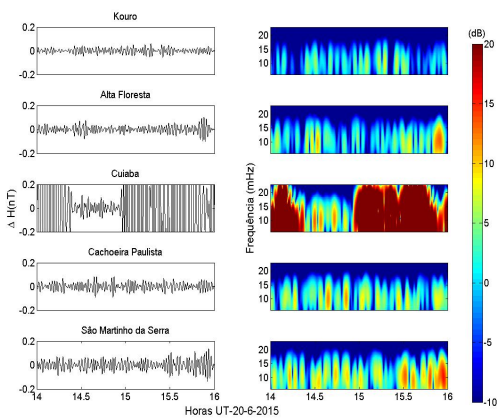
Figura B.11 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 20-06-2015. (a) Para o intervalo de 04:00 às 06:00 UT (b) Intervalo de 12:00 às 14:00 UT (c) Para o intervalo de 14:00 às 16:00 UT (d) Intervalo de 20:00 às 22:00 UT



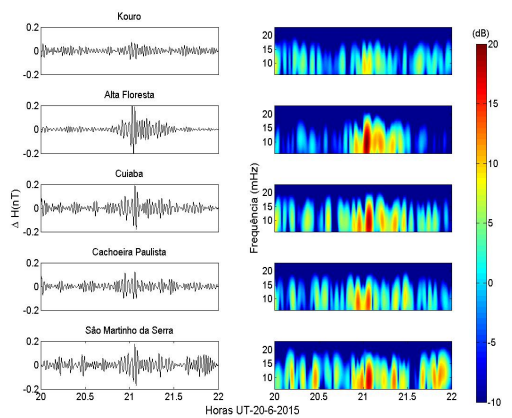
(a)



(b)



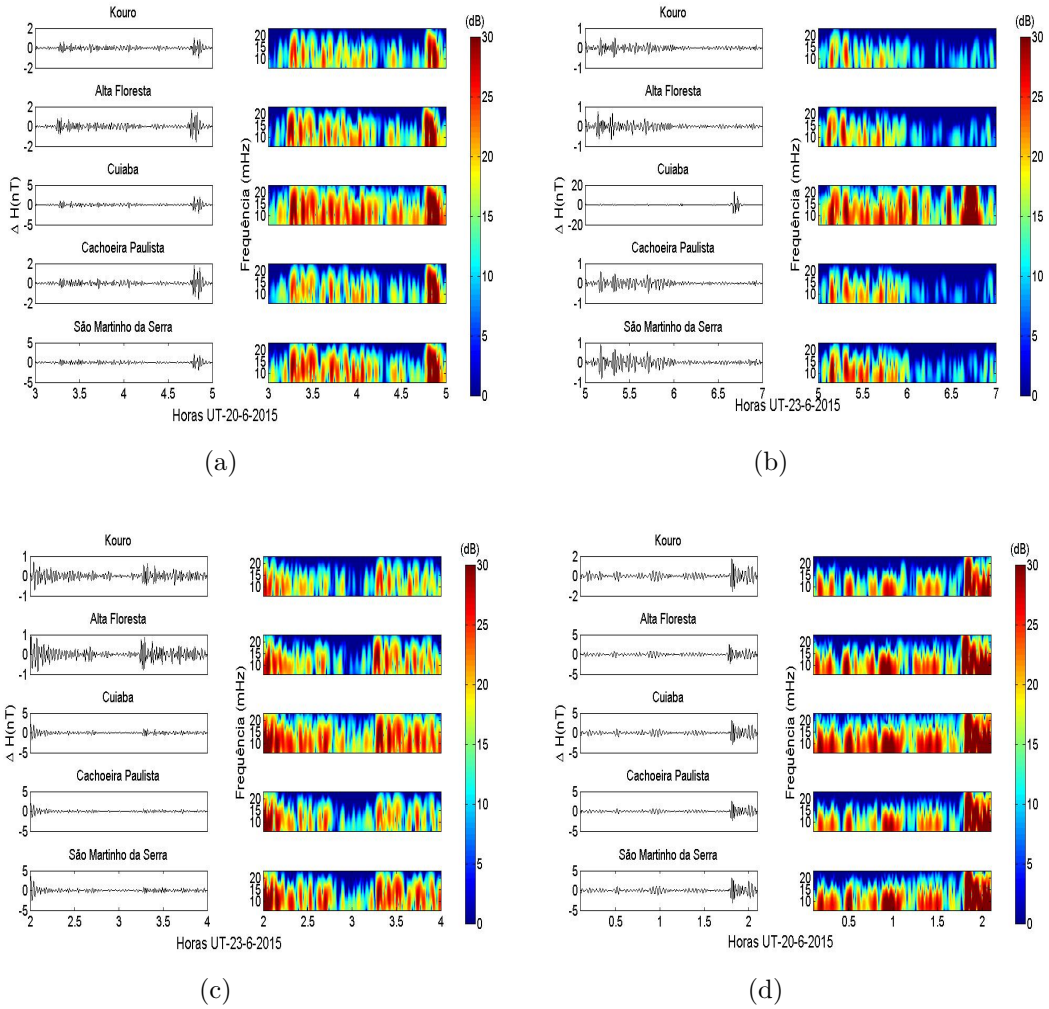
(c)



(d)

Fonte: Produção do autor

Figura B.12 - Gráficos dos dados Filtrados e Espectrograma para o dia 23-06-2015. (a) Para o intervalo de 04:00 às 06:00 UT (b) Intervalo de 12:00 às 14:00 UT (c) Para o intervalo de 14:00 às 16:00 UT (d) Intervalo de 20:00 às 22:00 UT



Fonte: Produção do autor

## **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 ou documentação de programas 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). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

### **Programas de Computador (PDC)**

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

### **Pré-publicações (PRE)**

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