



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/02.11.11.23-TDI

## **DISTÚRBIOS GEOMAGNÉTICOS E IONOSFÉRICOS DURANTE EVENTOS SÍSMICOS MODERADOS E INTENSO**

Saúl Alejandro Sánchez Juárez

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Eurico Rodrigues de Paula, e Virginia Klausner de Oliveira, aprovada em 18 de fevereiro de 2019.

URL do documento original:

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

INPE  
São José dos Campos  
2019

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA N° 176/2018/SEI-INPE):**

### **Presidente:**

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

### **Membros:**

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

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

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

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

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

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

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

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/02.11.11.23-TDI

## **DISTÚRBIOS GEOMAGNÉTICOS E IONOSFÉRICOS DURANTE EVENTOS SÍSMICOS MODERADOS E INTENSO**

Saúl Alejandro Sánchez Juárez

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Eurico Rodrigues de Paula, e Virginia Klausner de Oliveira, aprovada em 18 de fevereiro de 2019.

URL do documento original:

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

INPE  
São José dos Campos  
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Sánchez Juárez, Saúl Alejandro.

Sa55d Distúrbios geomagnéticos e ionosféricos durante eventos sísmicos moderados e intenso / Saúl Alejandro Sánchez Juárez. – São José dos Campos : INPE, 2019.  
xxvi + 99 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/02.11.11.23-TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2019.

Orientadores : Drs. Eurico Rodrigues de Paula, e Virginia Klausner de Oliveira.

1. Atividade sísmica. 2. Distúrbios ionosféricos. 3. SAIDs.  
4. Ondas Alfvén. I.Título.

CDU 550.34:550.385

---



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

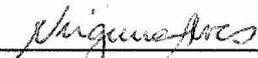
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Saúl Alejandro Sánchez Juárez**

Título: "DISTÚRBIOS GEOMAGNÉTICOS E IONOSFÉRICOS DURANTE EVENTOS SÍSMICOS MODERADOS E INTENSO"

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

Dra. Maria Virginia Alves

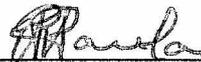


Presidente / INPE / SJC Campos - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado ( ) Reprovado

Dr. Eurico Rodrigues de Paula

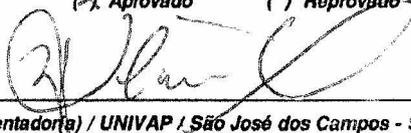


Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado ( ) Reprovado

Dra. Virginia Klausner de Oliveira



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

( ) Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado ( ) Reprovado

Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado ( ) Reprovado

Dr. Esfhan Alam Kherani



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado ( ) Reprovado

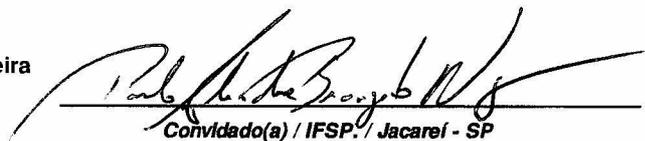
Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

unanimidade

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

Dr. Paulo Alexandre Bronzato Nogueira



Convidado(a) / IFSP. / Jacareí - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

**Este trabalho foi aprovado por:**

maioria simples

unanimidade

**São José dos Campos, 18 de fevereiro de 2019**

*“Ama Sua (no seas ladrón);  
Ama Llulla (no seas mentiroso);  
Ama Quella (no seas ocioso)”*

*“Los principales valores de vida de la sociedad Inca”*



*A meus pais, Justina e Alejandro  
e a meus irmãos, Hildebrando e Franklin.*



## AGRADECIMENTOS

A Deus e a minha família, por tudo.

Aos meus orientadores, Dr. Eurico Rodrigues de Paula e Dra. Virginia Klausner de Oliveira, por me darem a oportunidade de aproveitar sua capacidade e experiência científica para o desenvolvimento desta dissertação.

Ao Dr. Esfhan Alam Kherani por me auxiliar no desenvolvimento das ferramentas utilizadas nesta dissertação e também por sua orientação contínua durante o período do Mestrado.

Ao amigo Francisco Carlos Menezes por ensinar-me a utilizar a transformada de Hilbert-Huang.

Ao MSc. Lázaro e à Graziela por me ajudarem com dúvidas de programação em Python.

Ao Dr. Marcelo Banik por me ensinar a manejar a ferramenta TeQC.

A todos os docentes do INPE, pela dedicação prestada durante os cursos ministrados.

Aos amigos, Juvenal Tordocillo Puchuc e Jorge David Taramona Perea, por terem incentivado a realização do mestrado no INPE, sem o apoio deles, não teria começado.

Aos institutos que mantêm as redes de receptores GNSS, magnetômetros e sismógrafos em funcionamento: IGP, RBMC, EMBRACE, LISN, RAMSAC, UNAVCO, Intermagnet, IRIS e ACE pela disponibilização dos dados.

À programa de Pós-graduação de Geofísica Espacial do Inpe, por me dar a oportunidade de realizar esta pesquisa de Mestrado.

À banca examinadora desta dissertação, pela dedicação e sugestões de melhoria no trabalho.

Às agências brasileiras de fomento à pesquisa, CAPES e CNPq, pela concessão da bolsa de pesquisa durante todo o período do Mestrado.



## RESUMO

Esta dissertação visa investigar Distúrbios Ionosféricos Sismogênicos Propagantes, do inglês "*Seismic Triggered Travelling Ionospheric Disturbances*" (SAIDs) sobre a América do Sul, a partir de dados geomagnéticos e ionosféricos. Este assunto é relativamente novo no contexto desse continente, que frequentemente hospeda atividades sísmicas. O objetivo deste trabalho é aplicar as ferramentas de análise nos dados obtidos com vários instrumentos e suas interpretações, que podem num futuro próximo, facilitar a previsão de terremotos e tsunamis. Desta forma serão abordados os seguintes tópicos: (1) Aplicação das ferramentas Transformada de Hilbert-Huang (HHT) e Transformada *Wavelet* Contínua (CWT), para detectar propagação de ondas nas séries temporais; (2) Análise dos dados de Conteúdo Eletrônico Total (do inglês *Total Electron Content* - TEC), do campo geomagnético e de sismogramas utilizando para isso receptores GNSS (*Global Navigation Satellite System*), magnetômetros e sismômetros, respectivamente; (3) Interpretação das características observadas dos SAIDs, baseado no mecanismo que envolve as ondas sísmicas, atmosféricas e ionosféricas. Para isso, foram escolhidos três eventos de terremoto de diferentes magnitudes, um deles de magnitude moderada equivalente à  $M_W=6,3$ , e outros dois de magnitudes fortes equivalentes à  $M_W=6,8$  e à  $M_W=7,1$ . Os resultados obtidos são os seguintes: (1) SAIDs podem ser identificados nos dados ionosféricos, (2) SAIDs associados com eventos fortes são detectados ambos qualitativamente e quantitativamente, (3) SAIDs associados com o evento moderado são detectadas apenas qualitativamente, (4) Uma tentativa sucedida de detectar SAIDs de evento moderado como obtido nesta dissertação, pode vir a facilitar a previsão de terremoto forte, (5) SAIDs são gerados devido ao acoplamento Litosfera-Atmosfera-Ionosfera (LAI) em que as ondas atmosféricas amplificam sua amplitude a uma taxa de 1 mm/s em relação à superfície da Terra para um vento de 10 m/s na ionosfera, o que pode gerar SAIDs detectáveis.

Palavras-chave: Atividade sísmica. Distúrbios ionosféricos. SAIDs. Ondas Alfvén.



# GEOMAGNETIC AND IONOSPHERIC DISTURBANCES DURING MODERATE AND INTENSE SEISMIC EVENTS

## ABSTRACT

This dissertation aims to investigate "Seismic Triggered Traveling Ionospheric Disturbances" (SAIDs) over South America, using geomagnetic and ionospheric data. This subject is relatively new in the context of South America that often hosts seismic activities. The objective of this work is to apply the tools of data analysis obtained with several instruments and their interpretations, which can facilitate the prediction of earthquakes and tsunamis. In this way the following topics will be addressed: (1) Application of Hilbert Huang Transform (HHT) and Continuous Wavelet Transform (CWT) to analyze the time series and the propagation of the waves, (2) Analysis of the *Total Electron Content* (TEC) data, Geomagnetic field and the seismic waves through *Global Navigation Satellite System* (GNSS) receivers, magnetometers and seismometers, respectively. (3) Interpretation of the SAIDs observed characteristics, based on the mechanism that involves the atmospheric seismic waves and ionospheric waves. We choose three earthquake events of different magnitudes, one of moderate magnitude equivalent to  $M_W = 6.3$ , and two others of strong magnitudes equivalent to  $M_W = 6.8$  and  $M_W = 7.3$ . The expected results are as follows: (1) SAIDs can be identified in the ionospheric data, (2) SAIDs associated with strong events are detected both qualitatively and quantitatively, (3) SAIDs associated with the moderate event are only detected qualitatively, (4) a successful attempt to detect moderate event SAIDs facilitates strong earthquake prediction, (5) SAIDs are products of Lithosphere Atmosphere Ionosphere (LAI) coupling in which atmospheric waves amplify their amplitude at a rate of 1 mm/s relative to the Earth's surface for a 10 m/s wind in the ionosphere, that can generate detectable SAIDs.

Keywords: Seismic activity. Ionospheric disturbances. SAIDs. Alfvén waves.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Perfil típico da temperatura da atmosfera neutra. . . . .	5
2.2 Perfil típico da densidade do plasma ionosférico. . . . .	6
2.3 Perfis das densidades numéricas dos constituintes atmosféricos e ionosféricos. . . . .	7
3.1 Componentes do campo geomagnético. . . . .	16
3.2 Deformações elásticas e movimentos de partículas no solo associados à passagem das ondas do solo. (a) onda P (b) onda S. . . . .	19
3.3 Deformações elásticas e movimentos de partículas no solo associados à passagem de ondas superficiais. (a) Onda de Rayleigh. (b) Onda de Love. . . . .	20
3.4 As variações com a profundidade das velocidades de onda P e S, no interior da Terra. . . . .	21
3.5 Esboço da constelação GPS. . . . .	22
3.6 Esboço da constelação GLONASS. . . . .	23
3.7 Diagrama das diferentes escalas de tempo e suas relações entre si. . . . .	25
3.8 Representação geométrica do caminho de propagação de um sinal de satélite para o receptor. . . . .	31
4.1 Mapa com localização das estações sísmicas e geomagnéticas utilizadas para estudo do Evento1. . . . .	38
4.2 Mapa com localização das estações sísmicas e geomagnéticas utilizadas para estudo do Evento2. . . . .	39
4.3 Mapa com localização das estações sísmicas e geomagnéticas utilizadas para estudo do Evento3. . . . .	40
4.4 Localização da estação de GPS e trajetória do IPP usada para estudo do terremoto do Evento1. . . . .	43
4.5 Comparação dos resultados obtidos com o método desenvolvido e método do Gopi Seemala, para PRN03, e para as datas mostradas na figura. . . . .	44
4.6 Função wavelet mãe Morlet. . . . .	47
4.7 Onda wavelet Morlet. . . . .	48
4.8 Decomposição em modo empírico da componente horizontal dos dados do magnetômetro por 24 horas. . . . .	49

5.1	Séries temporais dos parâmetros do plasma interplanetário (componente Bz do campo magnético, campo eléctrico total $E_t$ , a velocidade do vento solar $V_{SW}$ e a densidade numérica de partículas $N$ ) e dos índices geomagnéticos AE, SYM-H, e Kp para o dia anterior, durante e depois do terremoto, Evento1. . . . .	54
5.2	Séries temporais dos parâmetros do plasma interplanetário (componente Bz do campo magnético, campo eléctrico total $E_t$ , a velocidade do vento solar $V_{SW}$ e a densidade numérica de partículas $N$ ) e dos índices geomagnéticos AE, SYM-H, e Kp para o dia anterior, durante e depois do terremoto, Evento2. . . . .	55
5.3	Séries temporais dos parâmetros do plasma interplanetário (componente Bz do campo magnético, campo eléctrico total $E_t$ , a velocidade do vento solar $V_{SW}$ e a densidade numérica de partículas $N$ ) e dos índices geomagnéticos AE, SYM-H, e Kp para o dia anterior, durante e depois do terremoto, Evento2. . . . .	56
5.4	Velocidade vertical ao nível do solo com dados do sismógrafos NNA para o Evento1, LPAZ para o Evento2 e TA01 para o Evento3 do dia do terremoto. . . . .	57
5.5	Espectrogramas de dados dos sismógrafos NNA para o Evento1, LPAZ para o Evento2 e TA01 para o Evento3 do dia do terremoto. . . . .	58
5.6	Análise espectral dos dados de magnetômetro da componente horizontal para o Evento1. . . . .	60
5.7	Análise espectral dos dados de magnetômetro da componente horizontal para o Evento2. . . . .	61
5.8	Análise espectral dos dados de magnetômetro da componente horizontal para o Evento3. . . . .	62
5.9	Análise espectral dos dados de magnetômetro da média da componente horizontal para os 3 dias mais calmos de janeiro (6, 17 e 18), referente ao Evento1. . . . .	63
5.10	Análise espectral dos dados de magnetômetro da média da componente horizontal para os 3 dias mais calmos de abril (06, 16 e 19), referente ao Evento2. . . . .	64
5.11	Análise espectral dos dados do magnetômetro da média da componente horizontal para os 3 dias mais calmos de janeiro (06, 17 e 18), referente ao Evento3. . . . .	65
5.12	Subtração na componente H da média dos 3 dias mais calmos do mês para cada uma das estações geomagnéticas (Evento1). . . . .	66

5.13	Análise espectral dos dados de magnetômetro com a subtração dos dados do magnetômetro mais distante (VSS) do epicentro, para cada um dos magnetômetros (Evento1).	67
5.14	Análises espectral do componente horizontal dos dados do magnetômetros mais índice geomagnético AE para 7 horas antes do evento sísmico e 3 horas após (Evento1).	69
5.15	Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros em 14 de janeiro de 2018, para Evento1.	71
5.16	Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros em 2 de abril de 2018, para Evento2.	72
5.17	Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros em 21 de Janeiro de 2018, para Evento3.	73
5.18	Calculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros de 14 de janeiro de 2018, para Evento1	74
5.19	Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros de 2 de abril de 2018, para Evento2	75
5.20	Localização das estações de GPS e trajetórias do IPPs usadas para estudo do terremoto do Evento1.	77
5.21	Variação temporal do TEC ao longo da trajetória selecionada do satélite PRN 13 da estação AREQ, para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (06, 17 e 18), mais o dia do terremoto, referente ao Evento1.	78
5.22	A série de variação $vTEC$ , derivada do satélite PRN 33 para a estação AREQ para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (06, 17 e 18), mais o dia do terremoto, para o Evento1	79
5.23	Localização das estações de GPS e trajetórias do IPPs para PRN 3, Evento3.	80
5.24	Localização das estações de GPS e trajetórias do IPPs para PRN 17, Evento3.	80
5.25	Variação temporal do TEC ao longo da trajetória selecionada do satélite PRN 3 da estação BLOV, para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (06, 17 e 18), mais o dia do terremoto, referente ao Evento3.	81
5.26	A série de variação $vTEC$ , derivada do satélite PRN 3 para a estação BLOV. para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (6, 17 e 18), mais o dia do terremoto, referente ao Evento3.	82
5.27	A série de variação $vTEC$ , derivada do satélite PRN 17 para a estação BLOV. para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (6, 17 e 18), mais o dia do terremoto, referente ao Evento3.	82

5.28	Deslocamento das ondas registradas pelas estações do GPS PRN 3 de 21 de abril de 2018, para Evento3 . . . . .	83
5.29	Deslocamento das ondas registradas pelas estações do GPS PRN 17 de 21 de abril de 2018 , para Evento3 . . . . .	84
5.30	Localização das estações de GPS e trajetórias do IPPs usadas para estudo do terremoto do Evento2. . . . .	86
5.31	Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelas estações do GPS em 21 de abril de 2018, para Evento2. . . . .	87
5.32	Análise espectral de TEC para PRN 10, Evento2. . . . .	88
A.1	Exemplo de cabeçalho do arquivo RINEX de 14 de janeiro de 2018 para a estação ROGM Brazil. . . . .	98
A.2	Exemplo de corpo do arquivo RINEX de 14 de janeiro de 2018 para a estação ROGM Brasil. . . . .	99

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Tabela comparativa entre os principais parâmetros dos magnetômetros. . .	17
4.1 Características de três eventos sísmicos que ocorreram em 2018 na América do Sul para o estudo. . . . .	35
4.2 Coordenadas geográficas das estações sísmicas da rede IRIS utilizadas nesse trabalho, e suas respectivas distância do epicentro para Evento1. . .	36
4.3 Coordenadas geográficas das estações sísmicas da rede IRIS utilizadas nesse trabalho, e suas respectivas distância do epicentro para Evento2. . .	36
4.4 Coordenadas geográficas das estações sísmicas da rede IRIS utilizadas nesse trabalho, e suas respectivas distância do epicentro para Evento3. . .	36
4.5 Coordenadas geográficas das estações magnéticas para Evento1. . . . .	37
4.6 Coordenadas geográficas das estações magnéticas para Evento2. . . . .	37
4.7 Coordenadas geográficas das estações magnéticas para Evento3. . . . .	41
4.8 Coordenadas geográficas das estações de GPS para o evento 1. . . . .	41
4.9 Coordenadas geográficas das estações de GPS para o evento 2. . . . .	41
4.10 Coordenadas geográficas das estações de GPS para o evento 3. . . . .	42



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AGW	– Acoustive Gravity Wave
ACE	– Advanced Composition Explorer
AID	– Atmospheric Ionospheric Disturbance
ASCII	– American Standard Code for Information
CWT	– Continuous Wavelet Transform
DC	– Direct Current
DME	– Decomposição em Modos Empíricos
EMBRACE	– Programa de Estudos e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial
FMI	– Função de modo intrínseco
GLONASS	– Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema
GNSS	– Global Navigation Satellite System
GPS	– Global Positioning System
HHT	– Transformada Hilbert-Huang
IGP	– Instituto Geofísico del Peru
Intermagnet	– International Real time Magnetic Observatory Network
IRIS	– Incorporated Research Institutions for Seismology
LAI	– Lithosphere Atmosphere Ionosphere
LISN	– Low-Latitude Ionospheric Sensor Network
LSTID	– Large Scale Traveling Ionospheric Disturbance
MHD	– Magnetohidrodinâmica
MSTID	– Medium Scale Traveling Ionospheric Disturbance
NAVSTAR	– Navigation Satellite Timing Ranging
PRN	– Pseudo Random Number
RBMC	– Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS
RINEX	– Receiver INdependent EXchange
SAIDs	– Seismic Triggered Travelling Ionospheric Disturbances
SSTID	– Small Scale Traveling Ionospheric Disturbance
STFT	– Short-time Fourier transform
TEC	– Total Electron Content
TIDs	– Traveling Ionospheric Disturbance



## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>B</b>	– Campo magnético
<b>B</b> <sub>0</sub>	– Campo magnético ambiente
<b>E</b>	– Campo elétrico
<b>F</b> <sub>cor</sub>	– Força de Coriolis
<i>k</i>	– Constante do Boltzmann
<i>k</i> <sub>x</sub> e <i>k</i> <sub>z</sub>	– Números de onda
<i>L</i> <sub>j</sub>	– Taxa de perda de íons (e elétrons) por metro cúbico por segundo
<i>m</i> <sub>i</sub> , <i>m</i> <sub>e</sub>	– Massa íons e elétrons
<i>M</i> <sub>L</sub>	– Momento magnético local
<i>M</i> <sub>w</sub>	– Momento magnético
<i>n</i>	– índice de refração
<i>n</i> <sub>i</sub>	– Densidade do íon
<i>p</i>	– Pressão atmosférica
<i>P</i> <sub>j</sub>	– Taxa de produção de íons (e elétrons) por metro cúbico por segundo
<i>v</i> <sub>A</sub>	– Velocidade das ondas de Alfvén
<i>v</i> <sub>Aθ</sub>	– Velocidade de ondas de Alfvén oblíquas
<i>v</i> <sub>cA</sub>	– Velocidade de ondas de cisalhamento Alfvén
<i>v</i> <sub>P</sub>	– Velocidade das ondas primárias
<i>v</i> <sub>S</sub>	– Velocidade das ondas secundárias
<i>v</i> <sub>so</sub>	– Velocidade do som
<b>W</b>	– Velocidade do vento
<i>ν</i> <sub>i</sub>	– Frequência de colisão dos íons
<i>ν</i> <sub>e</sub>	– Frequência de colisão dos elétrons
<i>λ</i>	– Comprimento de onda
<i>ρ</i> <sub>m</sub>	– densidade
<i>ρ</i>	– Pseudodistância
<i>ν</i>	– Viscosidade cinemática
<i>μ</i>	– Viscosidade dinâmica
<i>μ</i> <sub>0</sub>	– Permeabilidade magnética do vácuo
<i>Θ</i> <sub>w</sub>	– Fonte de aquecimento solar
<i>ω</i>	– Frequência angular da onda
<i>γ</i>	– Razão entre os calores específicos para o gás atmosférico
<i>Ω</i> <sub>i</sub>	– Girofrequência dos íons
<i>Ω</i> <sub>e</sub>	– Girofrequência dos elétrons



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1 Objetivos . . . . .	3
1.1.1 Objetivos específicos . . . . .	3
<b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> . . . . .	<b>5</b>
2.1 Atmosfera . . . . .	5
2.2 Ionosfera . . . . .	6
2.3 Dinâmica da Atmosfera e ondas atmosféricas . . . . .	8
2.4 Acoplamento Atmosfera-Ionosfera . . . . .	9
2.5 Os Distúrbios Atmosféricos-Ionosféricos (AIDs) . . . . .	10
2.6 Ondas Magnetohidrodinâmicas (MHD) . . . . .	11
2.6.1 Acoplamento da corrente induzida com campo magnético . . . . .	12
2.7 Ondas de Alfvén . . . . .	12
2.8 Cisalhamento Alfvén . . . . .	13
2.9 Ondas de Alfvén oblíquas . . . . .	13
<b>3 INSTRUMENTAÇÃO</b> . . . . .	<b>15</b>
3.1 Magnetômetros . . . . .	15
3.1.1 Medições Magnéticas . . . . .	15
3.1.2 Parâmetros dos magnetômetros . . . . .	16
3.1.3 Magnetômetro de núcleo saturado . . . . .	16
3.2 Sismógrafos . . . . .	17
3.2.1 Ondas Sísmicas . . . . .	18
3.3 Sistemas Globais de Navegação por Satélite (GNSS) . . . . .	21
3.3.1 Operação de navegação por satélite . . . . .	22
3.3.2 O sinal de GPS . . . . .	24
3.3.3 Medidas de código . . . . .	24
3.3.4 Pseudodistância . . . . .	25
3.3.5 Medidas da fase . . . . .	26
3.3.6 Propagação do sinal . . . . .	28
3.3.7 Efeito ionosférico . . . . .	29
3.3.8 TEC vertical . . . . .	30
3.3.9 Cálculo do TEC a partir das pseudodistâncias . . . . .	31

3.3.10	Cálculo do TEC a partir da fase da portadora . . . . .	32
3.3.11	Nivelamento da Fase da portadora com a Pseudodistância . . . . .	33
<b>4</b>	<b>METODOLOGIA . . . . .</b>	<b>35</b>
4.1	Análise Wavelet . . . . .	45
4.1.1	Wavelet de Morlet . . . . .	46
4.2	Algoritmo de Decomposição em Modo Empírico (DME) . . . . .	48
<b>5</b>	<b>RESULTADOS . . . . .</b>	<b>53</b>
5.1	Resultados com magnetômetros . . . . .	59
5.1.1	Análise da propagação de perturbações utilizando-se magnetômetros pelo método Wavelet . . . . .	70
5.1.2	Análise da propagação de perturbações utilizando-se magnetômetros pelo método HHT . . . . .	70
5.1.3	Justificativa teórica para os resultados obtidos com dados de magnetô- metros . . . . .	72
5.2	Resultados com TEC . . . . .	76
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES . . . . .</b>	<b>89</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>91</b>
	<b>ANEXO A - ARQUIVOS RINEX . . . . .</b>	<b>97</b>

# 1 INTRODUÇÃO

Nas últimas duas décadas, vários estudos foram realizados em clima sísmico, a exemplo de Heki e Ping (2005), Utada et al. (2011), Galvan et al. (2012), Kherani et al. (2012), Klausner et al. (2016). A maioria desses estudos é feita para a atividade sísmica de magnitude maior do que 7,5. Na sismologia, a atividade sísmica é classificada baseada em escala sísmica de magnitude de momento ( $M_w$ ): Forte ( $M_w > 6,5$ ), moderada ( $6,5 > M_w > 4,5$ ) e fraca ( $M_w < 4,5$ ).

O deslocamento vertical gerado por um sismo pode movimentar as partículas neutras (vento). Na atmosfera em geral, o vento é associado com as ondas Atmosféricas tais como, Marés e ondas de Gravidade Acústicas (AGWs)(KHERANI et al., 2011). Uma perturbação na pressão/vento localizada dá origem a ondas na atmosfera que transmite esta perturbação para outras regiões. Essas perturbações podem ser causadas pelos seguintes forçantes: convecção troposférica/vento meteorológico, precipitação de partículas na baixa termosfera em altas latitudes, e ondas sísmicas e/ou ondas de tsunami.

Está claro que as fontes ou forçantes que geram AGWs, também geram Distúrbios Atmosféricos Ionosféricos (AIDs). Um dos mecanismos de geração das AIDs é o acoplamento Atmosfera-Ionosfera (AI) através do vento associado com AGWs. Um dos forçantes é a onda sísmica associada com as atividades sísmicas, e neste caso, as AIDs serão referidas como Seismic-AIDs (SAIDs), e este fenômeno de geração das SAIDs por causa de terremoto (GALVAN et al., 2012) ou tsunami (KHERANI et al., 2012) é referido como clima sísmico.

Durante um sismo, a energia liberada pelo deslocamento vertical repentino perturba a atmosfera sobrejacente (HEKI; PING, 2005; ASTAFYEVA et al., 2009). Os distúrbios atmosféricos resultantes que se propagam para cima até alcançar a ionosfera são, principalmente, do tipo de ondas de gravidade acústicas (AGWs). Como a densidade da atmosfera diminui exponencialmente com a altura, a conservação de energia implica que a amplitude dessas ondas aumente durante a sua propagação vertical amplificando desde de sua origem devido ao deslocamento de solo até  $10^3 - 10^4$  ordens de grandeza na forma de deslocamento da AI. O tempo que leva para esta propagação atingir altitudes ionosféricas é da ordem de 4-10 min (GALPERIN, 1985; KOSHEVAYA et al., 2001; LOGNONNÉ et al., 2006).

Por causa do acoplamento entre partículas neutras e elétrons em altitudes ionosféricas, estes AGWs induzem variações na densidade eletrônica (AFRAIMOVICH et al.,

2001; LOGNONNÉ et al., 2006) e perturbações no campo geomagnético (UTADA et al., 2011; KOSHEVAYA et al., 2001; KLAUSNER et al., 2016)

Pela transferência de energia das partículas neutras por processos de colisão com íons e elétrons na ionosfera para terremotos de magnitude  $M_W = 7$  ou superior, os elétrons oscilam com uma velocidade da ordem de dezenas de m/s. Um deslocamento de 1 mm/s do solo pode gerar 10 m/s de vento AI (ROLLAND et al., 2011), dando origem a variações do Conteúdo Eletrônico Total (do inglês *Total Electron Content* - TEC), que podem ser observadas por seus efeitos nos sinais registrados em estações de GPS na forma de TIDs (ROLLAND et al., 2011; LOGNONNÉ et al., 2006; ASTAFYEVA et al., 2009; AFRAIMOVICH et al., 2001) e nos magnetômetros na forma de SAIDs (UTADA et al., 2011; KLAUSNER et al., 2016).

TIDs se afastam do epicentro com velocidades aproximadas de 3,8 km/s (HEKI; PING, 2005) consistentes com a velocidade das ondas de Rayleigh, 1 km/s com ondas acústicas, e 0,2 a 0,3 km/s com ondas de gravidade (GALVAN et al., 2012). As ondas acústicas induzidas pela elevação do solo próximo do epicentro ou pelas ondas de superfície de propagação de Rayleigh requerem  $\approx 10$  min para atingir as altitudes onde a densidade eletrônica ionosférica é máxima ( $\approx 280$  km –  $\approx 300$  km) (THOMAS et al., 2018), enquanto que as ondas de gravidade acopladas aos tsunamis normalmente requerem mais de 30 minutos a uma hora para se propagar até a ionosfera (KHERANI et al., 2012; KHERANI et al., 2016).

Outras ondas que podem ser encontradas na ionosfera geradas por terremotos são as ondas de Alfvén. Koshevaya et al. (2001) fizeram uma modelagem computacional da transformação de ondas acústicas em ondas de Alfvén, e da excitação resultante de perturbações magnéticas. Eles explicam que o principal mecanismo de interação das ondas acústicas com o plasma ionosférico envolve colisões iônicas com moléculas neutras e que existem as condições para o crescimento da onda de Alfvén, a qual tem um caráter de banda larga.

Desta forma, a motivação para a realização do presente trabalho surgiu pois até o momento, a maioria dos estudos foi sobre o clima sísmico associado com terremotos de magnitude  $M_W > 7$ . Para os terremotos de magnitude  $M_w < 7$ , existem poucos estudos na América do Sul. Nesta dissertação, se propõe a investigar o clima sísmico associado com terremotos de magnitude  $6,3 \leq M_W \leq 7,1$ .

## 1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo examinar o clima sísmico sobre a América do Sul, que é uma região ainda não muito investigada para eventos de baixa intensidade, e aplicar as ferramentas para medir a influência dos eventos sísmicos na ionosfera usando diferentes métodos de processamento de sinais, para uma maior compreensão dos processos físicos envolvidos no acoplamento LAI. Trata-se de um estudo relativamente novo na América do Sul, e se dispõe de um conjunto de dados geomagnéticos, GPS e sismógrafos desta região e das ferramentas computacionais necessárias para a realização de pesquisas envolvidas para encontrar as assinaturas de sismos na ionosfera.

### 1.1.1 Objetivos específicos

Para atingir o objetivo geral da dissertação estão sendo propostos os seguintes objetivos específicos:

- a) Examinar as possibilidades de detectar SAIDs na forma de perturbações geomagnéticas (GMDs) usando redes de magnetômetros e TIDs usando rede de receptores GNSS;
- b) Comparação do desempenho das técnicas para os distúrbios ionosféricos gerados por terremotos;
- c) Evidências e quantificação das características das ondas geradas por terremotos na ionosfera;
- d) Compreensão dos mecanismos físicos do acoplamento litosfera-atmosfera-ionosfera;
- e) Interpretação das características observadas das SAIDs baseada no mecanismo que envolve as ondas sísmicas, atmosféricas e ionosféricas;
- f) Avanço no entendimento das perturbações ionosféricas originadas na litosfera.

Os capítulos restantes desta dissertação estão organizados da seguinte maneira:

- Capítulo 2: Tem-se uma breve explicação da dinâmica da atmosfera e da geração de diferentes tipos de ondas, tais como AGWs, e Marés. Também

se explica como as ondas AGWs podem gerar os Distúrbios Atmosféricos Ionosféricos (AIDs)

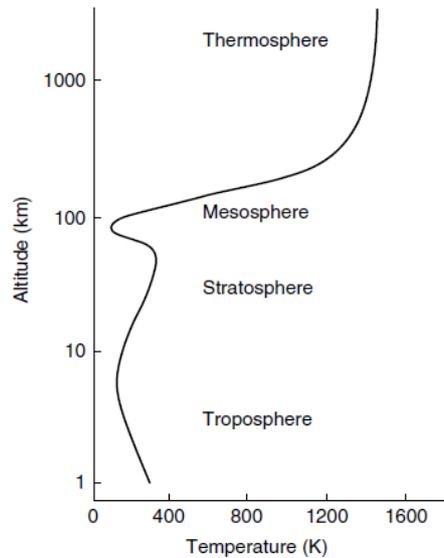
- Capítulo 3: Descreve os instrumentos que serão utilizados para o trabalho, como sismômetros, magnetômetros e receptores GNSS. A Seção 3.1 aborda os tipos de magnetômetros, especialmente o Fluxgate, e quais são os tipos de parâmetros que são medidos por eles. A Seção 3.2 é destinada a explicar o funcionamento de sismógrafos, e há uma breve explicação das escalas de medição dos tipos de ondas que registra. A Seção 3.3 descreve o Sistema GNSS, e há uma explicação detalhada de como são feitos os cálculos da pseudo-distância, fase, propagação do sinal, os efeitos ionosféricos e a maneira de calcular o TEC.
- Capítulo 4: Este capítulo aborda a metodologia de como o trabalho foi desenvolvido e a explicação do funcionamento das ferramentas usadas para calcular os SAIDs.
- Capítulo 5: Neste capítulo são apresentados os resultados e as discussões dos mesmos.
- Capítulo 6: Com base nas análises realizadas no Capítulo 5, neste capítulo serão apresentadas as conclusões obtidas, como também algumas sugestões para trabalhos futuros.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Atmosfera

Pela influência generalizada da gravidade, a atmosfera é estratificada horizontalmente, e está localizada na faixa de altitude de 0-1000 km (KELLEY, 2009; PROLSS, 2004). A estrutura atmosférica também pode ser classificada devido ao seu perfil de temperatura (ver Figura 2.1). A temperatura atmosférica inicialmente diminui com a altitude em relação à temperatura da superfície terrestre, em torno de 7 K/km na troposfera. A cerca de 10 km de altitude na tropopausa começa a estratosfera e esta tendência de temperatura inverte-se. Este aumento deve-se principalmente à absorção pelo ozônio de parte da porção ultravioleta da radiação solar. Este efeito é maximizado em 50 km, onde a tendência de temperatura é invertida novamente. O resfriamento radiativo cria uma redução de temperatura muito acentuada até um mínimo na faixa de 130 – 190 K à aproximadamente 90 km. Acima do ponto de temperatura mínima (a mesopausa), a temperatura aumenta dramaticamente devido à absorção de fótons solares com valores ainda maiores de energia. Estas temperaturas são bastante variáveis, mas muitas vezes superiores a 1000 K. A atmosfera é relativamente uniforme em composição abaixo de cerca de 100 km devido a uma variedade de fenômenos de mistura turbulentos. Acima da turbopausa, os constituintes começam a se separar de acordo com suas diversas massas (KELLEY, 2009).

Figura 2.1 - Perfil típico da temperatura da atmosfera neutra.

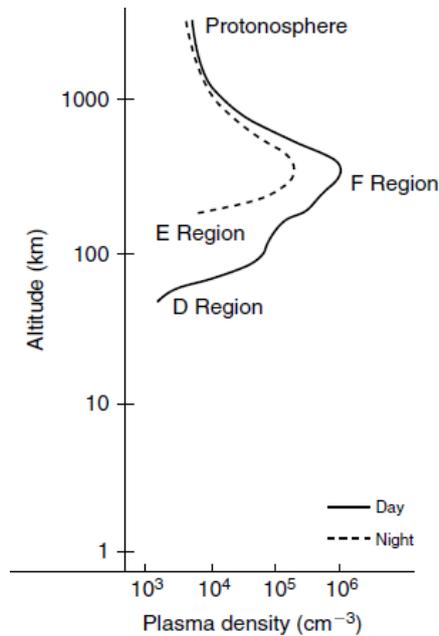


Fonte: Kelley (2009).

## 2.2 Ionosfera

A ionosfera é uma parte importante da atmosfera acima de 50 km de altura, formada devido a fotoionização dos átomos e moléculas neutras que absorvem fótons de alta energia do sol. A ionosfera é um plasma frio ( $\beta \ll 1$ ) magnetizado que circunda a Terra, onde existem grandes quantidades de íons e elétrons que interagem efetivamente com as ondas eletromagnéticas. A ionosfera é organizada pela densidade numérica de plasma (KELLEY, 2009) e é dividida em regiões *D*, *E* e *F*, como ilustra a Figura 2.2. A dinâmica do plasma ionosférico é governada por partículas neutras através da frequência de colisão  $\nu$ , pelo campo geomagnético através da girofrequência  $\Omega$ , e por reações químicas que podem causar geração e perdas de íons/elétrons.

Figura 2.2 - Perfil típico da densidade do plasma ionosférico.



Fonte: Kelley (2009).

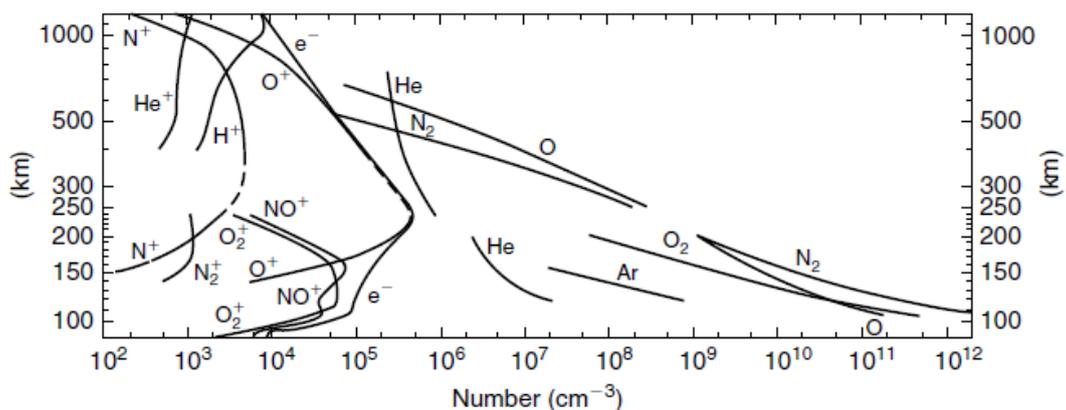
A região *D* está localizada entre 60 a 90 km, e nesta região a densidade eletrônica é muito menor que a densidade molecular e a frequência de colisão é muito maior do que a girofrequência para ambos íons e elétrons, isto é,  $\nu_i \gg \Omega_i$  e  $\nu_e \gg \Omega_e$  (KELLEY, 2009). Nesta região, a ionização é devida à radiação *Lyman- $\alpha$* , cujo comprimento de onda é de 1216 Å, que ioniza o constituinte *NO* (óxido nítrico) da atmosfera neutra e forma os íons  $\text{NO}^+$ . Além disso, quando o Sol está ativo, os raios *X* com comprimento de onda  $\lambda < 1$  Å, ionizam os constituintes  $\text{O}_2$  e  $\text{N}_2$ . A recombinação

é alta nesta camada, portanto o efeito de ionização é muito baixo, mas com capacidade de absorver os sinais de alta frequência e refletir aqueles de baixa frequência (WHITTEN; POPPOFF, 1971; KIRCHHOFF, 1991).

A região *E* se localiza entre 90 – 150 km de altura (KELLEY, 2009), e é a região da maior condutividade elétrica (KIRCHHOFF, 1991) de toda a ionosfera. Nesta região, os íons são controlados pelo campo geomagnético, enquanto os elétrons são controlados por partículas neutras (PROLSS, 2004), onde  $\nu_i \gg \Omega_i$  e  $\nu_e \ll \Omega_e$ . Durante o dia o comportamento dessa camada é muito regular e controlado pelo ângulo zenital solar. À noite, a região *E* começa a desaparecer porque sua principal fonte de ionização não está mais presente.

A região *F* está localizada entre 150 km e 1000 km, e a frequência de colisão é muito menor que girofrequência para ambos íons e elétrons, isto é,  $\nu_i \ll \Omega_i$  e  $\nu_e \ll \Omega_e$  (KELLEY, 2009). A região *F* é uma camada única à noite e, durante o dia, é dividida em duas camadas, a *F1* é a *F2*. A camada *F1* aparece como uma inflexão ou um pico no perfil de densidade ionosférica que ocorre na faixa de 150 – 250 km, e seus principais componentes ionizados são  $NO^+$  e  $O_2^+$  como ilustra a Figura 2.3. A camada *F2* é a mais dinâmica e mais densa da ionosfera, está localizada entre 250 – 500 km acima da superfície da Terra, embora essa altura possa mudar de acordo com as condições geofísicas. O principal componente ionizado dessa camada é o oxigênio atômico que produz  $O^+$ .

Figura 2.3 - Perfis das densidades numéricas dos constituintes atmosféricos e ionosféricos.



Fonte: Kelley (2009).

### 2.3 Dinâmica da Atmosfera e ondas atmosféricas

Existem várias forças na atmosfera que determinam a dinâmica de partículas desta camada. O movimento da atmosfera pode ser descrito com as seguintes equações da Navier-Stokes:

$$\frac{\partial \rho_m}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_m \mathbf{W}) = 0, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \mathbf{W}}{\partial t} + (\mathbf{W} \cdot \nabla) \mathbf{W} = -\frac{1}{\rho_m} \nabla p + \mathbf{g} + \frac{\mu}{\rho_m} \nabla^2 \mathbf{W} + \mathbf{F}_{cor}, \quad e \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + (\mathbf{W} \cdot \nabla) p + \gamma_a p \nabla \cdot \mathbf{W} = R_z \rho_m \Theta_w, \quad (2.3)$$

onde  $\rho_m$ ,  $\gamma_a$ ,  $\mathbf{W}$ ,  $p$  são a densidade, constante adiabática, vento e pressão atmosférica respectivamente,  $\mathbf{g}$  é a aceleração gravitacional,  $\nu = \mu/\rho_m$  e  $\mu$  são a viscosidade cinemática e dinâmica respectivamente,  $\mathbf{F}_{cor}$  é a força de Coriolis,  $\Theta_w$  é fonte de aquecimento solar,  $R = k/m$  e  $(k, m)$  são a constante Boltzmann e a massa atmosférica, respectivamente.

A maior parte da dinâmica atmosférica é iniciada por causa do aquecimento solar e sua força gravitacional. Por exemplo, o vento troposférico e as marés, que ditam os processos dinâmicos na atmosfera, são associados com o aquecimento solar. As marés são ondas atmosféricas que são geradas na baixa atmosfera e se propagam para fora radialmente. Sua propagação para cima acompanha a amplificação de suas amplitudes, que eventualmente dissipam na baixa termosfera por causa da viscosidade.

Marés são as ondas de maior escala, com período maior que 3 horas e comprimento de onda maior que 3000 km, e sua geração envolve as forças  $\mathbf{F}_{cor}$ ,  $\mathbf{g}$  e  $-\nabla p$ . A atmosfera também hospeda as ondas de escalas menores que são referidas como ondas de gravidade acústicas (AGWs). Sua geração envolve as forças  $\mathbf{g}$  e  $-\nabla p$  e a força inercial  $d\mathbf{W}/dt$ .

AGWs são encontradas em abundância na atmosfera pois elas são geradas por causa de várias fontes ou forçantes que poderiam perturbar a pressão da atmosfera. Esses forçantes incluem as atividades meteorológicas tais como convecções troposféricas/furacões, as atividades sísmicas tais como terremoto/tsunami/vulcão, e aqueci-

mento da baixa termosfera por causa de precipitação. Supondo que

- a) apenas pequenas variações de pressão e densidade;
- b) nenhuma perda de energia (ou seja, viscosidade zero); e
- c) uma solução bidimensional de ondas planas da forma  $\exp(\omega t - k_x X - k_z Z)$ ,

a relação de dispersão das AGWs para o caso mais simples é dada pela seguinte equação:

$$\omega^4 - \omega^2[v_{so}^2(k_x^2 + k_z^2) + (\gamma g/2v_{so})^2] + (\gamma - 1)g^2k_x^2 = 0, \quad (2.4)$$

onde  $\omega$  é a frequência angular da onda,  $v_{so}$  é a velocidade do som,  $\gamma$  é a razão entre os calores específicos para o gás atmosférico,  $g$  é a aceleração devida à gravidade, e  $k_x$  e  $k_z$  são os números de onda ( $k = 2\pi/\lambda$ ) nas direções horizontal e vertical. A Equação 2.4 refere-se a uma equação quadrática para  $\omega$ , produzindo soluções apenas para os casos em que

$$\omega \geq \omega_a, \quad \omega = \gamma g/2v_{so}, \quad (2.5)$$

ou

$$\omega \leq \omega_b, \quad \omega = (\gamma - 1)^{1/2}g/v_{so}, \quad (2.6)$$

onde  $\omega_a$ ,  $\omega_b$  indicam a frequência de ressonância acústica e de Brunt-Vaisala, respectivamente.

## 2.4 Acoplamento Atmosfera-Ionosfera

Como a ionosfera é uma parcela de fluido ionizada na atmosfera, colisões entre fluidos neutros e ionizados ocorrem e são responsáveis pelo intercâmbio dos momentos e energia. Assim, o vento ( $\mathbf{W}$ ) representa movimento dos fluidos neutros da atmosfera e pode gerar movimento  $\mathbf{V}$  do plasma da ionosfera. Portanto, atmosfera e ionosfera são acopladas. Pelo fato da densidade da atmosfera ser de 3 – 5 ordens de grandeza maior do que a densidade de plasma, constituintes neutros transferem energia mais rapidamente a fluidos ionizados. A escala de tempo deste intercâmbio é determinada por  $\nu$ .

O movimento ( $\mathbf{u}_{i/e}$ ) dos íons/elétrons gera corrente ( $\mathbf{J}_w$ ) que em seguida dá origem a um acúmulo das cargas, pois  $\nabla \cdot \mathbf{J}_w \neq 0$ . Como plasmas como a ionosfera não permitem este acúmulo, um campo eletromotriz ( $\mathbf{E}$ ) é gerado e dirige a corrente em sentido contrário ( $\mathbf{J}_e = \sigma \mathbf{E}$ ), tal que  $\nabla \cdot (\mathbf{J}_w + \mathbf{J}_e) = 0$ . Este processo é chamado processo de dínamo, em que o vento gera campo elétrico. Enfim, o movimento final ( $\mathbf{V}$ ) é determinado por este campo eletromotriz e o vento, além de outras forças tais como força gravitacional e força de pressão.

As dinâmicas descritas acima são representadas com as seguintes equações hidromagnéticas:

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} = \frac{q}{m} (\mathbf{u} \times \mathbf{B}) - \nu (\mathbf{u} - \mathbf{W}), \quad (2.7)$$

$$\mathbf{J}_w = qn(\mathbf{u}_i - \mathbf{u}_e), \quad (2.8)$$

$$\nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = -\nabla \cdot \mathbf{J}_w, \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} = -\frac{1}{nm} \nabla p + \frac{q}{m} (\mathbf{E} + \mathbf{V} \times \mathbf{B}) - \nu (\mathbf{V} - \mathbf{W}), \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \nabla \cdot (n\mathbf{V}) = P_j - L_j. \quad (2.11)$$

onde  $n$  é a densidade numérica,  $P_j$  denota a taxa de produção de íons (e elétrons) por metro cúbico por segundo e  $L_j$  é a taxa de perda. O vento associado com marés é responsável pelo dínamo global que é gerado na região  $E$ . O campo eletromotriz associado com este dínamo é principalmente horizontal. O vento troposférico dirige o dínamo na região  $F$  e gera o campo eletromotriz vertical.

## 2.5 Os Distúrbios Atmosféricos-Ionosféricos (AIDs)

Da mesma maneira, o vento associado com AGWs pode gerar o campo eletromotriz na ionosfera. Como as AGWs são ondas de escalas bem rápidas e bem curtas, o campo eletromotriz também tem variação mais rápida/curta (KHERANI et al., 2011). Portanto as variações ionosféricas dirigidas pelas AGWs são classificadas como distúrbios.

AIDs são os distúrbios na atmosfera e ionosfera gerados pelas AGWs. Portanto, os distúrbios no vento e pressão da atmosfera e o distúrbios na corrente e densidade da ionosfera são classificados como AIDs e são observados na forma de perturbações no campo geomagnético e na densidade eletrônica. Observações associam esses AIDs com as atividades de convecções troposféricas, precipitações de partículas energéticas e eventos sísmicos.

*Traveling Ionospheric Disturbances* (TIDs) são um subgrupo de AIDs, que ocorrem na ionosfera, principalmente na região  $F$ . Eles são caracterizados como distúrbios na densidade e no campo elétrico que se propagam com comprimentos de onda horizontais de 10 m -1000 km e períodos de 2 minutos a 2 horas (HINES, 1974). TIDs são um importante fenômeno ionosférico, geralmente divididos em três categorias de escala: *Small Scale Traveling Ionospheric Disturbance* (SSTID), *Medium Scale Traveling Ionospheric Disturbance* (MSTID) e *Large Scale Traveling Ionospheric Disturbance* (LSTID). Os primeiros estudos de TIDs datam da década de 1940 (MUNRO, 1948). Contudo, foram impulsionados na década de 1960 com o trabalho pioneiro de Hines (1960). Desde então, os TIDs têm sido estudados por meio de diferentes equipamentos, tais como: radar de espalhamento incoerente (BEHNKE, 1979), satélites (EVANS et al., 1983), *Global Navigation Satellite System* (GNSS) (JONAH et al., 2016; FIGUEIREDO et al., 2017) e ionossondas (CANDIDO et al., 2011).

## 2.6 Ondas Magnetohidrodinâmicas (MHD)

Ondas MHD, são produzidas pelo movimento de volume do plasma através dos campos magnéticos. Essas ondas são consequência do movimento de campos eletromagnéticos gerados por um fluido condutor interagindo com um campo magnético ambiente ( $\mathbf{B}_0$ ). Como a ionosfera é um plasma altamente condutor imerso em um campo magnético, existe a possibilidade de tratar o plasma todo como um único fluido, somando-se as equações sobre todas as espécies, através da teoria de um único fluido. Uma forma simplificada dessa teoria é chamada aproximação MHD.

As ondas MHD são ondas de baixa frequência ( $f \ll \Omega_i$ ) (KELLEY, 2009) e podem possuir modos longitudinais e transversais. As mais simples das ondas MHD, as ondas de Alfvén, são ondas eletromagnéticas transversais com um vetor de propagação  $\hat{k}$  ao longo da direção do  $\mathbf{B}_0$ .

Considerando a ionosfera um fluido condutor incompressível, pode-se deduzir que  $\nabla \cdot \mathbf{V} = 0$ . Para um referencial de coordenadas cartesianas e supondo o campo mag-

nético  $\mathbf{B}$  na direção  $z$ , todo o plasma está em repouso, exceto o plasma que se move com uma velocidade  $\mathbf{V}$  na direção  $y$ . De acordo com a lei de Faraday, esse movimento induz um campo elétrico  $\mathbf{V} \times \mathbf{B}$  na direção  $x$ , e esse campo gerará um fluxo de corrente no plasma em movimento. A corrente flui através do plasma estacionário e se fecha em si mesma, já que em estado estacionário  $\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$ . A corrente no plasma estacionário é acionada por uma distribuição de cargas eletrostáticas configuradas por um campo de separação de carga,  $-\nabla\phi$ , onde  $\phi$  é o potencial eletrostático configurado por essa carga espacial. Portanto, o campo total que direciona a corrente é  $\mathbf{E} = -\nabla\phi + \mathbf{V} \times \mathbf{B}$ . O campo de separação de carga resulta de uma redistribuição de cargas induzidas pelo movimento. Portanto, o campo de separação de carga máxima que pode ser produzido é  $-\mathbf{V} \times \mathbf{B}$  (para um sistema fechado). Isto corresponde ao caso da condutividade infinita, e o campo elétrico total na estrutura móvel desaparece. (PARKS, 2004)

### 2.6.1 Acoplamento da corrente induzida com campo magnético

A corrente induzida será acoplada ao campo magnético e o movimento deve agora incluir uma força  $\mathbf{J} \times \mathbf{B}$ , onde  $\mathbf{J} \times \mathbf{B}$  surge do acoplamento da densidade de corrente ao campo magnético  $\mathbf{B}$ . A força  $\mathbf{J} \times \mathbf{B}$  dentro do plasma em movimento está na direção  $-y$  e está na direção  $+y$  no plasma circundante. A força  $\mathbf{J} \times \mathbf{B}$  na direção  $-y$  impede o movimento e o plasma que inicialmente se moveu finalmente se detém. Por outro lado, a força  $\mathbf{J} \times \mathbf{B}$  na direção  $+y$  atuando no plasma circundante que estava inicialmente em repouso fará com que o plasma se mova. O processo é repetido e o movimento de plasma que é originalmente produzido em uma pequena região se propaga na direção  $\pm z$ . Este acoplamento de movimento ao longo da direção do campo magnético dá origem às ondas de Alfvén.

## 2.7 Ondas de Alfvén

As ondas de Alfvén são ondas transversais e incompressíveis, que se propagam paralelamente ao campo magnético, e não são afetadas pela pressão cinética do plasma. Elas são geradas quando o campo magnético sofre uma perturbação. A velocidade da onda de Alfvén é representada pela Equação 2.12 (PARKS, 2004):

$$v_A = \pm \frac{B_0}{\sqrt{\mu_0 m_i n_i}} \quad (2.12)$$

onde  $\mu_0$  é a permeabilidade magnética do vácuo,  $v_A$  é definida como a velocidade de Alfvén do meio e depende de  $B_0$ ,  $n_i$  densidade da íons e  $m_i$  massa de partículas

ionizadas . Estas são ondas transversais, uma vez que o campo magnético de perturbação  $B_1$  e a velocidade de perturbação  $U_1$  não possuem nenhum componente em  $z$ . Essas ondas são impulsionadas por  $(\mathbf{B}_0 \cdot \nabla)\mathbf{B}_1/\mu_0$ . Pela Equação 2.12 observamos que a velocidade da onda de Alfvén é independente da frequência, a propagação da onda não é dispersiva e a velocidade da fase corresponde à velocidade de grupo. O transporte de energia associado às ondas de Alfvén, portanto, também é não dispersivo e continua na direção da onda. Um exemplo, é o vento solar que gera ondas de Alfvén, que percorrem as linhas do campo magnético e transportam energia e momento (KELLEY, 2009)

## 2.8 Cisalhamento Alfvén

Como a velocidade da oscilação do plasma é perpendicular à propagação, este tipo de onda também recebe o nome de onda de cisalhamento Alfvén ( $v_{cA}$ ). A velocidade das ondas de cisalhamento Alfvén, que são geradas no plasma parcialmente ionizado, é dada por (BASU, 2005)

$$v_{cA} = \frac{kv_A^2}{\nu_{in}} \quad (2.13)$$

onde  $(k, \nu_{in})$  são os números das ondas e a frequência de colisão entre íons e neutros. A onda de cisalhamento de Alfvén é importante nas regiões aurorais da Terra e pode desempenhar um papel na dinâmica auroral (HASEGAWA; UBEROI, 1982).

## 2.9 Ondas de Alfvén oblíquas

Ondas de Alfvén podem também se propagar de forma oblíqua (mas não perpendicular) em relação à direção do campo magnético ambiente. Neste caso, a velocidade de fase diminui de acordo com

$$v_{A\theta} = v_A \cos\theta \quad (2.14)$$

onde  $\theta$  é o ângulo entre as direções de propagação e campo magnético,  $v_{A\theta}$  velocidade de ondas de Alfvén oblíquas. O transporte de energia já não prossegue na direção de propagação, mas sim na direção do  $\mathbf{B}_0$ . Além disso, correntes alinhadas ao campo são produzidas neste caso. Isto acaba por ser muito importante quando se trata de estabelecer ou reorganizar os sistemas de corrente na magnetosfera, porque estes são quase sempre associados a componentes alinhadas ao campo.



## 3 INSTRUMENTAÇÃO

### 3.1 Magnetômetros

Magnetômetros são instrumentos científicos usados para quantificar as características de qualquer campo magnético como intensidade, direção, flutuações e gradiente (MACINTYRE, 1999). Podem ser divididos em dois tipos básicos: os magnetômetros vetoriais e os escalares. Os vetoriais tem a capacidade de medir a componente do campo magnético em uma determinada direção, e existem muitos desses magnetômetros, por exemplo núcleo saturado, magnetômetros supercondutores, sensor de efeito Hall, magnetômetros magnetorresistivos etc. Os magnetômetros escalares medem a magnitude do campo magnético, por exemplo magnetômetros de precessão protônica (EDELSTEIN, 2007).

#### 3.1.1 Medições Magnéticas

Como o campo magnético da Terra é uma grandeza vetorial, a magnitude do campo é absoluta e é expressa em termos das magnitudes fundamentais (por exemplo, em massa, comprimento, tempo e intensidade da corrente elétrica), enquanto o vetor de orientação espacial pode ser expresso em termos das grandezas inclinação magnética ( $I$ ) e declinação magnética ( $D$ ) que são dimensionalmente angulares. A partir da magnitude total do campo  $F$  e das grandezas angulares, as componentes horizontal  $H$  e vertical  $Z$ , bem como as componentes para norte  $X$  e para leste  $Y$ , do campo geomagnético, podem ser calculadas. A Figura 3.1 mostra as componentes de campo geomagnético e é evidente que, uma vez definidos os três elementos independentes, a medição do campo magnético é considerada completa. Assim as diversas componentes do campo magnético estão relacionadas pelas expressões:

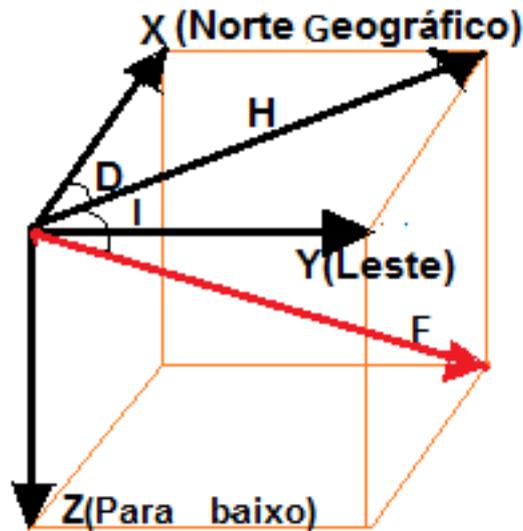
$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}, \quad (3.1)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}, \quad (3.2)$$

$$D = \arctan\left(\frac{Y}{X}\right) \quad I = \arctan\left(\frac{Z}{H}\right), \quad (3.3)$$

$$X = F \cos(I) \cos(D), \quad Y = F \cos(I) \sin(D) \quad e \quad Z = F \sin(I). \quad (3.4)$$

Figura 3.1 - Componentes do campo geomagnético.



Fonte: Produção do autor.

### 3.1.2 Parâmetros dos magnetômetros

Os magnetômetros do tipo vetoriais podem ser divididos em sensores usados para medir campos baixos  $< 1$  mT e campos altos  $> 1$  mT. Instrumentos que medem campos baixos são comumente chamados de magnetômetros. Instrumentos de campo alto geralmente são chamados de gaussmeters. Os magnetômetros de bobina de indução e fluxgate são os instrumentos de medição de vetor mais utilizados. Eles são robustos, confiáveis e relativamente menos caros do que os outros instrumentos de medição vetorial de baixo campo. O dispositivo de efeito Hall é o mais antigo e mais comum sensor de vetor de alto campo usado em gaussmeters. É especialmente útil para medir campos extremamente altos  $> 1$  T. Os sensores magnetoresistivos cobrem o meio termo entre os sensores de campo baixo e alto (MACINTYRE, 1999). A Tabela 3.1 mostra uma comparação entre os principais parâmetros dos magnetômetros.

### 3.1.3 Magnetômetro de núcleo saturado

Magnetômetros de núcleo saturado são sensores magnéticos vetoriais que podem medir campos magnéticos contínuos e de baixa frequência, e campos magnéticos com intensidade de  $10^{-10}$  a  $10^{-4}$  T (RIPKA, 2007). Seu princípio de funcionamento é baseado na lei de Faraday que descreve como uma variação no campo magnético induz um campo elétrico. Ele consiste de dois núcleos de materiais ferromagnéticos que são colocados em paralelo e próximos entre si. Este magnetômetro explora a

Tabela 3.1 - Tabela comparativa entre os principais parâmetros dos magnetômetros.

Magnetômetros	Faixa (mT)	Resolução (nT)	Largura de banda(Hz)
Bobina de indução	$10^{-10}$ a $10^6$	variável	$10^{-1}$ a $10^6$
Núcleo saturado	$10^{-4}$ a 0,5	0,01	<i>dc</i> a $2 \times 10^3$
SQUID	$10^{-4}$ a 0,5	$10^{-4}$	<i>dc</i> a 5
Efeito Hall	0,1 a $3 \times 10^4$	100	<i>dc</i> a $10^8$
Magnetoresistor	$10^{-3}$ a 5	10	<i>dc</i> a $10^7$
Precessão de prótons	0,02 a 0,1	0,05	<i>dc</i> a 2
Bombeamento ótico	0,01 a 0,1	0,005	<i>dc</i> a 5

Fonte: Adaptada de Macintyre (1999).

indução magnética juntamente com o fato de que todos os materiais ferromagnéticos saturam em campos altos. A saturação ocorre quando o aumento na intensidade do campo indutor não é mais capaz de aumentar a intensidade do campo induzido (EDELSTEIN, 2007),

### 3.2 Sismógrafos

Sismógrafo é um sismômetro (elemento sensor usado na detecção de terremotos) associado a dois dispositivos, um de tempo (que fornece o instante de tempo da observação) e outro de gravação (que pode ser analógica ou digital);

Os sismógrafos usados nos estudos de terremotos são projetados para serem extremamente sensíveis aos movimentos da terra; por exemplo, movimentos tão pequenos quanto  $1/10.000.000$  de centésimo (distâncias quase tão pequenas quanto espaços atômicos) podem ser detectados em lugares muito calmos, ou seja, livres de grandes perturbações. Os sismógrafos de pesquisa modernos são eletrônicos e, em vez de usar um marcador e um tambor, o movimento relativo entre o peso e a base gera uma tensão elétrica registrada por um computador. Os sismógrafos podem gravar movimentos em todas as direções. Os sismômetros geralmente registram movimentos de muitas fontes naturais diferentes, bem como aqueles causados pelo homem. Por exemplo, movimentos de árvores causados pelo vento, ondas batendo nas praias e barulho de carros e caminhões grandes.

A magnitude dos sismos é classificada segundo a escala Richter, também conhecida como escala sísmica de magnitude local ( $M_L$ ), que é uma escala logarítmica arbitrária, de base 10, que calcula a magnitude baseando-se no tamanho das ondas detectadas pelo sismógrafo. Esta escala tinha limitações para magnitudes maiores

que 7 graus. Porém, atualmente, esta escala somente é apropriada para calcular magnitudes de sismos menores do que 7 graus, que aconteceram em um raio de até 600 km do sensor. No link ([http://ds.iris.edu/wilber3/find\\_event](http://ds.iris.edu/wilber3/find_event)) podemos encontrar o registro do terremoto segundo a escala sísmica de magnitude de momento  $M_W$ . Esta escala calcula a magnitude da energia total que se libera em uma falha baseada no conceito de momento sísmico e é uniformemente aplicada a terremotos de todas as intensidades. O momento sísmico se fundamenta na área de ruptura da falha, a quantidade média de deslizamento e a força que foi necessária para vencer o atrito juntando as rochas que foram separadas pelas falhas.

### 3.2.1 Ondas Sísmicas

Uma perturbação na superfície livre de um meio se propaga longe de sua fonte, em parte, como ondas de superfície sísmica. As ondas sísmicas do solo podem ser classificadas como ondas primárias (P) e secundárias (S) (LOWRIE, 2007):

Ondas P são ondas longitudinais como é mostrado na Figura 3.2 (a), o que significa que o solo é alternadamente comprimido e dilatado na direção da propagação. Essas ondas podem viajar através de qualquer tipo de material enquanto ondas S são ondas transversais ou cortadas conforme observa-se na Figura 3.2 (b), o que significa que o solo é movido perpendicularmente à direção de propagação, alternadamente para um lado e outro. As ondas S só podem viajar através dos sólidos porque os líquidos não podem suportar forças de corte. Normalmente a onda S tem uma amplitude maior que a onda P, e portanto provoca perturbações horizontais mais fortes (KEAREY et al., 2002).

As velocidades de propagação das ondas sísmicas podem ser expressas em função dos módulos de elasticidade apropriados e das densidades dos materiais (KEAREY et al., 2002). As velocidade da onda sísmica primaria ( $v_P$ ) e velocidade da onda secundária ( $v_S$ ) são dadas por:

$$v_p = \left[ \frac{\psi}{\rho_m} \right]^{1/2}, \quad e \quad (3.5)$$

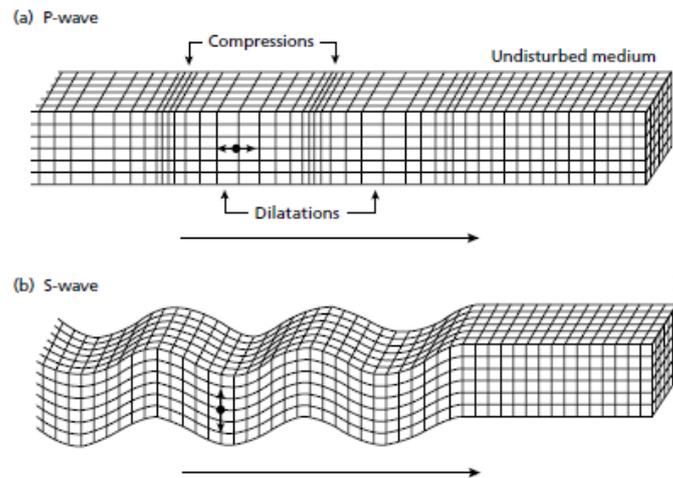
$$v_s = \left[ \frac{\mu_c}{\rho_m} \right]^{1/2}, \quad (3.6)$$

onde  $\psi = K + 4\mu_c/3$ ,  $K$  é o módulo de volume,  $\mu_c$  é o módulo de cisalhamento e  $\rho_m$

é a densidade de massa, onde  $v_P$

$$v_P = \left[ \frac{K + 4\mu_c/3}{\rho_m} \right]^{1/2}. \quad (3.7)$$

Figura 3.2 - Deformações elásticas e movimentos de partículas no solo associados à passagem das ondas do solo. (a) onda P (b) onda S.



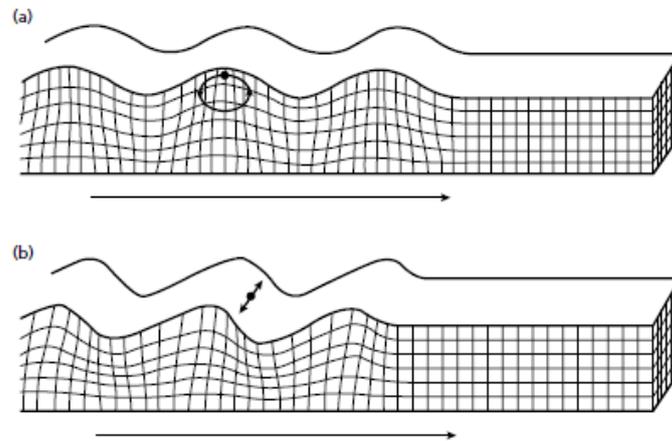
Fonte: Bolt (1982).

Observa-se a partir das Equações 3.6 e 3.7 as ondas de compressão sempre viajam mais rápido que as ondas de cisalhamento no mesmo meio. A relação  $v_P/v_S$  em qualquer material é determinada unicamente pelo valor da razão de Poisson  $\sigma$  para esse material

$$v_P/v_S = \left[ \frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma} \right]^{1/2}. \quad (3.8)$$

Para coeficiente  $\sigma$  da ordem de 0,25 sua velocidade é em torno de  $v_P = 1,73v_S$ . Quando um sólido tem uma superfície livre, como a superfície da Terra, podem ser geradas ondas que percorrem esta superfície. Essas ondas têm sua amplitude máxima na superfície livre, que diminui exponencialmente com a profundidade, e são conhecidas como ondas de Rayleigh e Love (KEAREY et al., 2002). As ondas de Love se propagam com um movimento das partículas como é mostrado na Figura 3.3 (b),

Figura 3.3 - Deformações elásticas e movimentos de partículas no solo associados à passagem de ondas superficiais. (a) Onda de Rayleigh. (b) Onda de Love.

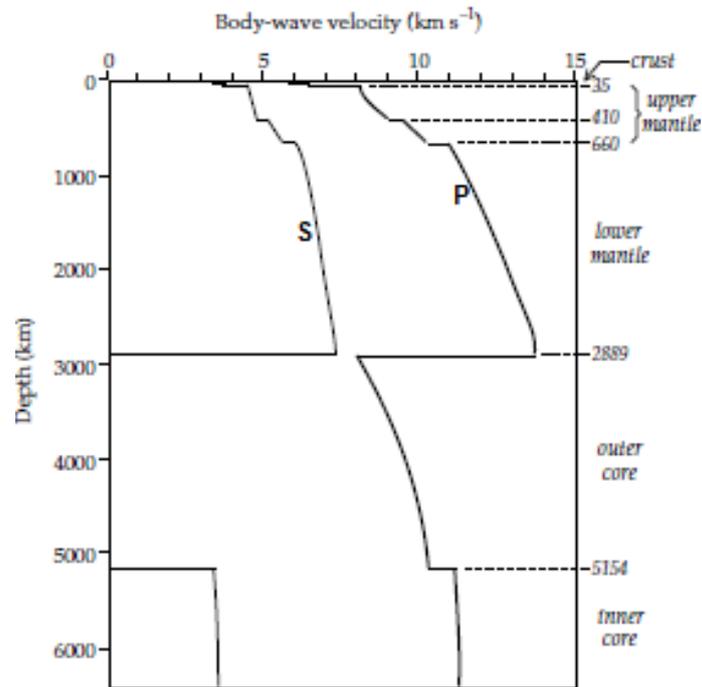


Fonte: Bolt (1982).

perpendiculares à direção de propagação, como as ondas S, polarizadas apenas no plano da superfície da Terra, ou seja, possuem apenas as componentes horizontais à superfície. As ondas de Love podem ser consideradas como ondas S "presas" na superfície. Quanto às ondas de Rayleigh, elas produzem um movimento elíptico retrógrado do solo (ondulações na superfície) (Figura 3.3 (a)), e a amplitude delas diminui rapidamente com a profundidade. Em geral, sua existência pode ser explicada pela presença de vácuo ou um meio de menor rigidez, que tende a compensar a energia geradora desse tipo especial de vibrações (LOWRIE, 2007).

As ondas mecânicas, quando passam por diferentes meios, podem atingir diferentes velocidades. No caso das ondas internas, como podemos ver na Figura 3.4, elas têm uma velocidade mais ou menos constante no curto espaço de tempo em que permanecem na crosta e aceleram drasticamente ao atravessar o manto. Entretanto, ao encontrar o núcleo externo, as ondas S param e as ondas P reduzem vigorosamente sua velocidade. Isso ocorre porque o núcleo externo é líquido, as ondas S são incapazes de passar por esse meio e as ondas P reduzem sua velocidade porque essas ondas viajam mais rápido em meio sólido do que em meio líquido. Por sua vez, dentro do núcleo, há uma região na qual as ondas P aumentam ligeiramente sua velocidade. Isso é porque elas estão passando por um meio sólido: o núcleo interno (LOWRIE, 2007). A Figura 3.4 mostra as velocidades das ondas P e S em função da profundidade na Terra.

Figura 3.4 - As variações com a profundidade das velocidades de onda P e S, no interior da Terra.



Fonte: Adaptado de Lowrie (2007).

### 3.3 Sistemas Globais de Navegação por Satélite (GNSS)

O GNSS é um termo genérico que denota um sistema de navegação por satélite (por exemplo, GPS, Glonass, Galileo e Compass ou Beidou-2) que fornece posicionamento contínuo em todo o planeta, consistindo de constelações de satélites, estações terrestres e usuários. Esses segmentos (espaço, terra e usuário) trabalham juntos para fornecer uma posição precisa (coordenadas geográficas e altitude) a qualquer momento e em qualquer parte do planeta. Atualmente estes sistemas são utilizados para fins de navegação, transporte, geodésicos, hidrográficos, agrícolas e outros semelhantes.

O primeiro sistema de navegação por satélite totalmente operacional foi o Sistema de Navegação com Sistema de Posicionamento Global e Tempo (NAVSTAR-GPS), atualmente conhecido como Global Positioning System (GPS), desenvolvido e controlado pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos da América. O sistema GPS consiste em uma constelação de 24 – 32 satélites, orbitando aproximadamente a 20.200 km de altitude em seis planos com uma inclinação de 55° (HOFMANN-

WELLENHOF et al., 2001; MONICO, 2008) em relação ao equador geográfico conforme mostrado na Figura 3.5. Este arranjo de 24 satélites garante que existam pelo menos quatro satélites à vista de praticamente qualquer ponto do planeta. As órbitas são quase circulares, com uma excentricidade menor que 0,02, um semi eixo maior de 26.560 km e um período nominal de 11 horas, 58 minutos e 2 segundos (SUBIRANA AND J.M. JUAN ZORNOZA, 2013).

Figura 3.5 - Esboço da constelação GPS.



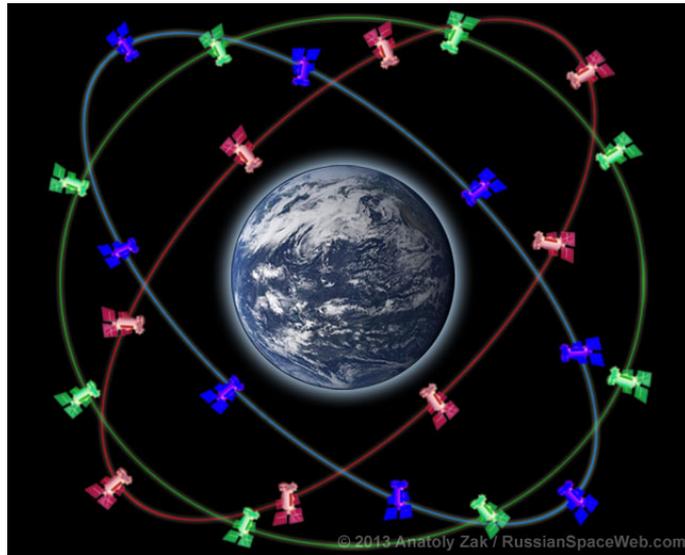
Fonte: <https://www.space.com/19794-navstar.html>.

O próximo sistema de navegação por satélite desenvolvido foi o Sistema Global de Navegação por Satélite (GLONASS, Sistema *Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya*). Este sistema, criado pela União Soviética e atualmente gerido pela Federação Russa, consiste em 24 satélites que orbitam a uma altitude de 19.100 km e são divididos em três planos orbitais separados de  $120^\circ$  com uma inclinação de  $64,8^\circ$  cada um com oito satélites igualmente espaçados, com um período nominal de 11 horas, 15 minutos e 44 segundos, repetindo a geometria a cada oito dias (SUBIRANA AND J.M. JUAN ZORNOZA, 2013) como ilustrado na Figura 3.6.

### 3.3.1 Operação de navegação por satélite

A navegação por satélite consiste em localizar a posição de um objeto utilizando satélites que se movem em alta velocidade a 20.200 km como ponto de referên-

Figura 3.6 - Esboço da constelação GLONASS.



Fonte: <http://www.russianspaceweb.com/glonass.html>

cia (MONICO, 2008). Para saber a posição exata, os receptores GPS determinam a distância para cada um dos diferentes satélites:

- a) Os receptores encontram a posição do satélite no espaço;
- b) Medindo o tempo que leva para a emissão de sinais de rádio entre o satélite e o receptor para cada satélite; e
- c) Contando os atrasos dos sinais por sua passagem pela atmosfera da Terra.

A localização de cada satélite é baseada em um modelo de sua órbita chamado efemérides. Cada satélite inclui dados de suas efemérides como parte das informações que ele transmite continuamente. As efemérides de cada satélite mudam lentamente, uma vez que estão bem acima da atmosfera da Terra e não sofrem efeitos de arrasto atmosférico. Devido à ação da gravidade solar e lunar e à pressão da radiação solar, os satélites têm um pequeno desvio em relação às suas órbitas. O erro nas efemérides causado por este desvio é muito pequeno, mas deve ser levado em conta para manter a precisão do sistema. Para fazer isso, a constelação GPS conta com estações terrestres que corrigem a posição da órbita e os erros nos relógios enviando essas correções para os satélites, calculando onde exatamente cada satélite está no espaço, e medindo o tempo que leva para a emissão de sinais de rádio entre o satélite e o receptor para cada satélite.

Cada satélite GPS transmite duas ondas portadoras L1 e L2 (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001), e é importante mencionar que existem novos sinais modernos do sistema de posicionamento global que são o L2C e o L5 para fins civis que têm uma nova perspectiva de desenvolvimento. O principal objetivo da modernização do sinal GPS é melhorar o desempenho geral do sistema GPS, em termos de melhorar a precisão, oferecendo melhor imunidade à interferência RF e multi-caminhos e melhores correções atmosféricas (MONICO, 2008). As frequências e comprimentos de onda são:  $L1 = 1575,42 \text{ MHz}$  e  $\lambda \cong 19 \text{ cm}$   $L2 = 1227,60 \text{ MHz}$  e  $\lambda \cong 24 \text{ cm}$ ; e  $L5 = 1176,45 \text{ MHz}$  e  $\lambda \cong 25,5 \text{ cm}$ . Essas tres frequências são geradas simultaneamente, permitido aos usuários corrigir grande parte dos efeitos provocados pela ionosfera (MONICO, 2008)

### 3.3.2 O sinal de GPS

A posição de um usuário é calculada a partir do sinal emitido pelos satélites. Os receptores GPS processam os sinais de satélite e os codificam em arquivos RINEX de compactação do tipo HATANAKA, descritos no Anexo A. Esses arquivos fornecem todas as informações necessárias para poder estimar a posição. Para isso, é usado o arquivo HATANAKA contendo os observáveis. Este arquivo contém as medidas do código, que fornece estimativas do tempo de trânsito aparente do sinal e da fase da portadora, que fornece medições da fase portadora recebida em relação à fase do sinal senoidal gerada pelo relógio do receptor.

### 3.3.3 Medidas de código

O receptor GPS calcula o tempo de trânsito do sinal aparente entre o satélite e o receptor, definido como a diferença entre o tempo de recepção do sinal, determinada pelo relógio do receptor e o tempo de transmissão do satélite, marcado no sinal. Esta medição apresenta um erro devido ao fato de que os relógios de satélite e do receptor não estão perfeitamente sincronizados (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001). Cada satélite gera seu sinal de acordo com o relógio que tem a bordo. O receptor gera uma réplica de cada sinal em relação ao seu próprio relógio. Portanto, a distância aparente correspondente, ou pseudodistância, é definida como o tempo de trânsito medido multiplicado pela velocidade da luz no vácuo (MONICO, 2008).

Existem três escalas de tempo a considerar: os tempos marcados pelos relógios dos satélites, pelo receptor e um terceiro tempo como um tempo de referência comum, tempo do GPS ( $t_{GPS}$ , *GPS Time*), definido como um composto de escala de tempo derivado dos tempos marcados pelos relógios das estações de monitoramento GPS e



onde  $\delta t_u(t)$  e  $\delta t^s(t)$  são os erros relativos ao  $t_{GPS}$  do relógio do receptor e do satélite, respectivamente. Inserindo os erros dos relógios no cálculo da pseudodistância, obtemos

$$\rho(t) = c[t + \delta t_u(t) - (t - \tau + \delta t^s(t - \tau))] + \epsilon_\rho(t), \quad (3.12)$$

sendo  $\epsilon_\rho(t)$  correspondente aos erros de medição de modelagem e os efeitos não modelados. O tempo de trânsito multiplicado pela velocidade da luz no vácuo pode ser modelado por (MISRA; ENGE, 2006)

$$c\tau = r(t, t - \tau) + I_\rho(t) + T_\rho(t), \quad (3.13)$$

onde  $r(t, t - \tau)$  representa a distância geométrica real entre a posição do receptor no tempo (t) e a posição do satélite no tempo  $(t - \tau)$ .  $I_\rho(t)$  e  $T_\rho(t)$  representam os atrasos sofridos pelo sinal ao cruzar a ionosfera e a troposfera, respectivamente. As velocidades nessas camadas são menores do que a considerada (a velocidade da luz), portanto ambas as camadas introduzem um atraso no sinal. Então podemos reescrever a equação para a pseudodistância como

$$\rho = r + I_\rho + T_\rho + c(\delta t_u - \delta t^s) + \epsilon_\rho. \quad (3.14)$$

A medida obtida pelos receptores *GPS* é a pseudodistância. Já uma medida com erros e ruído resultam na distância real do satélite,  $r$ .

### 3.3.5 Medidas da fase

Uma medida muito mais precisa do que a pseudodistância é a fase da portadora recebida do satélite. A medição da fase é a diferença entre as fases do sinal da portadora gerada pelo receptor e da portadora recebida do satélite no instante da medição. A fase é medida em termos do número de ciclos gerados ou recebidos desde o início de um intervalo. A fase de tempo (t) é definida como (MISRA; ENGE, 2006)

$$\phi(t) = \phi(t_0) + \int_{t_0}^t f(s) ds, \quad (3.15)$$

onde  $f(s)$  é a variação temporal da frequência e  $\phi(t_0)$  é a fase inicial. Se usarmos

um curto período de tempo  $(t - t_0)$  e o sinal gerado for muito estável, podemos dizer que

$$\phi(t) = \phi(t_0) + f_0 \cdot (t - t_0), \quad (3.16)$$

onde  $f_0$  é a frequência nominal específica gerada pelo oscilador. Com isso, podemos modelar a fase da portadora gerada pelo relógio do receptor.

Se considerarmos que os relógios de satélite e de receptor são perfeitos, eles estão sincronizados e que não há movimentos relativos entre o satélite e o receptor. Neste caso, as medições de fase permanecerão fixas em uma fração de um ciclo e a distância entre o satélite e o receptor será um número desconhecido de ciclos inteiros mais a fração do ciclo medido. Esta medida não contém informações sobre o número de ciclos inteiros chamados ambigüidade. Agora suponha que estamos medindo a fase da portadora enquanto o receptor ou o satélite se move de modo que a distância entre eles aumente um comprimento de onda. A fase correspondente será um ciclo inteiro mais a fração do ciclo medida antes do início do movimento.

A fase do sinal recebido a qualquer momento pode estar relacionada a fase no satélite no momento da transmissão pelo tempo de trânsito,  $\tau$ , do sinal. Seguindo com nosso sistema de relógio perfeito, a fase da portadora em unidades de ciclo seria (MISRA; ENGE, 2006)

$$\phi(t) = \phi_\mu(t_0) - \phi^s(t - \tau) + N, \quad (3.17)$$

onde  $\phi_\mu(t_0)$  é a fase do sinal gerado pelo receptor,  $\phi^s(t - \tau)$  corresponde à fase do sinal recebido do satélite no tempo  $t$ , ou a fase do sinal no satélite em  $(t - \tau)$  e  $N$  é a ambigüidade. Podemos simplificar a expressão anterior definindo

$$\phi^s(t - \tau) = \phi_\mu(t_0) - f \cdot \tau \quad e \quad (3.18)$$

também

$$\phi(t) = f \cdot \tau + N = \frac{r(t, t - \tau)}{\lambda} + N, \quad (3.19)$$

onde  $f$  e  $\lambda$  são a frequência e o comprimento de onda da portadora, respectivamente, e  $r(t, t - \tau)$  é, como no caso anterior, a distância geométrica entre a posição do

receptor no tempo  $r$  e a do satélite  $(t, t - \tau)$ . Se agora considerarmos todos os erros, relógios, atrasos devido à propagação através da atmosfera e erros de medição obtemos (MISRA; ENGE, 2006)

$$\phi = r + I_\phi + T_\phi + c(\delta t_\mu - \delta t^s) + N.\lambda + \epsilon_\phi, \quad (3.20)$$

onde  $I_\phi$  e  $T_\phi$  são os atrasos devidos à ionosfera e troposfera, respectivamente, e  $c$  é a velocidade da luz no vácuo.

### 3.3.6 Propagação do sinal

O sinal de GPS é afetado pelo meio no qual ele se propaga a partir de sua emissão pelo satélite até atingir o receptor. Essa distância varia de 20.000 km (na vertical) a 26.000 km (quando está no horizonte). Praticamente durante a maior parte dessa distância o sinal viaja em um meio que pode ser considerado como um vácuo, no entanto, nos últimos 1000 – 2000 km, ele entra na atmosfera da Terra, primeiro na ionosfera e depois na troposfera (MISRA; ENGE, 2006).

A atmosfera muda a trajetória e a velocidade dos sinais de rádio. A mudança na velocidade de propagação do sinal modifica o tempo de trânsito do sinal, a medida básica do GPS.

Definimos o índice de refração  $n = c/\nu$  de um meio como o quociente entre a velocidade de propagação do sinal no vácuo e a velocidade no meio. A velocidade de propagação da fase do sinal  $\nu_f$ , difere da velocidade do grupo,  $\nu_g$ , associada à propagação da amplitude da onda. A velocidade de grupo é definida como (MISRA; ENGE, 2006):

$$\nu_g = \nu_f + \lambda \frac{d\nu_f}{d\lambda}, \quad (3.21)$$

onde  $\lambda$  é o comprimento da onda e  $\frac{d\nu_f}{d\lambda}$  é a variação da velocidade da fase com o comprimento de onda. Os índices de refração correspondentes estão relacionados por: (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001)

$$n_g = n_f + f \frac{dn_f}{df}, \quad (3.22)$$

onde  $f$  é a frequência do sinal. No caso de um meio não dispersivo, a propagação da onda é independente da frequência e, portanto, ambas as velocidades são iguais.

### 3.3.7 Efeito ionosférico

A ionosfera, sendo um meio formado por íons e elétrons livres, afeta a propagação do sinal GPS que a atravessa. A velocidade de propagação de uma onda de rádio na ionosfera depende da quantidade de elétrons livres no caminho do sinal. Essa quantidade é chamada  $TEC$  e é definida como o número de elétrons em um cilindro de seção de  $1\text{ m}^2$  que se estende entre o satélite e o receptor (MISRA; ENGE, 2006). A expressão matemática é dada por:

$$TEC = \int_S^U n_e(l) dl, \quad (3.23)$$

onde  $n_e(l)$  é a variável densidade eletrônica ao longo do caminho do sinal e a integral se estende ao caminho entre o satélite e o receptor. O TEC é medido em unidades TEC (TECU, Total Electron Content units) e é equivalente a  $10^{16}\text{ e/m}^2$ . O índice de refração da fase na ionosfera é aproximado por uma série (SEEBER, 1993), resultando em:

$$n_f = 1 + \frac{c_2}{f^2} + \frac{c_3}{f^3} + \frac{c_4}{f^4} + \dots, \quad (3.24)$$

no qual  $c_2$ ,  $c_3$  e  $c_4$  somente dependem da densidade de elétrons e do caminho em que se propaga o sinal. Em primeira aproximação, o índice de refração para uma onda de frequência  $f$  é dado por:

$$n_P \approx 1 - \frac{40,3}{f^2} n_e, \quad (3.25)$$

onde  $n_P$  é o índice de refração da fase e  $n_e$  a densidade eletrônica, a constante 40,3 tem a dimensão ( $\text{m}^3/\text{s}^2$ ). Com esta expressão podemos calcular o atraso na fase  $\Delta\tau_P$  (em segundos) sofrida pelo sinal ao atravessar a ionosfera, como segue.

$$\Delta\tau_P = \frac{1}{c} \int_S^R (n_p(l) - 1) dl,$$

$$\begin{aligned}
&= -\frac{1}{c} \int \frac{40,3n_e(l)}{f^2} dl, \\
&= -\frac{40,3.TEC}{cf^2}.
\end{aligned} \tag{3.26}$$

O atraso da fase é negativo porque está progredindo. Esse avanço é diretamente proporcional ao número de elétrons no caminho do sinal. O atraso da fase em metros devido à ionosfera será

$$I_\phi = c.\Delta\tau_p = -\frac{40,3.TEC}{f^2}. \tag{3.27}$$

Da mesma forma, também podemos determinar o índice refrativo de grupo e o atraso de grupo como,

$$n_g = 1 + \frac{40,3n_e}{f^2}, \quad e \tag{3.28}$$

$$I_\rho = \frac{40,3.TEC}{f^2}. \tag{3.29}$$

Portanto, obtemos que os termos de atraso devido à ionosfera em pseudodistância e fase de portadora são iguais em magnitude, mas de sinal oposto,

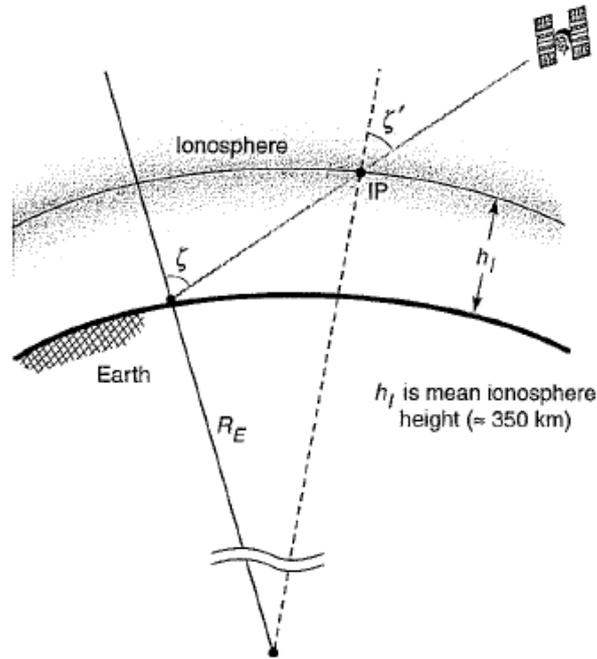
$$I_\rho = -I_\phi = \frac{40,3.TEC}{f^2}. \tag{3.30}$$

O efeito da ionosfera, ao contrário de outros erros, depende da frequência. Desta forma, um observável livre do erro ionosférico pode ser criado.

### 3.3.8 TEC vertical

A relação entre o TEC de uma linha de visão oblíqua sTEC (Slant TEC) e o TEC vertical vTEC (Vertical TEC) no IPP (ponto onde o sinal fura a ionosfera considerada concentrada em uma casca esférica a 350 km de altitude), pode ser obtida através do mapeamento na vertical do sTEC (MISRA; ENGE, 2006), como mostrado na Figura 3.8.

Figura 3.8 - Representação geométrica do caminho de propagação de um sinal de satélite para o receptor.



Fonte: Misra e Enge (2006)

O TEC vertical pode ser obtido da relação:

$$vTEC = \cos\xi' TEC(\xi) \quad (3.31)$$

onde:  $\cos(\xi')$  = função de mapeamento e  $\xi'$  = ângulo zenital;

A função de mapeamento é dada pela equação.

$$\cos(\xi') = \left[ 1 - \left( \frac{R_E \cos\xi'}{R_E + h_I} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (3.32)$$

onde  $R_E$  é o raio terrestre,  $\xi'$  é o ângulo de elevação do satélite e  $h_I$  é a altitude de perfuração ionosférica.

### 3.3.9 Cálculo do TEC a partir das pseudodistâncias

As pseudodistâncias são medidas do intervalo de tempo da propagação do sinal entre o satélite e o receptor convertidas para unidades de comprimento. É necessário

multiplicar esse valor de tempo pela velocidade da luz como será descrito a seguir. O procedimento para a determinação da pseudodistância, pode ser descrito supondo que tanto o relógio do satélite como do receptor controlam a geração de sinal e estão perfeitamente sincronizados. Quando o código Pseudo-Random-Noise (PRN) é transmitido a partir do satélite, o receptor gera uma réplica exata do código. Depois de um certo intervalo de tempo, equivalente ao tempo de viagem do sinal no espaço, o código transmitido é recebido pelo receptor. Comparando-se o código transmitido e a sua réplica, o receptor pode calcular o tempo de viagem do sinal. Multiplicando o tempo de viagem pela velocidade da luz (299729458 m/s) tem-se a distância entre o satélite e o receptor.

Utilizando a Equação (3.14) para L1 e L2, e a seguir fazendo a subtração obtém-se:

$$\rho_{L1} - \rho_{L2} = I_{L1}(t) + I_{L2}(t). \quad (3.33)$$

Também, substituindo na Equação (3.30) L1 e L2 e o resultado obtido substituímos na Equação (3.33), esta pode ser reorganizada e escrita da forma da Equação (3.34):

$$TEC_{pseudo} = (\rho_{L1} - \rho_{L2}) \left( \frac{f_{L1}^2 \times f_{L2}^2}{f_{L1}^2 - f_{L2}^2} \right) \left( \frac{1}{40,3} \right). \quad (3.34)$$

Após a subtração da pseudodistância, substituindo as frequências L1 e L2, os termos que não dependem da frequência, tais como: distância geométrica entre o satélite e o receptor ( $r$ ) e o erro troposférico ( $T$ ) são eliminados, e os erros devidos a os relógios e erros de hardware devido a satélites ou receptores são desprezíveis em relação ao erro gerado pela ionosfera.

### 3.3.10 Cálculo do TEC a partir da fase da portadora

Outra medida dos intervalos entre o satélite e o receptor pode ser obtida por meio da fase da portadora. A distância entre o satélite e o receptor possui um número desconhecido de ciclos inteiros mais uma fração do ciclo medido. Um receptor de GPS não tem meios para distinguir um ciclo de outro. Em outras palavras, ele não é capaz de determinar o número de ciclos completos entre o satélite e o receptor. O que é medido é a fração de ciclo, enquanto que o número inicial de ciclos completos permanece desconhecido ou ambíguo. Felizmente, o receptor tem a capacidade de se lembrar das mudanças de fase após o início da transmissão, de modo que a ambiguidade inicial do ciclo permanece inalterada ao longo do tempo, desde que não haja atenuantes ou a perda do sinal.

Substituindo na Equação (3.20) L1 e L2, e então realizando a subtração obtém-se:

$$\phi_{L1} - \phi_{L2} = I_{L1}(t) + I_{L2}(t). \quad (3.35)$$

Finalmente, substituindo na Equação (3.30) L1 e L2 e o resultado obtido substituímos na Equação (3.35), esta pode ser reorganizada e escrita da forma da Equação (3.36):

$$TEC_{phase} = (\phi_{L1} - \phi_{L2}) \left( \frac{f_{L1}^2 \times f_{L2}^2}{f_{L1}^2 - f_{L2}^2} \right) \left( \frac{1}{40, 3} \right). \quad (3.36)$$

Fazendo as diferenças entre as pseudodistâncias e na fase da portadora entre as duas frequências, são eliminadas contribuições que não dependem da frequência, e digamos, a distância geométrica, os erros dos relógios, o atraso troposférico, os efeitos não modelados, erros de modelagem e erros na medida. Essas diferenças serão compostas de atraso ionosférico, multipercurso, ambigüidade e hardware tendencioso.

### 3.3.11 Nivelamento da Fase da portadora com a Pseudodistância

Uma vez que a medição da pseudodistância é inequívoca mas ruidosa e o portador é muito preciso mas ambíguo, o nível do TEC derivado da portadora é ajustado ao TEC derivado da correspondente diferença de pseudo intervalo para cada par de satélites e receptores. A combinação de medidas TEC obtidas na Equação 3.37 é baseada na a técnica desenvolvida por Gopi Seemala, no Boston College (SEEMALA; VALLADARES, 2011).

$$TEC_{combi} = TEC_{phase} - \langle TEC_{Phase} - TEC_{pseudo} \rangle \quad (3.37)$$

A ambigüidade é removida pela média do  $\langle TEC_{Phase} - TEC_{pseudo} \rangle$  TEC por uma passagem de satélite. No entanto, o resultado ainda inclui bias instrumentais de satélites e receptores das medições de pseudodistância e portadora.



## 4 METODOLOGIA

Neste trabalho serão utilizados dois métodos para calcular o SAIDs. As técnicas são a transformada *Hilbert Huang* (HHT) (HUANG et al., 1998) e a transformada *Wavelet* Contínua (CWT) (CHAN, 1995). Estas duas técnicas são amplamente utilizadas para decompor sinais. A metodologia adotada para tal finalidade envolverá os procedimentos descritos a seguir.

A princípio serão escolhidos três eventos de terremoto com diferentes magnitudes na América do Sul, fornecidos pela rede *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS) (os dados estão disponíveis em [http://ds.iris.edu/wilber3/find\\_event](http://ds.iris.edu/wilber3/find_event)), que ocorreram no dia 14 de janeiro de 2018, às 9 : 18 : 45 UT, localizado perto da costa do Peru, magnitude  $M_W = 7,1$  que será denominado daqui em diante como Evento1; no dia 02 de abril de 2018, às 13 : 40 : 34 UT, localizado ao sul do Bolívia, magnitude  $M_W = 6,8$  como Evento2; e no dia 21 de janeiro de 2018, às 01 : 06 : 42 UT, localizado ao norte do Chile, magnitude  $M_W = 6,3$  como Evento3. Mais detalhes sobre as características destes eventos estão resumidas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Características de três eventos sísmicos que ocorreram em 2018 na América do Sul para o estudo.

	Data (UTC)	País	Magnitude	Latitude	Longitude	Profundidade
Evento1	180114 09:18:45	Peru	7,1 $M_W$	-15,76°	-74,71°	39 km
Evento2	180402 13:40:34	Bolívia	6,8 $M_W$	-20,66°	-63,01°	559 km
Evento3	180121 01:06:42	Chile	6,3 $M_W$	-18,85°	-69,46°	116 km

Fonte: Produção do autor.

Os dados utilizados nesta dissertação foram obtidos por sismógrafos, magnetômetros e receptores de GPS. Para realizar a análise dos eventos acima descritos, verificou-se a disponibilidade de dados de sismógrafos que estão próximos do epicentro para calcular o espectro gerado, deslocamento vertical do solo, e a velocidade de propagação das ondas na superfície do solo. Para os dados de sismógrafos, estão disponíveis as componentes verticais (BHZ), fornecidas pela rede IRIS, cujas coordenadas geográficas e os códigos IAGA dos sismógrafos são apresentados na Tabela 4.2 para o Evento1, Tabela 4.3 para o Evento2, e Tabela 4.4 para o Evento3, enquanto que as suas localizações são apresentadas nas Figuras 4.1, 4.2, e 4.3 para Evento1, Evento2, e Evento3, respectivamente.

Tabela 4.2 - Coordenadas geográficas das estações sísmicas da rede IRIS utilizadas nesse trabalho, e suas respectivas distância do epicentro para Evento1.

Códigos IAGA	Nome da estação	Latitude	Longitude	Distância
NNA	Nana, Peru	-11,99°	-76,84°	4,30°
GO01	Chusmiza, Chile	-19,67°	-69,19°	6,55°
LVC	Limon Verde, Chile	-22,61°	-68,91°	8,77°
GO03	Copiapo, Chile	-27,59°	-70,23°	12,54°
SAML	Samuel, Brasil	-8,95°	-63,18°	13,15°

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.3 - Coordenadas geográficas das estações sísmicas da rede IRIS utilizadas nesse trabalho, e suas respectivas distância do epicentro para Evento2.

Códigos IAGA	Nome da estação	Latitude	Longitude	Distância
AF01	San Pedro de Atamaca, Chile	-22,95°	-68,18°	5,32°
LPAZ	La Paz, Bolivia	-16,29°	-68,13°	6,54°
GO02	Mina Guanuco, Chile	-25,16°	-69,59°	7,55°
SAML	Samuel, Brasil	-8,95°	-63,18°	11,71°
NNA	Nana, Peru	-11,99°	-76,84°	15,84°

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.4 - Coordenadas geográficas das estações sísmicas da rede IRIS utilizadas nesse trabalho, e suas respectivas distância do epicentro para Evento3.

Códigos IAGA	Nome da estação	Latitude	Longitude	Distância
TA01	Daracena, Chile	-20,57°	-70,18°	1,84°
AC01	Pan de Azucar, Chile	-26,15°	-70,60°	7,37°
NNA	Nana, Peru	-11,99°	-76,84°	9,89°
CO06	IV Region Coquimbo, Chile	-30,67°	-71,63°	11,98°
VA06	Catapilco, Chile	-32,56°	-71,30°	13,81°

Fonte: Produção do autor.

Em seguida para as análises, obtém-se os dados do magnetômetro disponíveis em diferentes estações que estão localizadas perto do epicentro do terremoto, a fim de detectar as possíveis perturbações magnéticas sismogênicas. Para alcançar este fim, utilizou-se a componente horizontal dos dados de magnetômetro (H) com resolução de 1 minuto, fornecidos pelos *Instituto Geofísico del*

Perú (IGP) e *International Real – time Magnetic Observatory Network* (Intermagnet) (dados disponíveis em <http://www.intermagnet.org/data-donnee/download-eng.php>), *Low – Latitude Ionospheric Sensor Network* (LISN) (dados disponíveis em <http://lisn.igp.gob.pe>) e *Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial* (EMBRACE) (dados disponíveis em <http://www2.inpe.br/climaespacial/portal/pt/>), cujas localizações são apresentadas nas Figuras 4.1, 4.2, e 4.3 para Evento1, Evento2, e Evento3, respectivamente; e cujas coordenadas geográficas e os códigos IAGA dos sismógrafos são apresentados na Tabela 4.5 para o Evento1, Tabela 4.6 para o Evento2, e Tabela 4.7 para o Evento3.

Tabela 4.5 - Coordenadas geográficas das estações magnéticas para Evento1.

Códigos IAGA	Nome da estação	Latitude	Longitude	Rede
ANCO	Ancon	-11, 776°	-77, 150°	IGP
AREQ	Arequipa	-16, 465°	-71, 493°	IGP
HUAN	Huancayo	-12, 042°	-75, 321°	IGP
LEON	Casleo(El Leoncito)	-31, 800°	-69, 293°	LISN
NAZC	Nazca	-14, 826°	-74, 915°	IGP
PIUR	Piura	-5, 1699°	-80, 639°	IGP
PUER	Puerto Maldonado	-12, 586°	-69, 187°	LISN
TUCU	Tucuman	-26, 840°	-65, 230°	LISN
VSS	Vassouras	-22, 402°	-43, 652°	EMBRACE

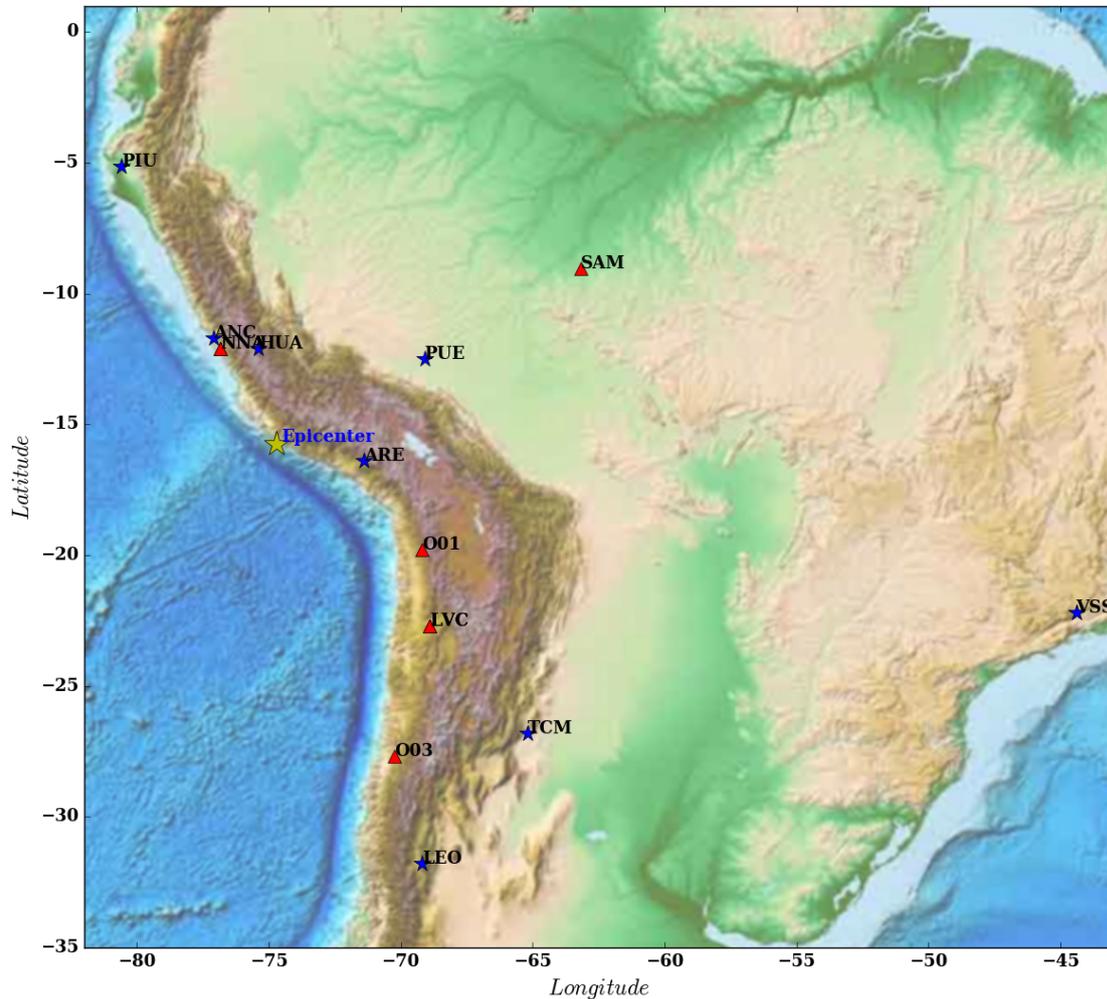
Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.6 - Coordenadas geográficas das estações magnéticas para Evento2.

Códigos IAGA	Nome da estação	Latitude	Longitude	Rede
AREQ	Arequipa	-16, 465°	-71, 493°	IGP
CBA	Cuiba	-15, 560°	-56, 070°	EMBRACE
HUAN	Huancayo	-12, 042°	-75, 321°	IGP
JICA	Jicamarca	-11, 952°	-76, 876°	IGP
NAZC	Nazca	-14, 826°	-74, 915°	IGP
PIL	Pilar	-31, 700°	-63, 400°	INTERMAGNET
PUER	Puerto Maldonado	-12, 586°	-69, 187°	LISN
SLZ	São Luís	-2, 5945°	-44, 210°	EMBRACE
TUCU	Tucuman	-26, 840°	-65, 230°	LISN

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.1 - Mapa com localização das estações sísmicas e geomagnéticas utilizadas para estudo do Evento1.

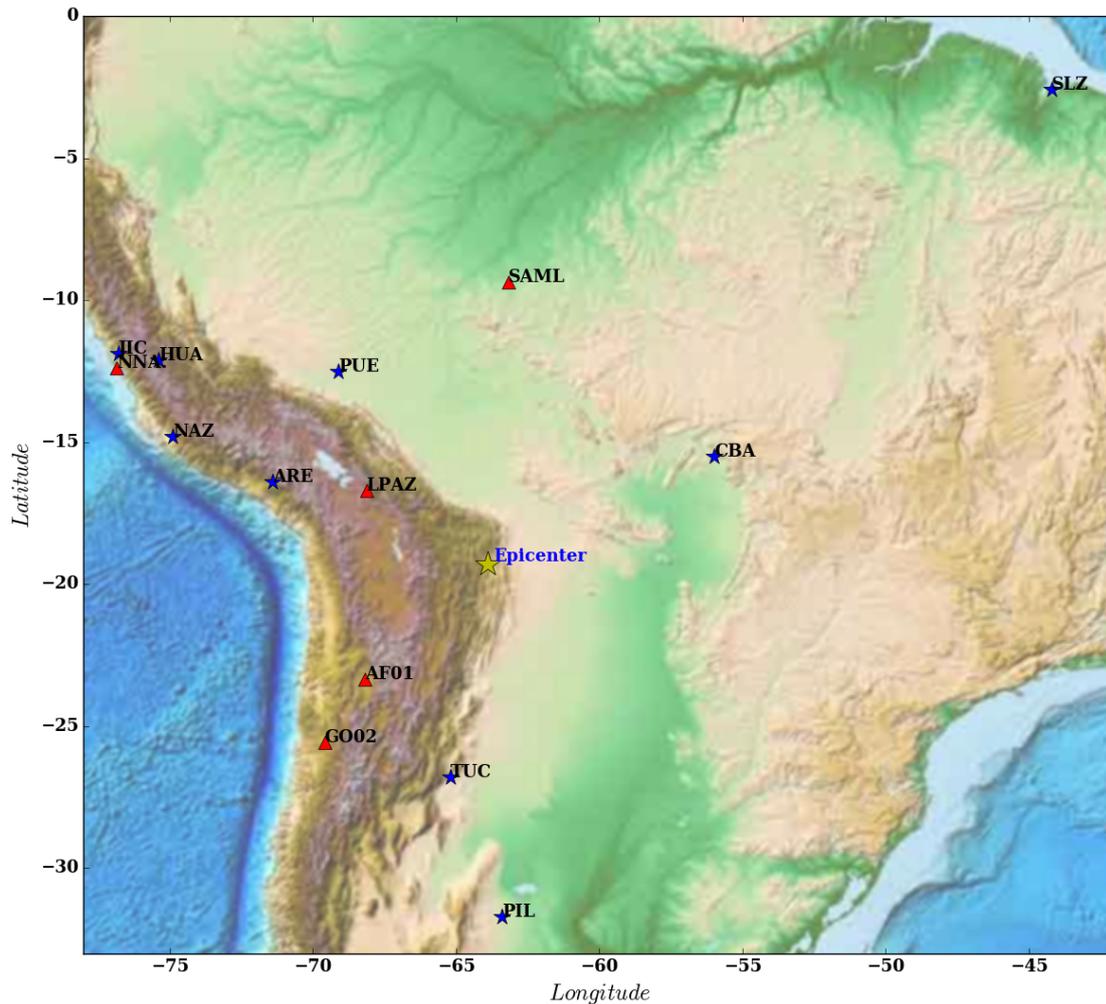


A estrela amarela representa o epicentro do terremoto, os triângulos vermelhos representam os estações sísmicas e as estrelas azuis representam os estações geomagnéticas.

Fonte: Produção do autor.

A sondagem ionosférica com o uso de GPS é conhecida por ser uma das ferramentas mais poderosas para sensoriamento remoto da ionosfera. A natureza dispersiva da ionosfera reduz a utilidade de medições de GPS de frequência única. Medições de GPS de dupla frequência (1,2 e 1,5 GHz) podem fornecer informações integrais calculando o código diferencial e as medições da fase da portadora registradas pelos receptores GPS baseados em terra. Por esse motivo também buscamos por estações GNSS próximas do epicentro do terremoto, para cada um dos eventos. Para o dia do

Figura 4.2 - Mapa com localização das estações sísmicas e geomagnéticas utilizadas para estudo do Evento2.

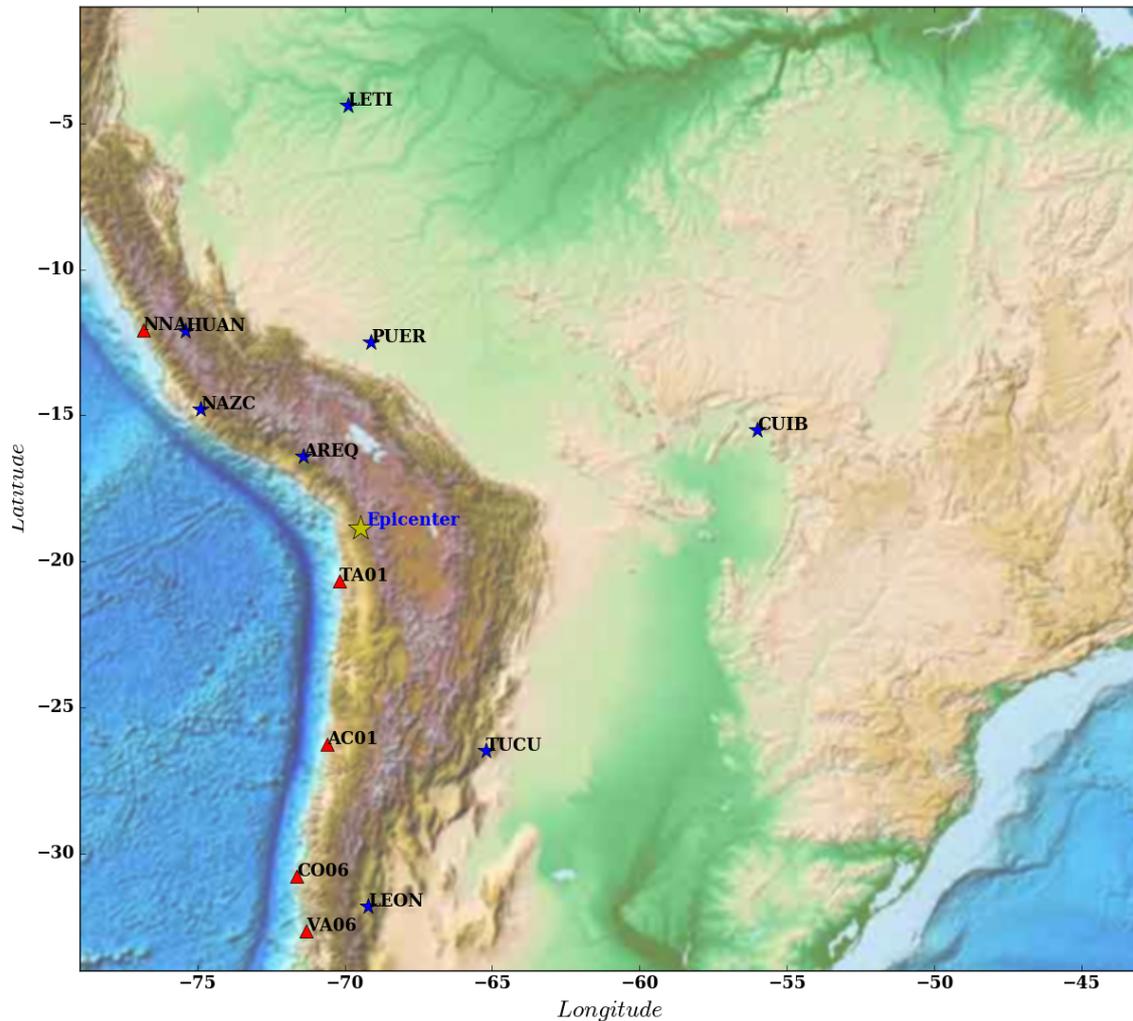


Idem explicação da figura anterior.

Fonte: Produção do autor.

Evento1, encontrou-se três estações como mostrado na Tabela 4.8; para o Evento2, tem-se nove estações mostradas na Tabela 4.9; e para o Evento3, oito estações são mostradas na Tabela 4.10. Logo, será analisado a trajetória do IPP dos satélites baseado na terceira lei de Kepler para cada um dos eventos. Por exemplo, para o Evento1, na Figura 4.4 mostra-se a trajetória do IPP de 09:00 UT até 11:20 UT. Observa-se na figura que dos 32 satélites GPS disponíveis, os possíveis candidatos para registrar as perturbações geradas pelo evento sísmico são consequentemente reduzidos para PRN 12, PRN 18 e PRN 19. Devido à proximidade com o evento

Figura 4.3 - Mapa com localização das estações sísmicas e geomagnéticas utilizadas para estudo do Evento3.



Idem explicação da Figura 4.1.

Fonte: Produção do autor.

sísmico analisado, o satélite PRN 6 tem poucos dados, ao passo que o satélite PRN 2 se encontra muito longe do epicentro.

Como o TEC é um parâmetro integral, é impossível determinar a altura do distúrbio ionosférico. No entanto, a principal contribuição para as variações do TEC devem ocorrer em torno da altura da ionização máxima. Isso nos permite considerar a ionosfera como uma camada fina localizada na altura  $h_{max}$  da camada ionosférica  $F_2$ , e o TEC representado como um ponto de interseção de uma linha de visão com

Tabela 4.7 - Coordenadas geográficas das estações magnéticas para Evento3.

Códigos IAGA	Nome da estação	Latitude	Longitude	Rede
AREQ	Arequipa	-16,465°	-71,493°	IGP
CUIB	Cuiba	-15,560°	-56,070°	LISN
HUAN	Huancayo	-12,042°	-75,321°	IGP
LEON	Casleo(El leoncito)	-31,800°	-69,293°	LISN
LETI	Leticia	-4,1937°	-69,946°	LISN
NAZC	Nazca	-14,826°	-74,915°	IGP
PUER	Puerto Maldonado	-12,586°	-69,187°	LISN
TUCU	Tucuman	-26,840°	-65,230°	LISN

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.8 - Coordenadas geográficas das estações de GPS para o evento 1.

Códigos IAGA	Localização	Latitude	Longitude	Rede
AREQ	Arequipa	-16,361°	-71,493°	UNAVCO
LAYA	Ayacucho	-13,069°	-74,206°	LISN
LPUC	Pucallpa	-8,3286°	-74,574°	LISN

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.9 - Coordenadas geográficas das estações de GPS para o evento 2.

Códigos IAGA	Localização	Latitude	Longitude	Rede
BLOV	Llica	-16,465°	-71,493°	LISN
COLO	Colorado	-22,167°	-67,804°	UNAVCO
MSPP	mspp	-22,622°	-55,609°	RBMC
MTLA	mtla	-15,228°	-59,351°	RBMC
LPTS	Potosi	-19,582°	-65,75374°	LISN
LTAC	Tacna	-18,005°	-70,226°	LISN
RDEO	Challapata	-18,902°	-66,768°	UNAVCO
UTUR	Uturuncu	-22,242°	-67,206°	UNAVCO

Fonte: Produção do autor.

esta camada fina. Foi traçado a propagação de distúrbios ionosféricos de origem sísmica que se propagam pelo ponto sub-ionosférico (SIP), que é uma projeção de um ponto de perfuração ionosférico direcionado para a superfície da Terra. Neste trabalho, foi considerado o valor de  $h_{max}$  como 300 km. Ângulos de baixa elevação tendem a aumentar a extensão horizontal da região ionosférica representada por

uma medição. Portanto, aqui foi usado apenas dados com elevações superiores a 20 graus.

Tabela 4.10 - Coordenadas geográficas das estações de GPS para o evento 3.

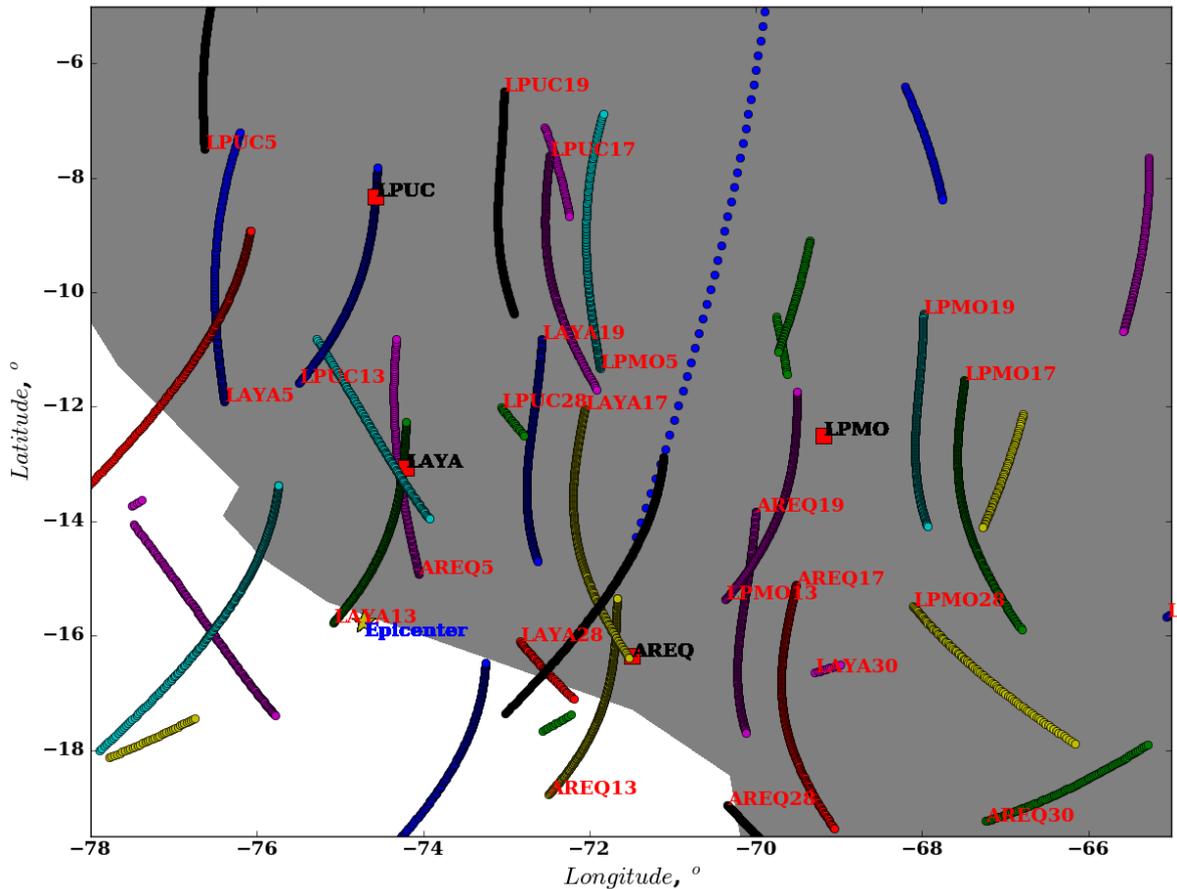
Códigos IAGA	Localização	Latitude	Longitude	Rede
AREQ	Arequipa	-16,361°	-71,493°	UNAVCO
BLOV	Llica	-16,465°	-71,493°	LISN
LAYA	Ayacucho	-13,069°	-74,206°	LISN
LPTS	Potosi	-19,582°	-65,75374°	LISN
LTAC	Tacna	-18,005°	-70,226°	LISN
RDEO	Challapata	-18,902°	-66,768°	UNAVCO

Fonte: Produção do autor.

Agora, serão apresentadas a técnica de obtenção do parâmetro principal utilizado nesta dissertação, os dados de TEC e a metodologia utilizada em sua análise. Nas Equações (3.34) e (3.36), é descrito o TEC, que não é uma medida direta de observações de GPS, e para obtê-las, são aplicadas as chamadas técnicas de calibração. Estas técnicas são procedimentos de estimação que calculam o TEC a partir dos observáveis GPS do sinal transmitido do satélite para o receptor. Estes observáveis, como visto na Seção 3.3, são o código  $P$  e a fase  $L$  dos sinais  $f_1$  e  $f_2$ . Esta informação é encontrada nos arquivos *Receiver INdependent EXchange* (RINEX) gerados nos receptores GPS, descritos no Anexo A. Realizando medições de dupla frequência, e da combinação destas observáveis, é possível obter a distância geométrica receptor-satélite e o atraso ionosférico, e portanto, o TEC.

Em princípio, conhece que o movimento dos satélites artificiais de GPS é elíptico, portanto, é utilizada a terceira lei do Kepler para reproduzir a trajetória do GPS, sendo esta utilizada para correção dos dados de navegação, devido ao fato do satélite sofrer a ação de várias forças externas que alteram sua trajetória. Estas forças, ou perturbações, podem ser divididas em dois grupos: as gravitacionais e as não gravitacionais. No primeiro grupo, tem-se as perturbações devido à não esfericidade da Terra, à atração de corpos externos ao sistema (atração luni-solar), e às marés oceânicas e terrestres. No segundo grupo, estão as perturbações devido as ao arraste atmosférico e à pressão de radiação solar, direta e indireta. O primeiro passo para obter a trajetória é a leitura dos arquivos de observação RINEX. Este arquivo contém as medidas do *código*, que fornece estimativas do tempo de trânsito aparente do sinal e da *fase* da portadora, que fornece medições da fase portadora recebida em relação

Figura 4.4 - Localização da estação de GPS e trajetória do IPP usada para estudo do terremoto do Evento1.



A estrela em amarelo representa o epicentro do terremoto, os quadrados vermelhos representam as estações de GPS e as linhas coloridas representam a trajetória do IPP, de 9:00 UT até 11:20 UT.

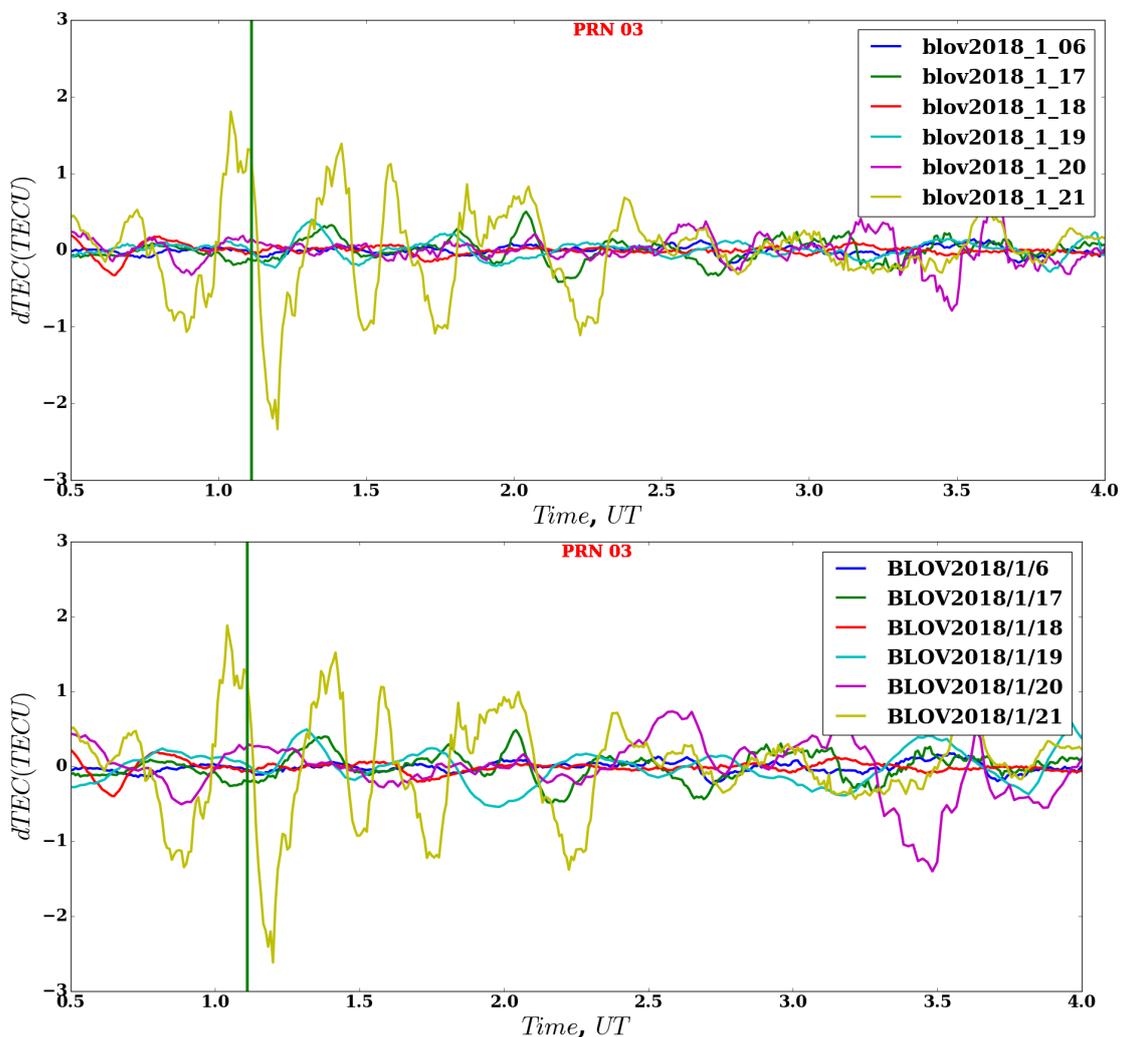
Fonte: Produção do autor.

à fase do sinal senoidal gerada pelo relógio do receptor.

A técnica usada para obter o TEC nesta pesquisa foi desenvolvida em Python 2.7 inicialmente pelo Dr. Esfhan Alam Kherani, no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), e o procedimento estima os valores de TEC por meio da Equação 3.37. Este método foi validado com uma técnica amplamente utilizada para calcular o TEC do Gopi Seemala (SEEMALA; VALLADARES, 2011), onde os resultados obtidos pelos dois métodos são mostrados nas Figuras 4.5. Pode-se observar que o cálculo de perturbações registradas nos dois métodos mostram resultados bem similares para o parâmetro dTEC, principalmente para a data do terremoto (21/01/2018). Neste

trabalho, mostraremos pela primeira vez os resultados obtidos com essa técnica, que posteriormente pode ser aplicada em muitos estudos ionosféricos, por exemplo, para a análise de anomalias ionosféricas relacionadas a terremotos, tsunamis ou efeitos ionosféricos de tempestades geomagnéticas. Os métodos de cálculo do TEC foram descritos em detalhe em vários artigos (por exemplo, (AFRAIMOVICH et al., 2001; ASTAFYEVA et al., 2009)).

Figura 4.5 - Comparação dos resultados obtidos com o método desenvolvido e método do Gopi Seemala, para PRN03, e para as datas mostradas na figura.



A tabela superior mostra os resultados obtidos com Gopi Seemala e a tabela inferior os resultados desenvolvidos para este trabalho.

Fonte: Produção do autor.

Os dados de GPS usados neste estudo vêm de receptores de taxa de 30 s fornecidos pela *Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas* (GNSS-RBMC) (dados disponíveis em [https://ww2.ibge.gov.br/home/geociencias/download/tela\\_inicial.php?tipo=8](https://ww2.ibge.gov.br/home/geociencias/download/tela_inicial.php?tipo=8)), UNAVCO (dados disponíveis em <ftp://data-out.unavco.org/pub/rinex/>), EMBRACE, IGP e LISN para os eventos mencionados acima.

#### 4.1 Análise Wavelet

A análise Wavelet é uma técnica amplamente aplicada em geofísica, pois pode ser utilizada como ferramenta de integração para extrair informações sobre processos ou como base para a representação ou caracterização dos processos estudados (KUMAR, 1997). Esta transformação é eficiente para a análise local de sinais não estacionários e de transitoriedade rápida, como a Short-time Fourier transform (STFT) (CHAN, 1995). De um modo muito geral, a Transformada Wavelet de uma função  $s(t)$ , é a decomposição de  $s(t)$  em um conjunto de funções  $\psi_{s,\tau}(t)$ , que formam uma base e são chamadas de “Wavelets” (SHENG, 1996). De fato, existe uma correspondência entre escala e frequência e a transformada de wavelet pode ser considerada como sendo uma representação em tempo-frequência (MORI et al., 1995).

Neste trabalho, a análise Wavelet tem sido aplicada como uma técnica para obter informações sobre distúrbios ionosféricos devido à sua utilidade em detectar irregularidades locais, pois possibilita localizar frequências em um tempo determinado (TORRENCE; COMPO, 1998). A transformada Wavelet pode ser usada para analisar séries temporais que contêm componentes não estacionários em diferentes frequências (DAUBECHIES, 1992), como as perturbações que serão analisadas aqui. A transformada Wavelet é definida como:

$$CWT(a, \tau) = \int s(t)\psi_{a,\tau}^*(t)dt. \quad (4.1)$$

As Wavelets são geradas a partir da translação e mudança de escala de uma mesma função wavelet  $\psi(t)$ , chamada de *Wavelet* mãe, onde  $\psi^*(t)$  é sua função complexa conjugada, e é definida como

$$\psi_{a,\tau}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}}\psi\left(\frac{t-\tau}{a}\right), \quad (4.2)$$

no qual  $a$  é o fator de escala e  $\tau$  é o fator de localização.

As Wavelets,  $\psi_{a,\tau}(t)$  geradas a partir da mesma função Wavelet mãe  $\psi(t)$  têm diferentes escalas  $a$  e localização  $\tau$ , mas todas elas têm a mesma forma. Os fatores de escala são sempre usados com  $a > 0$ . As Wavelets são dilatadas quando a escala  $a > 1$  e são contraídas quando  $a < 1$ . Assim, a alteração do valor de  $a$  cobre diferentes faixas de frequências. Valores grandes do parâmetro  $a$  correspondem a frequências baixas, ou grande pseudo-períodos. Pequenos valores de  $a$  correspondem a altas frequências, ou uma escala muito pequena de  $\psi_{a,\tau}(t)$  (DAUBECHIES, 1992).

Existem diversas funções Wavelets reais ou complexas que podem ser usadas como Wavelet mãe, dentre elas destacam-se as Wavelets de Morlet, MorletReal, Daubechies, Meyer, Coiflet, Gabor, Marr (“Mexican hat”), Poisson, Bessel, Cauchy, Bessel, Shannon, Franklin, Haar, e etc (COSTA, 2018). A primeira coisa a considerar é a forma da Wavelet. Para decompor os dados, foram escolhidos para o nosso estudo a Wavelet Morlet e MorletReal porque elas são comumente usadas devido à relação entre escala e pseudo-frequência ser igual a um quando  $\sigma = 1$  e  $\omega_0 = 2\pi$ . como será discutido a seguir.

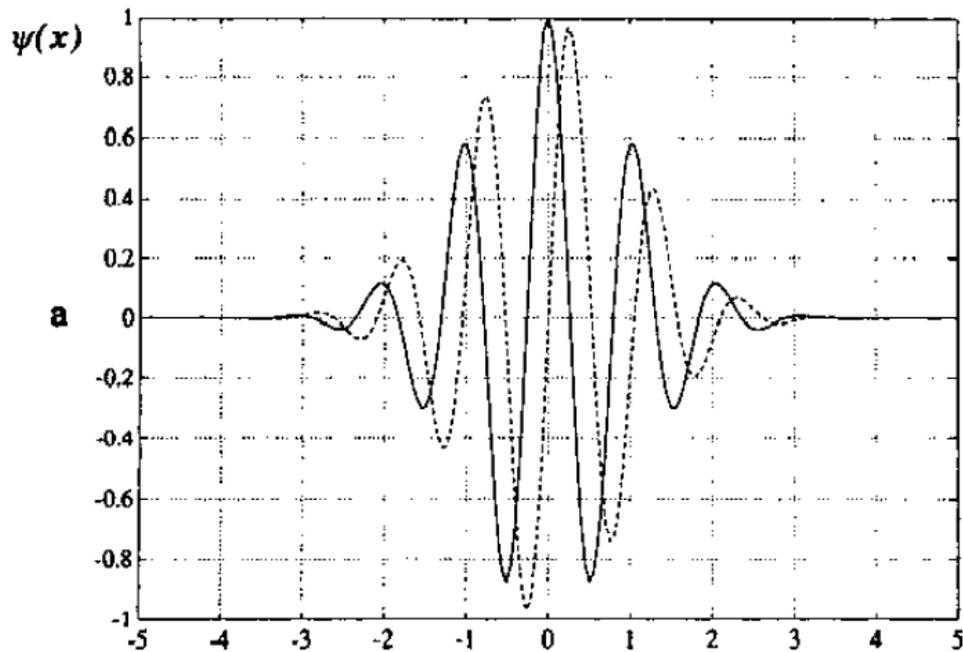
#### 4.1.1 Wavelet de Morlet

Existem várias formas de se escrever a Wavelet de Morlet. A wavelet de Morlet é constituído de uma onda plana modulada por uma função Gaussiana representado pelo Equação 4.3, e como função Wavelet mãe deve ter média zero e estar localizada tanto no tempo como no domínio da frequência (FARGE, 1992), como mostrado na Figura 4.6. Imediatamente, tem-se dois exemplos de função Wavelet mãe de Morlet.

$$\psi(t) = \exp\left(\frac{-t^2}{2\sigma^2}\right) \exp(i\omega_0 t). \quad (4.3)$$

A função Wavelet de Morlet é uma função complexa, o que permite analisar a fase e o módulo do sinal decomposto. Em geral, escolhe-se a forma ortogonal que Jean Morlet usou, em que  $\sigma = 1$  e  $\omega_0 = 2\pi$ , de tal forma que a condição de admissibilidade é satisfeita (DAUBECHIES, 1992). O parâmetro  $\omega_0$  provê a informação de quão boa é a relação tempo-frequência. Valores pequenos de  $\omega_0$  fazem com que se tenha uma boa resolução temporal, enquanto valores maiores provêm uma boa resolução em frequência. Deve-se atentar para o fato de que, para  $\omega_0 < 1$ , ocorre uma quebra na condição de admissibilidade.

Figura 4.6 - Função wavelet mãe Morlet.



Fonte: Farge (1992)

Na prática, a Wavelet Morlet mostrada na Figura 4.6 é definida como o produto de uma onda exponencial complexa e um envelope Gaussiano. Outra maneira de definir Wavelet de Morlet é para a transformada Wavelet Contínua usando a Wavelet de Morlet (TORRENCE; COMPO, 1998), onde a Wavelet mãe é

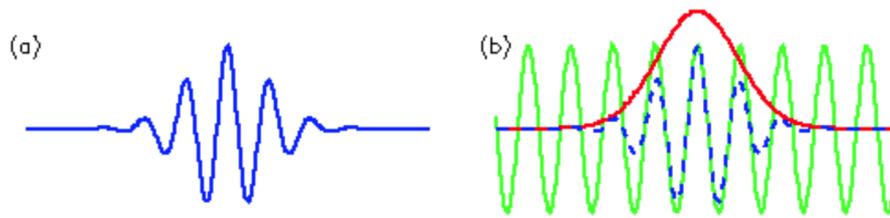
$$\psi_0(t) = \pi^{-1/4} \exp(i\omega_0 t) \exp\left(\frac{-t^2}{2}\right), \quad (4.4)$$

onde  $\psi_0(t)$  é o valor da wavelet no tempo  $t$ , e  $w_0$  é o número da onda. Esta é a função wavelet básica. Existe um número infinito de outras ondas mãe que podem ser escolhidas (TORRENCE; COMPO, 1998).

Deve-se primeiro escolher o número de onda, que dá o número de oscilações dentro da própria Wavelet. Uma condição da transformada Wavelet é que a média da Wavelet em si deve ser zero. Na prática, escolhe-se  $w_0 = 2\pi$ , os erros devidos a uma média diferente de zero são menores que os erros típicos de arredondamento do computador (TORRENCE; COMPO, 1998; FARGE, 1992).

Na Figura 4.7 (a) tem-se um exemplo de um pacote de ondas, de duração finita e com

Figura 4.7 - Onda wavelet Morlet.



(a) Onda Morlet de largura arbitrária e amplitude, com o tempo ao longo do eixo x. (b) Construção da wavelet de Morlet (linha tracejada azul) como uma curva senoidal (verde) modulada por um gaussiano (vermelho).

Fonte: Jacques (2013).

uma frequência específica. Esta Wavelet tem a vantagem de incorporar uma onda de um certo período, além de ser de extensão finita. De fato, a Wavelet mostrada na Figura 4.7 (a) (chamada wavelet de Morlet) nada mais é do que uma onda senoidal (curva verde na Figura 4.7 (b)) multiplicada por um envelope Gaussiano (curva vermelha).

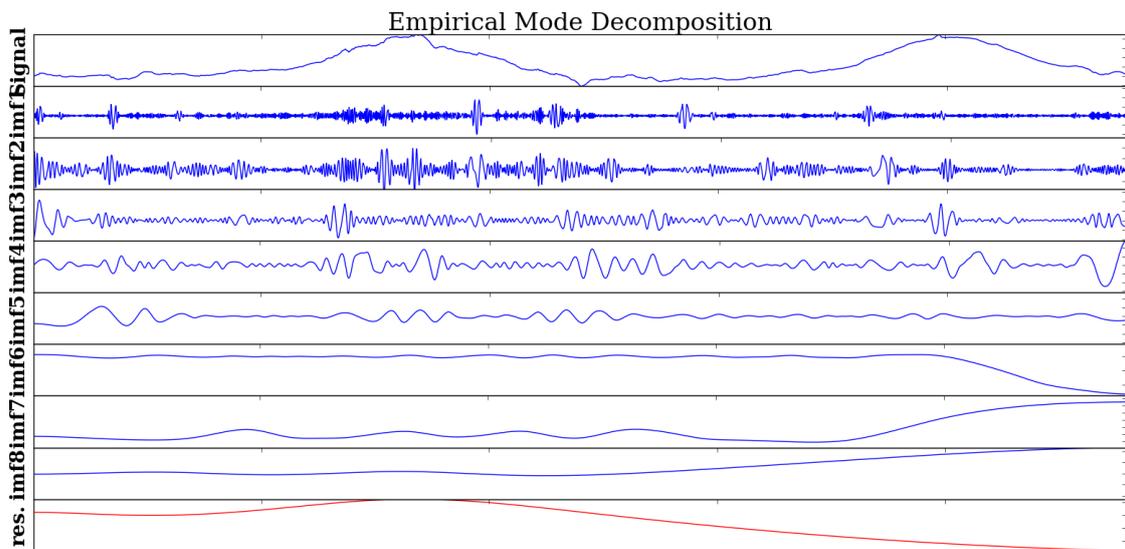
Esta técnica de análise foi aplicada para estudos de perturbação de efeitos ionosféricos causados por terremotos e tsunamis (KHERANI et al., 2016; KLAUSNER et al., 2016).

## 4.2 Algoritmo de Decomposição em Modo Empírico (DME)

Ferramentas matemáticas de análise de sinais são largamente utilizadas para identificar flutuações internas em séries temporais em termos de frequência ou tamanho de escala. No entanto, sabe-se que a própria natureza destas ferramentas impõem restrições sobre como estas séries podem ser interpretadas, como é o caso de ferramentas associadas à Transformada de Fourier, que se baseia na propriedade matemática de que qualquer sinal periódico pode ser reconstruído a partir da soma de funções senoidais com diferentes frequências. Num primeiro momento, esta característica permite identificar a contribuição de cada uma dessas funções na constituição da série temporal. Entretanto, funções senoidais são infinitas em extensão e possuem fases e amplitudes constantes, o que implica que para as séries temporais que elas descrevem deveriam ser necessariamente estacionárias e lineares, o que não é o caso da grande maioria dos sinais. Assim é preferível utilizar uma ferramenta matemática que não contenha esses vínculos (BARNHART, 2011).

O algoritmo de DME, é um método desenvolvido para a análise de sinais reais não estacionários e não lineares. Esta técnica baseia-se em decompor os dados em um número finito e muitas vezes pequeno de *funções de modo intrínseco* (FMI) que suportam transformações de Hilbert bem comportadas (HUANG et al., 1998). Um exemplo dessa decomposição, pode ser vista na Figura 4.8.

Figura 4.8 - Decomposição em modo empírico da componente horizontal dos dados do magnetômetro por 24 horas.



A figura mostra como o sinal não-estacionário é decomposto em um número finito de sinais até atingir o resíduo.

Fonte: Produção do autor.

Uma ferramenta alternativa de análise espectral, a Transformada de Hilbert-Huang (HHT) é capaz de fornecer uma descrição tempo-frequência-energia de praticamente qualquer tipo de série temporal, permitindo a análise do sinal sem necessidade de processamento prévio, e fornecendo resultados de fácil interpretação. Esta característica é particularmente útil na detecção de assinaturas de terremotos em dados magnéticos e de GPS. Pode-se evidenciar também a utilidade da HHT para aplicações em sinais senodais modulados por fontes diversas.

Para estimar a distribuição Tempo-Frequência-Energia, o algoritmo da HHT utiliza basicamente um processo de filtragem denominado DME e uma posterior aplicação da transformada de Hilbert. De acordo com Barnhart (2011), o DME decompõe

praticamente qualquer sinal em um conjunto finito de funções, cujas transformações de Hilbert fornecem valores físicos de frequência instantânea. Essas funções são chamadas de FMI. Pode-se dizer que a técnica DME é um processo de filtragem pelo qual os modos de oscilação de maior frequência são separados, com base na escala de tempo característica, suavizando as amplitudes desiguais e de acordo com as seguintes hipóteses: (i) o sinal tem pelo menos dois extremos (valores máximos ou mínimos); e (ii) a escala de tempo característica é definida pelo tempo decorrido entre os extremos. O processo de filtragem consiste nos seguintes passos (CARMONA; POVEDA, 2012):

- a) a determinação dos extremos locais (máximos, mínimos) do sinal;
- b) a conexão dos máximos com uma função de interpolação, criando um envelope sobre o sinal;
- c) a conexão dos mínimos com uma função de interpolação, criando um envelope sobre o sinal;
- d) o cálculo da média local como metade da diferença entre os envelopes da parte superior e inferior;
- e) a subtração da média local do sinal; e
- f) a repetição de todos os passos acima nos resultados residuais obtidos do processos anteriores. Este processo também é denominado de processo de iteração.

O processo de iteração é repetido até que o sinal atenda à definição de uma FMI, ou seja, o processo final termina quando o resíduo é uma função monótona que tem apenas um máximo ou apenas um mínimo e não é mais possível extrair mais funções a partir deste. Então, a FMI é subtraída do sinal original, e o processo de iteração é repetido no restante. Isso é repetido até que o resíduo final seja uma função monotônica. A última FMI extraída é a componente de menor frequência do sinal, mais conhecida como tendência.

A decomposição em modos empíricos é fundamental na metodologia da HHT. Através deste processo, qualquer conjunto de dados pode ser decomposto em um número finito de FMI, supondo que, a qualquer momento, a série de dados temporais contém vários modos oscilatórios simples de diferentes frequências, coexistindo simultaneamente no sinal. Uma vez que o sinal original é decomposto em FMIs, a transformada de Hilbert é aplicada para cada um deles, determinando assim a amplitude

e a frequência instantânea das séries produzidas pela decomposição (CARMONA; POVEDA, 2012). Um bom teste para verificar os resultados do FMI é que o sinal original deve ser reconstruído a partir da superposição dos FMIs gerados (CARMONA; POVEDA, 2012).



## 5 RESULTADOS

Sabe-se que a ionosfera terrestre apresenta uma resposta a tempestades geomagnéticas. As tempestades geomagnéticas são geradas por perturbações no vento solar, que modificam a orientação do campo magnético interplanetário e conseqüentemente sua interação com a magnetosfera. A reação ionosférica a tais perturbações é comumente referida como uma tempestade ionosférica.

As tempestades ionosféricas são classificadas em dois tipos, de acordo com os efeitos ionosféricos produzidos pelos distúrbios geomagnéticos: tempestades positivas, que mostram um aumento na densidade eletrônica no máximo da camada F2 e negativa, cujo efeito é uma redução dessa densidade. No entanto, às vezes os dois efeitos são observados durante a mesma tempestade. Tempestades negativas ocorrem durante a noite predominantemente, enquanto tempestades positivas ocorrem durante o dia (PROLSS, 2004).

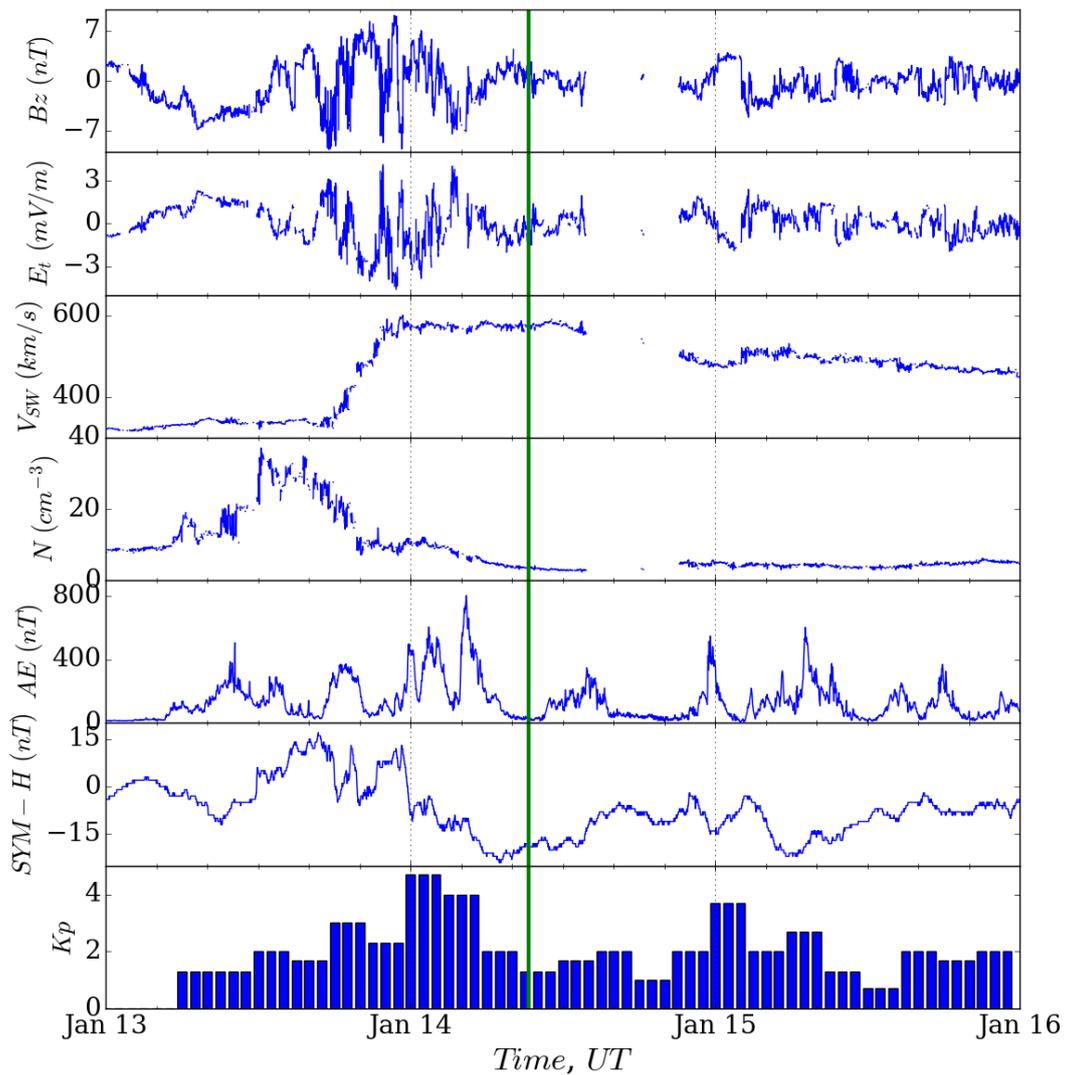
Na Figuras 5.1, 5.2 e 5.3, são mostrados alguns parâmetros do plasma interplanetário (componente Bz do campo magnético, campo elétrico total  $E_t$ , a velocidade do vento solar  $V_{SW}$  e a densidade numérica de partículas  $N$ ) medidos pelo satélite *Advanced Composition Explorer* (ACE) (dados disponíveis em <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/index.html/>), que se encontra localizado no ponto lagrangiano L1, a cerca de 1.500.000 km da superfície da Terra. As figuras mencionadas também contêm dados dos índices geomagnéticos SYM-H (índice similar ao Dst), AE e Kp (disponíveis em <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/>).

Os períodos de observação são: de 13 a 16 de janeiro de 2018 para o Evento1, de 01 a 04 de abril de 2018 para o Evento2, e de 20 a 23 de janeiro de 2018 para o Evento3. O objetivo desta análise é verificar se a ionosfera e as componentes do campo geomagnético medidas pelo magnetômetro estavam sob efeito de perturbações provenientes de tempestades geomagnéticas, o que poderia dificultar a análise da influência dos sismos nos dados.

A Figura 5.1 corresponde ao Evento1, onde a linha verde identifica o momento do sismo (09:18:45 UT). Se observado apenas o dia 14/01, percebe-se que cerca de 2 horas antes do evento sísmico os parâmetros do meio interplanetário permaneceram praticamente inalterados, assim como os índices geomagnéticos. Embora o dia 14/01 tenha apresentado atividade magnética auroral significativa (AE  $\sim$  800 nT), o mesmo comportamento não é verificado na região equatorial por meio do índice SYM-H, cujo valor mínimo foi de  $\sim$  20 nT. Assim, no período próximo à ocor-

rência do Evento1 nenhuma perturbação magnética significativa foi observada. No entanto, será muito cuidadosa a análise para interpretar os resultados, devido aos possíveis distúrbios que as perturbações causadas pelo vento solar poderiam gerar nos resultados obtidos.

Figura 5.1 - Séries temporais dos parâmetros do plasma interplanetário (componente  $B_z$  do campo magnético, campo eléctrico total  $E_t$ , a velocidade do vento solar  $V_{SW}$  e a densidade numérica de partículas  $N$ ) e dos índices geomagnéticos AE, SYM-H, e Kp para o dia anterior, durante e depois do terremoto, Evento1.

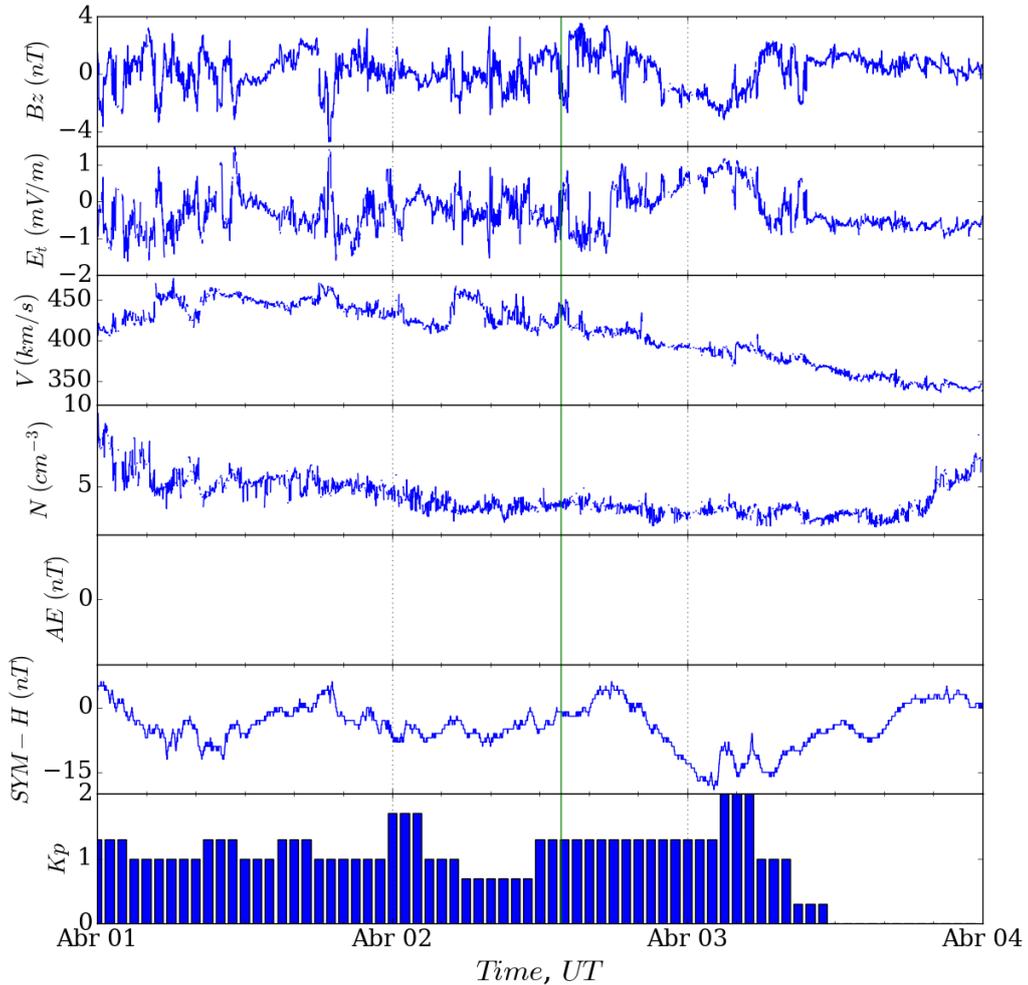


A linha vertical verde representa a hora do terremoto 09:18:45 UT.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.2 o horário da ocorrência do terremoto para Evento2 é 13:40:34 UT. Além disso, esta figura mostra o comportamento da densidade plasma do vento solar, velocidade do plasma, as componentes do campo magnético e elétrico e os índices SYM-H, AE e Kp durante o evento sísmico. Na Figura 5.2 pode-se observar que não registrou nenhum dado para o índice AE, no entanto, no link [http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/ae\\_realtime/201804/index\\_20180402.html](http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/ae_realtime/201804/index_20180402.html) pode ser visto que o valor máximo que AE alcança horas antes (11:30 UT) do evento sísmico é de  $\approx 50$  nT.

Figura 5.2 - Séries temporais dos parâmetros do plasma interplanetário (componente Bz do campo magnético, campo elétrico total  $E_t$ , a velocidade do vento solar  $V_{SW}$  e a densidade numérica de partículas  $N$ ) e dos índices geomagnéticos AE, SYM-H, e Kp para o dia anterior, durante e depois do terremoto, Evento2.

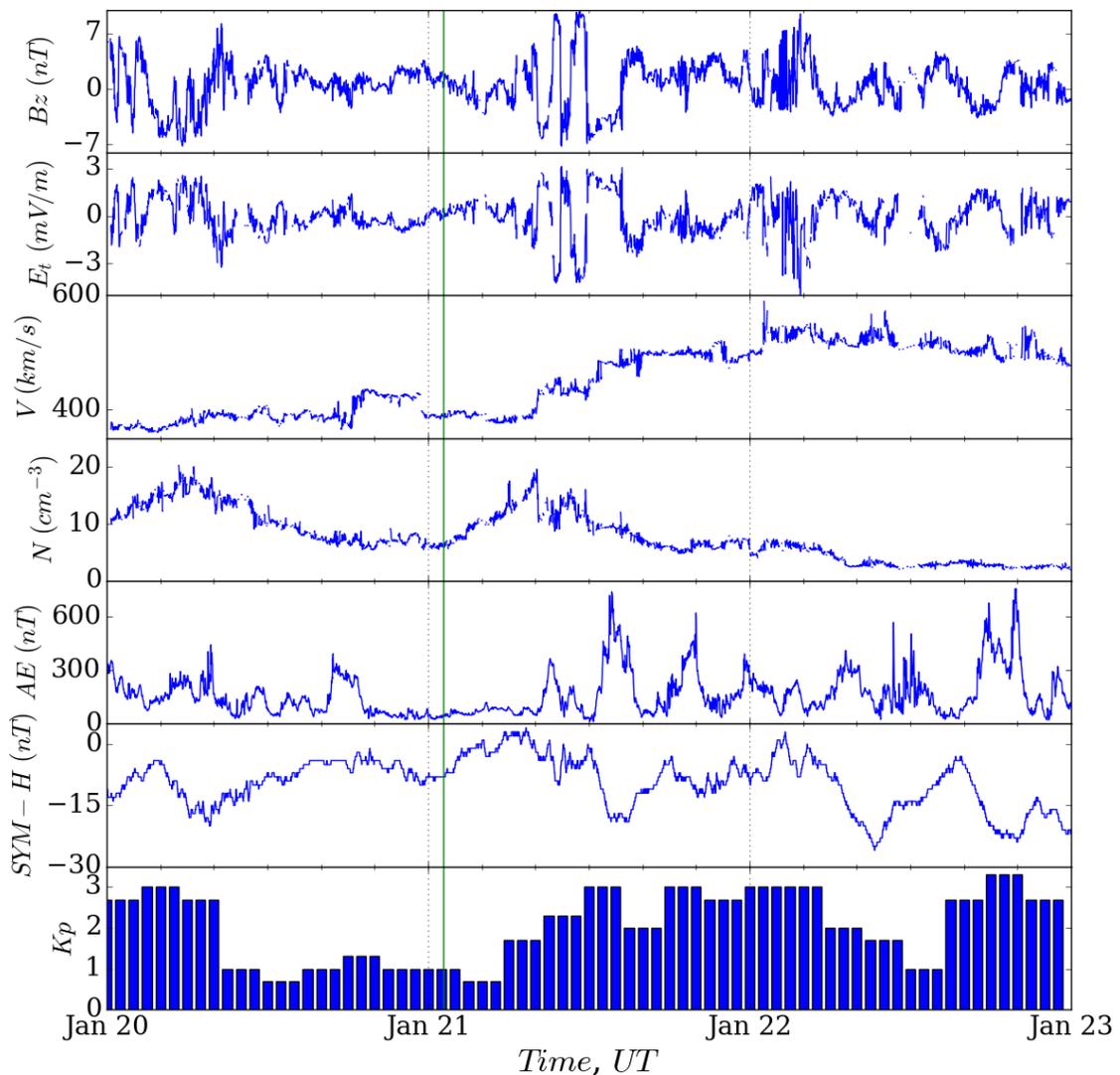


A linha vertical verde representa a hora do terremoto 13:40:34 UT.

Fonte: Produção do autor.

Concluí-se a partir da análise do índice Kp que não ocorreu uma tempestade magnética no período analisado. Portanto neste Evento2, não há necessidade de se preocupar com tempestades ionosféricas devido a tempestades geomagnéticas causadas por perturbações provocadas pelo vento solar.

Figura 5.3 - Séries temporais dos parâmetros do plasma interplanetário (componente Bz do campo magnético, campo eléctrico total  $E_t$ , a velocidade do vento solar  $V_{SW}$  e a densidade numérica de partículas  $N$ ) e dos índices geomagnéticos AE, SYM-H, e Kp para o dia anterior, durante e depois do terremoto, Evento2.

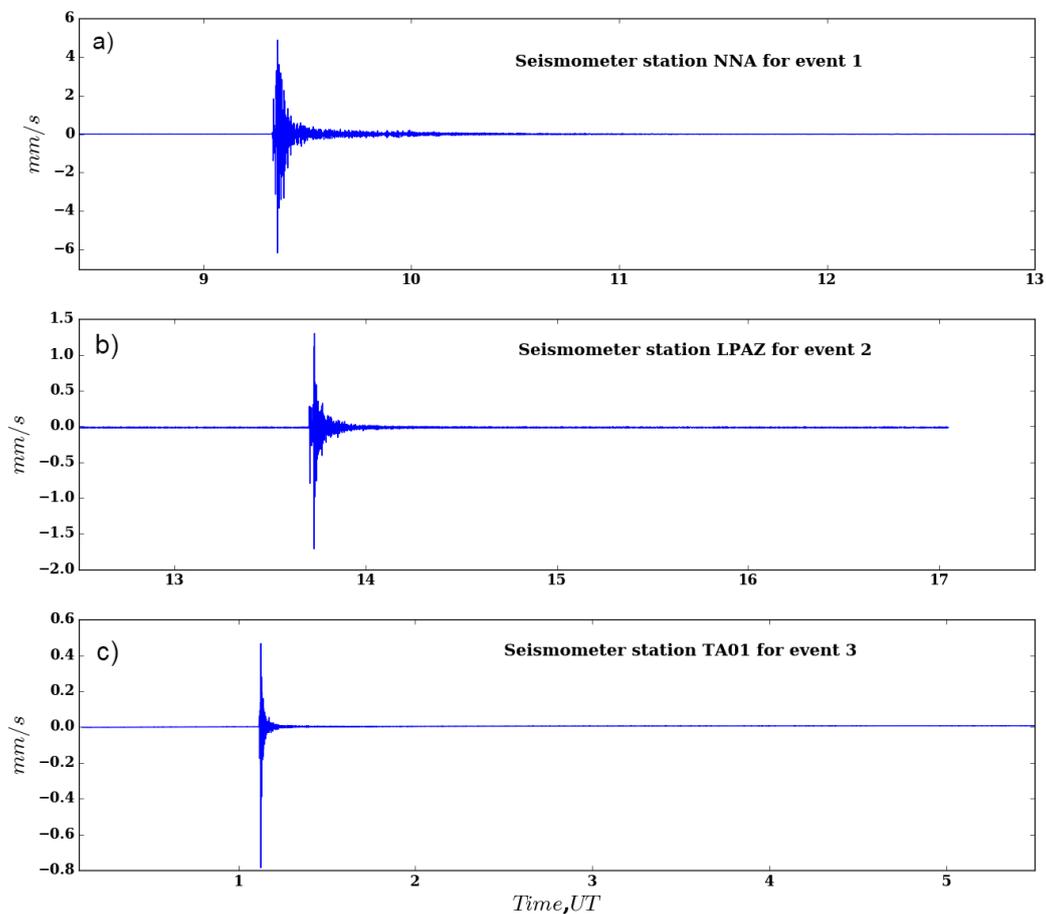


A linha vertical verde representa a hora do terremoto 01:06:42 UT.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.3, por volta das 01:06:42 UT, o comportamento da densidade do plasma do vento solar, da velocidade deste plasma, das componentes do campos magnético e elétrico, e dos índices SYMH, AE e Kp permanecem inalterados durante o evento sísmico. Assim, não houve registro de uma tempestade no período analisado, e portanto neste Evento3, não há necessidade de se preocupar com tempestades ionosféricas devido a tempestades geomagnéticas causadas por perturbações provocadas pelo vento solar.

Figura 5.4 - Velocidade vertical ao nível do solo com dados do sismógrafos NNA para o Evento1, LPAZ para o Evento2 e TA01 para o Evento3 do dia do terremoto.



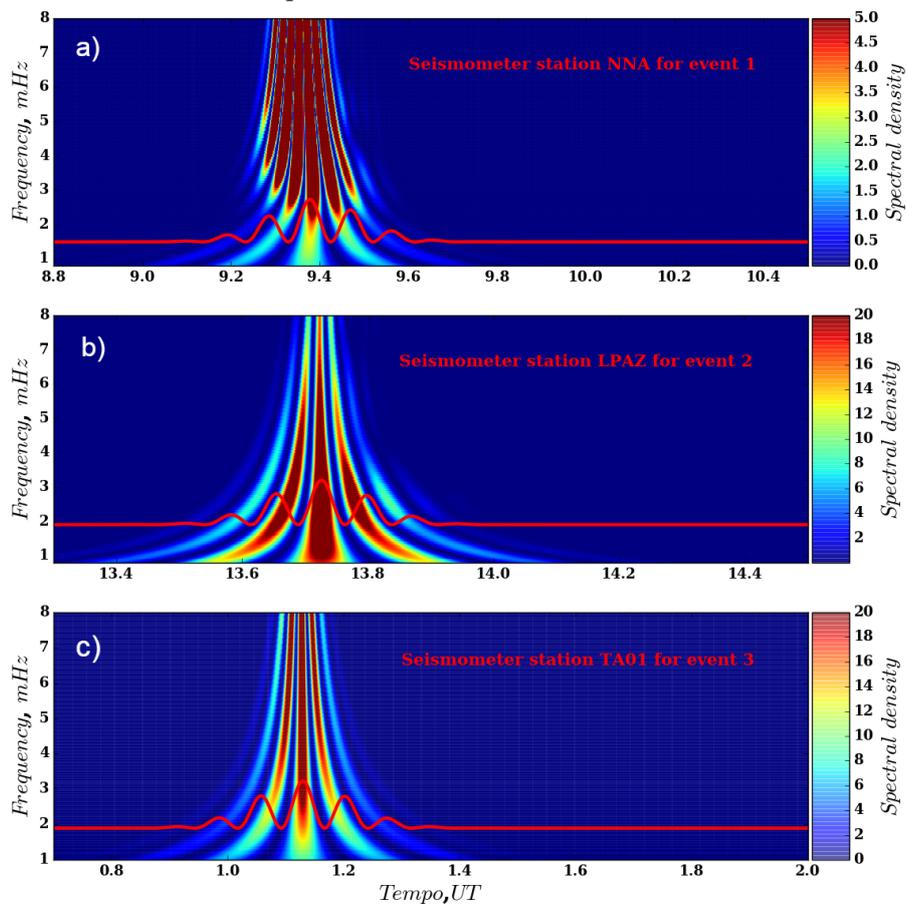
Em a) mostra-se a velocidade vertical ao nível do solo para o Evento1, em b) a velocidade vertical para o Evento2, e finalmente em c) a velocidade vertical para o Evento3.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.4 mostra a vibração do solo obtida pelo sismógrafo para calcular a velocidade vertical ao nível do solo para as estações de sismógrafos mais próximas

do terremoto para os três eventos. Observa-se em a) que a velocidade vertical máxima no nível do solo para o Evento1 é de  $\sim 6$  mm/s. O gráfico em b) corresponde ao Evento2, onde observa-se que a velocidade vertical máxima no nível do solo é de  $\sim 1,6$  mm/s. Finalmente em c), tem-se que a velocidade vertical ao nível do solo é de  $\sim 0,8$  mm/s para o Evento3.

Figura 5.5 - Espectrogramas de dados dos sismógrafos NNA para o Evento1, LPAZ para o Evento2 e TA01 para o Evento3 do dia do terremoto.



O eixo vertical mostra a assinatura espectral da evolução temporal da velocidade vertical calculada para cada evento analisado, e o eixo horizontal mostra o tempo universal correspondente. Em a) mostra-se o espectrograma para o Evento1, a linha vermelha horizontal representa um corte em uma frequência de 1,5 mHz. Em b) mostra-se o espectrograma para o Evento2 e a linha vermelha horizontal representa um corte em uma frequência de 1,9 mHz. Já em c) mostra-se o espectrograma para o Evento3, onde a linha vermelha horizontal corresponde a um corte na frequência de 1,9 mHz.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.5, os espectrogramas dos sinais sísmicos referentes às velocidades verti-

cais estimadas anteriormente, revelam a energia considerável na frequência infrassônica maior que 1,5 mHz após o terremoto, para os três eventos. Os espectrogramas desta figura são obtidos usando a análise de decomposição de ondas MorletReal. A resolução temporal dos dados sísmicos é de 2,5 segundos.

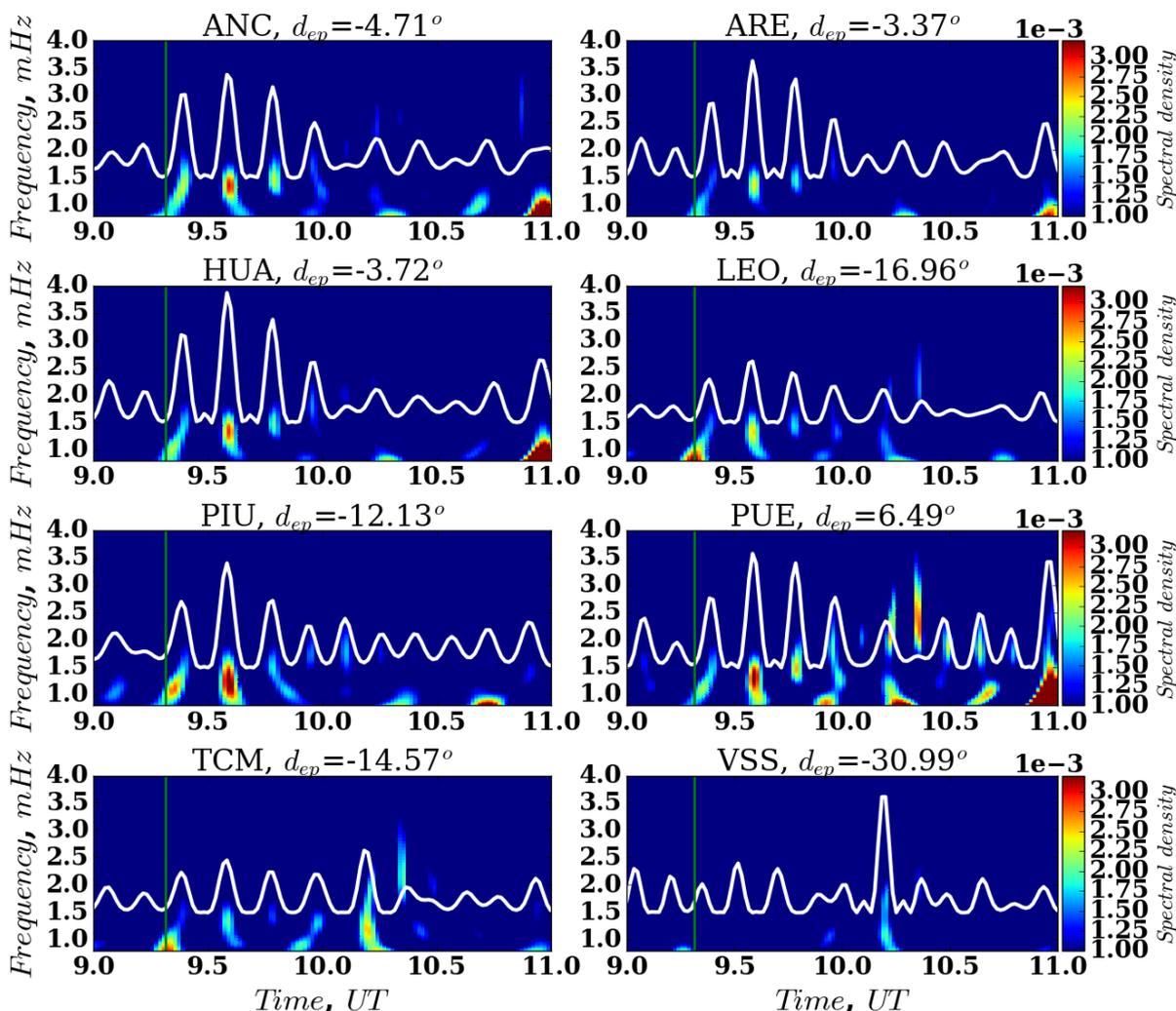
Como a ionosfera tem uma frequência de ressonância de  $\sim 3,8$  mHz a 4,2 mHz, espera-se que as principais perturbações estejam próximas a essas frequências, portanto, somente aquelas de baixa frequência são destacadas, pois perturbações de alta frequência passarão sem perturbar a ionosfera. Assim, os cortes em frequência mostrados nos espectrogramas da Figura 5.5 (em vermelho) são feitos para indicar por quais frequências originadas no solo deve-se buscar por perturbações em sinais de magnetômetros.

## 5.1 Resultados com magnetômetros

Nas Figuras 5.6, 5.7 e 5.8, examina-se as componentes horizontais (H) dos dados geomagnéticos medidos pelas estações de magnetômetros das redes EMBRACE, LISN, INTERMAGNET e IGP, respectivamente, durante o dia do terremoto.

Na Figura 5.6 pode-se observar que há um aumento na densidade espectral após a ocorrência do terremoto do Evento1 na faixa de frequência de 1,0 a 1,8 mHz, principalmente para as estações que estão localizadas próximas do epicentro. Também o corte feito em uma única frequência de 1,5 mHz mostra claramente que há uma perturbação após a ocorrência do terremoto nas várias estações, com exceção de VSS. Por meio de uma inspeção visual dos dados, observou-se que o pico mais alto da primeira perturbação em ARE aparece após 4,8 minutos da ocorrência do terremoto, o que respeita o processo de acoplamento da litosfera-atmosfera-ionosfera (KOSHEVAYA et al., 2001). A perturbação é maior quando o magnetômetro está próximo ao epicentro do terremoto, o que se nota em relação às estações de ARE  $d_{ep} = 3,37^\circ$ , HUA  $d_{ep} = 3,72^\circ$ , ANC  $d_{ep} = 4,71^\circ$  e PIU  $d_{ep} = 12,13^\circ$ . Porém para as estações que estão mais afastadas, como TCM  $d_{ep} = 14,57^\circ$ , LEO  $d_{ep} = 16,96^\circ$  e VSS  $d_{ep} = 30,99^\circ$ , a perturbação diminui, o que confirma que tal perturbação foi gerada por uma fonte local, e não por uma fonte global.

Figura 5.6 - Análise espectral dos dados de magnetômetro da componente horizontal para o Evento1.



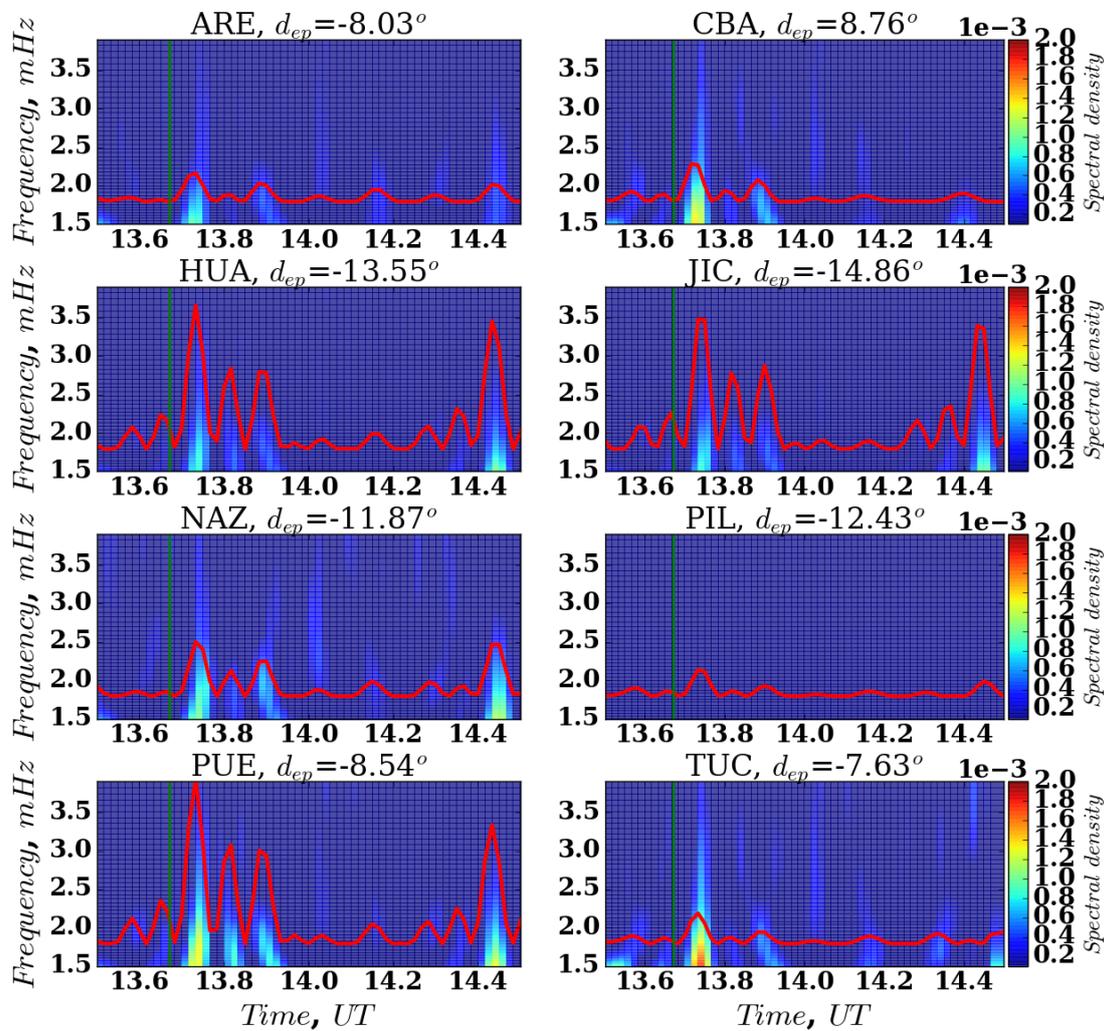
A linha vertical verde representa a hora do terremoto e a linha branca é um corte em uma frequência de 1,5 mHz amplificado em um fator de 0,25.  $d_{ep}$  representa a distância epicentral em graus.  $LT = UT - 5$

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.7 também pode-se observar que há um aumento na densidade espectral após a ocorrência do terremoto na faixa de frequência de 1,5 a 2,5 mHz nas várias estações geomagnéticas consideradas, à exceção da estação PIL. O corte feito em uma única frequência de 1,8 mHz mostra claramente a existência de perturbações geomagnéticas na componente (H) de cada estação logo após a ocorrência do terremoto em questão (Evento2). Por exemplo, a perturbação observada no mag-

netômetro mais próximo do epicentro do terremoto (estação TUC) ocorre aproximadamente após 3,8 minutos, o que novamente respeita o processo de acoplamento da litosfera-atmosfera-ionosfera. Outro detalhe importante que pode ser observado na Figura 5.7 é a perturbação amplificada em PUE  $d_{ep} = 8,54^\circ$ , HUA  $d_{ep} = 13,55^\circ$  e JIC  $d_{ep} = 14,86^\circ$ , e como a hora local do evento é de 9:40 LT, esta amplificação pode estar relacionada a efeitos do eletrojato equatorial, pois as estações são influenciadas pelo fenômeno mencionado, uma vez que se encontram próximas do equador magnético.

Figura 5.7 - Análise espectral dos dados de magnetômetro da componente horizontal para o Evento2.

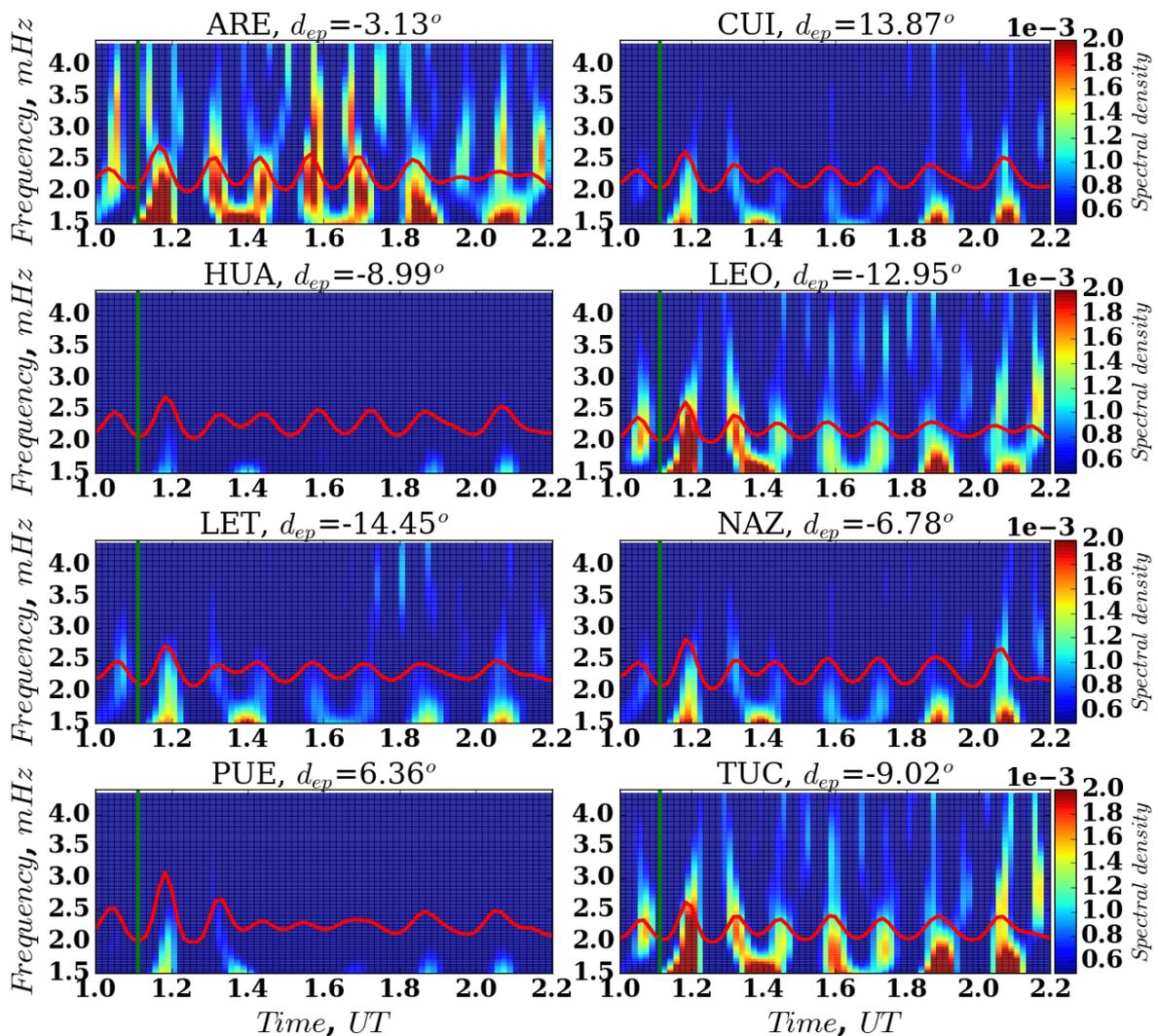


A linha vertical verde representa a hora do terremoto e a linha vermelha é um corte em uma frequência de 1,8 mHz amplificado em um fator de 0,035.  $LT = UT - 4$

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.8 é para um evento sísmico de magnitude  $M_W = 6,3$ , onde a análise espectral não mostra claramente uma intensificação da densidade espectral nas várias estações após o terremoto, ou em decorrência dele. No entanto, o corte feito em uma única frequência de 2 mHz mostra claramente os distúrbios após o evento sísmico. A perturbação observada nos dados do magnetômetro mais próximo do epicentro do terremoto (estação PUE) é de aproximadamente após 4.5 minutos, e também respeita o processo de acoplamento da litosfera atmosfera ionosfera.

Figura 5.8 - Análise espectral dos dados de magnetômetro da componente horizontal para o Evento3.

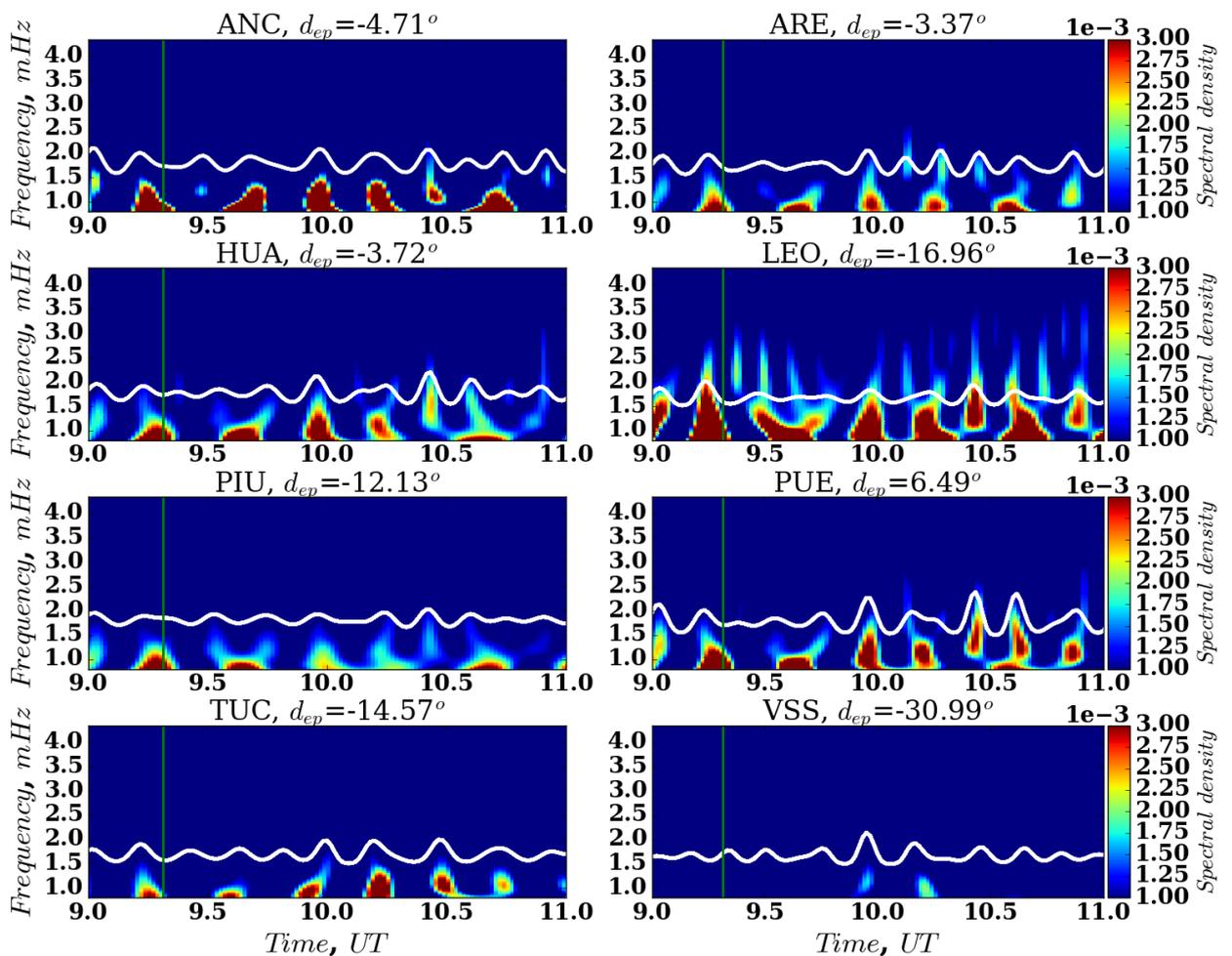


A linha vertical verde representa a hora do terremoto e a linha vermelha horizontal é um corte em uma frequência de 2 mHz amplificado em um fator de 0,55.  $LT = UT - 5$

Fonte: Produção do autor.

Para descartar a influência de possíveis perturbações que podem ser específicas dos magnetômetros ou características do local de medidas, as Figuras 5.9, 5.10 e 5.11 mostram a média dos 3 dias mais calmos no mês em que ocorreu o terremoto, de acordo com a classificação internacional dos dias geomagneticamente mais calmos (Q-days) e mais perturbados do mês (D-days) (informação disponível em <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/qddays/>).

Figura 5.9 - Análise espectral dos dados de magnetômetro da média da componente horizontal para os 3 dias mais calmos de janeiro (6, 17 e 18), referente ao Evento1.



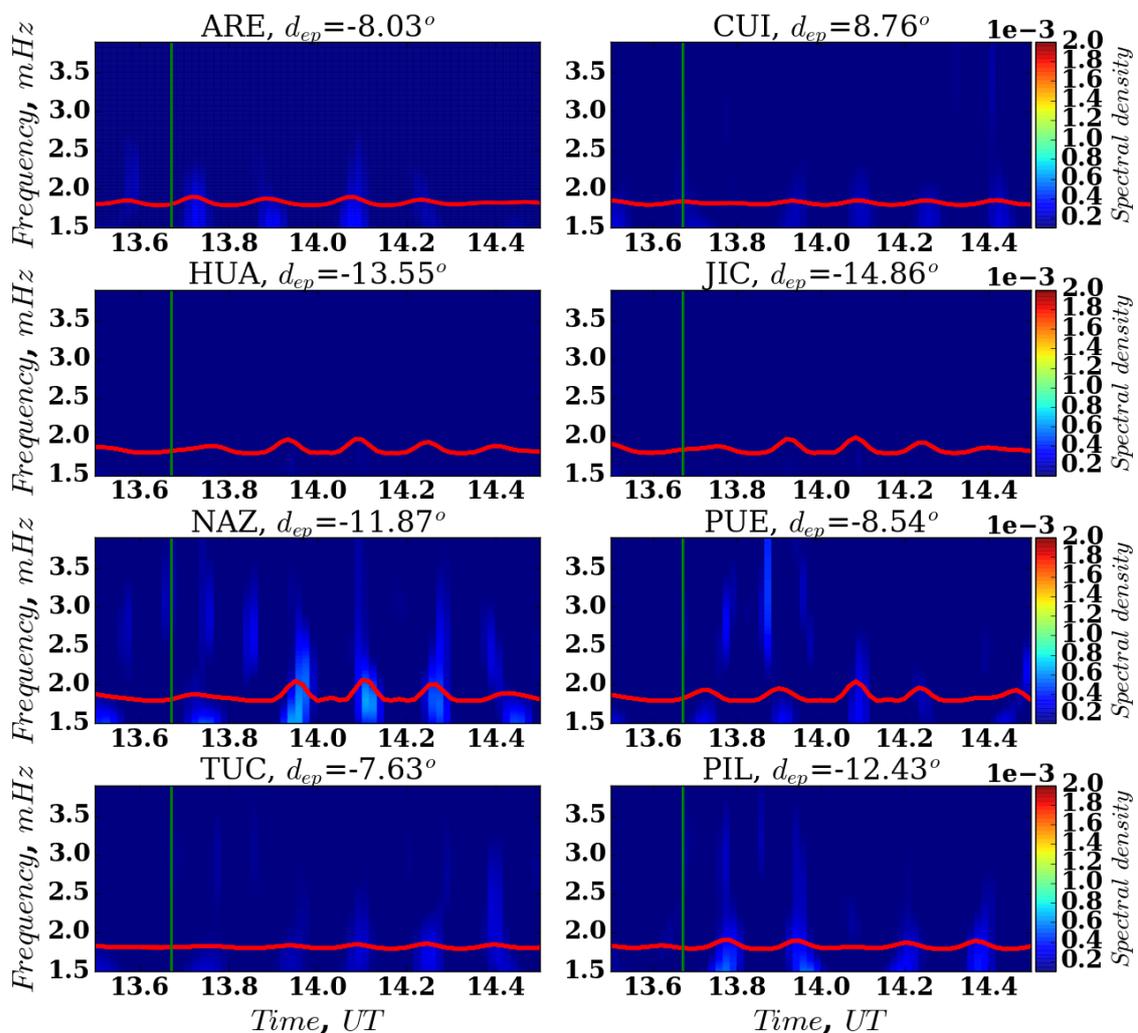
A linha vertical verde faz referência ao horário do terremoto em questão e a linha branca é um corte em uma frequência de 1,5 mHz amplificado em um fator de 0,25.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.9, pode-se ver que a densidade espectral para a média dos 3 dias mais

calmos do mês de janeiro nas várias estações, é praticamente zero próximo do horário de ocorrência do terremoto de 14/01 (Evento1), para frequências maiores que 1,2 mHz, e que também o corte feito em uma única frequência de 1,5 mHz mostra que não se percebe os mesmos distúrbios encontrados na Figuras 5.6. Com isso pode-se descartar que tais distúrbios identificados para o Evento1 não são perturbações inerentes do instrumento e da localização, que por sua vez podem ser repetitivas todos os dias durante o mesmo horário de estudo.

Figura 5.10 - Análise espectral dos dados de magnetômetro da média da componente horizontal para os 3 dias mais calmos de abril (06, 16 e 19), referente ao Evento2.

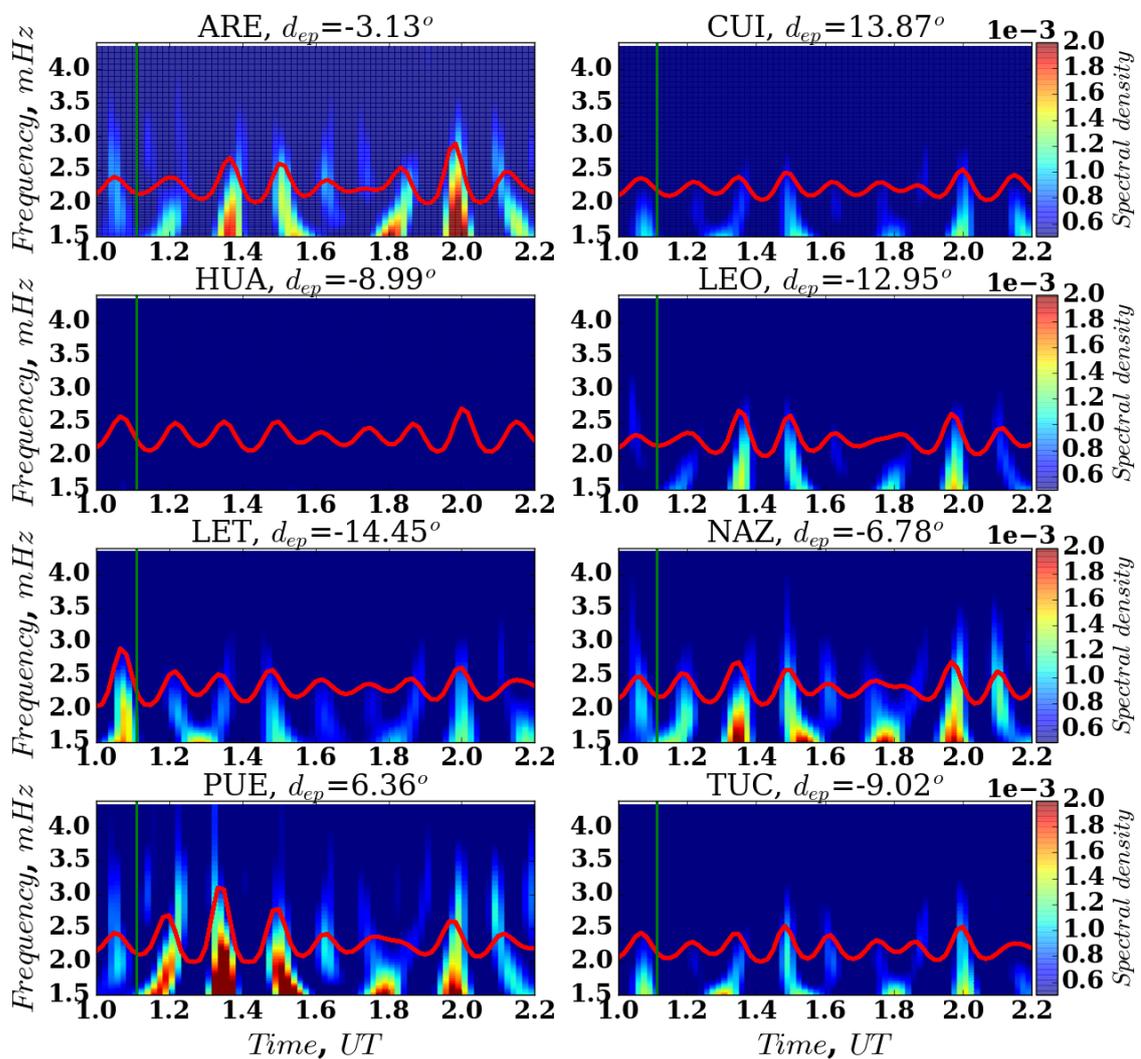


A linha vertical verde representa a hora do terremoto e a linha vermelha na horizontal é um corte em uma frequência de 1,8 mHz amplificado em uma fator de 0.035.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.10, a densidade espectral para a média dos 3 dias mais calmos do mês de abril praticamente não mostra amplificação nos dados das várias estações consideradas. Também o corte feito em uma única frequência de 1,8 mHz mostra pequenos distúrbios não relevantes após o horário do terremoto do Evento2, e não contendo os mesmos distúrbios encontrados na Figura 5.7.

Figura 5.11 - Análise espectral dos dados do magnetômetro da média da componente horizontal para os 3 dias mais calmos de janeiro (06, 17 e 18), referente ao Evento3.

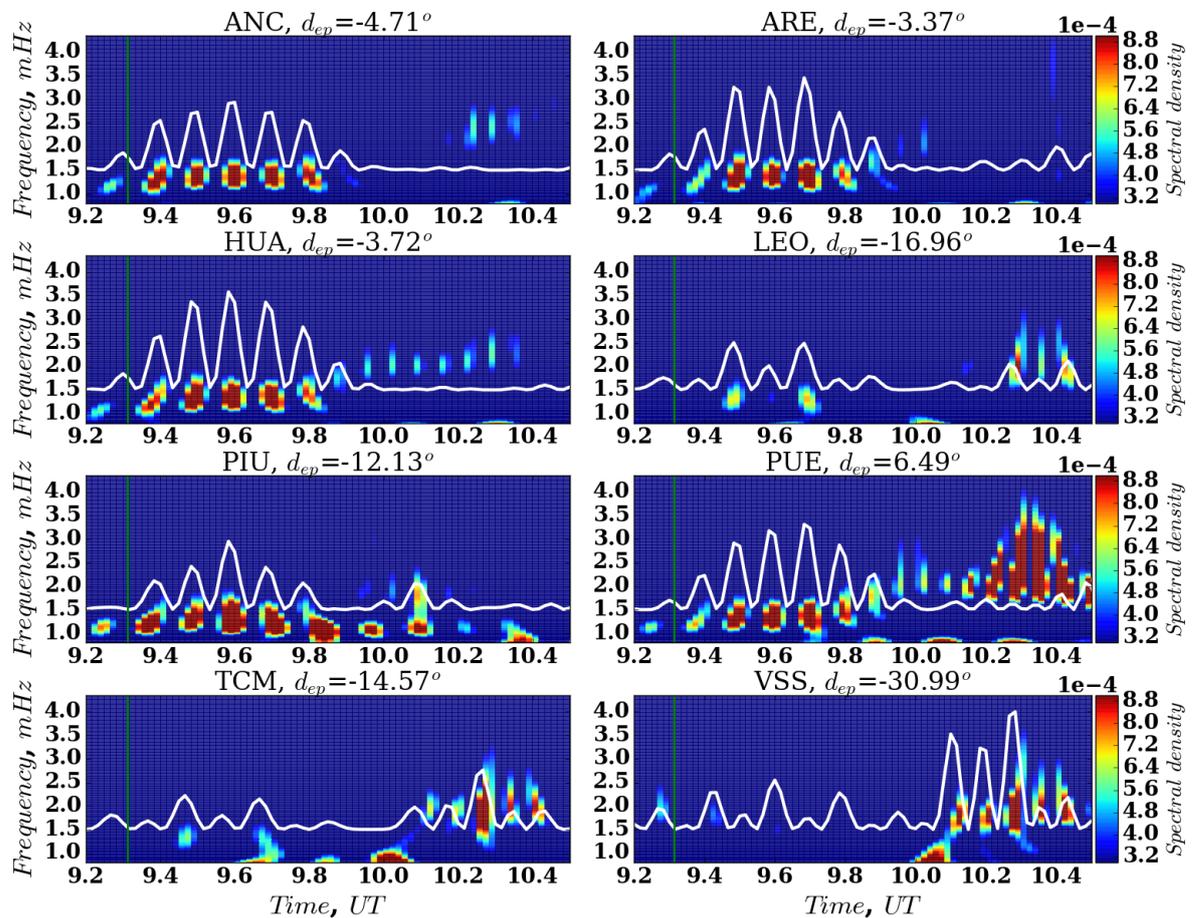


A linha vertical verde representa a hora do terremoto e a curva em vermelho representa um corte em uma frequência de 2 mHz amplificado em um fator de 0,55.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.11 mostra que também a densidade espectral para a média dos 3 dias mais calmos do mês de janeiro de 2018 não mostra uma assinatura de um distúrbio geomagnético propagante, com relação ao horário do terremoto do Evento3. Isto é, picos de potência espectral consideráveis são observados em várias estações após este horário (principalmente em LEON), porém não têm relação por exemplo com a distância epicentral indicada para cada estação. Também o corte feito em uma única frequência de 2,0 mHz mostra pequenos distúrbios não relevantes, e que não configuram os mesmos distúrbios encontrados na Figuras 5.8.

Figura 5.12 - Subtração na componente H da média dos 3 dias mais calmos do mês para cada uma das estações geomagnéticas (Evento1).

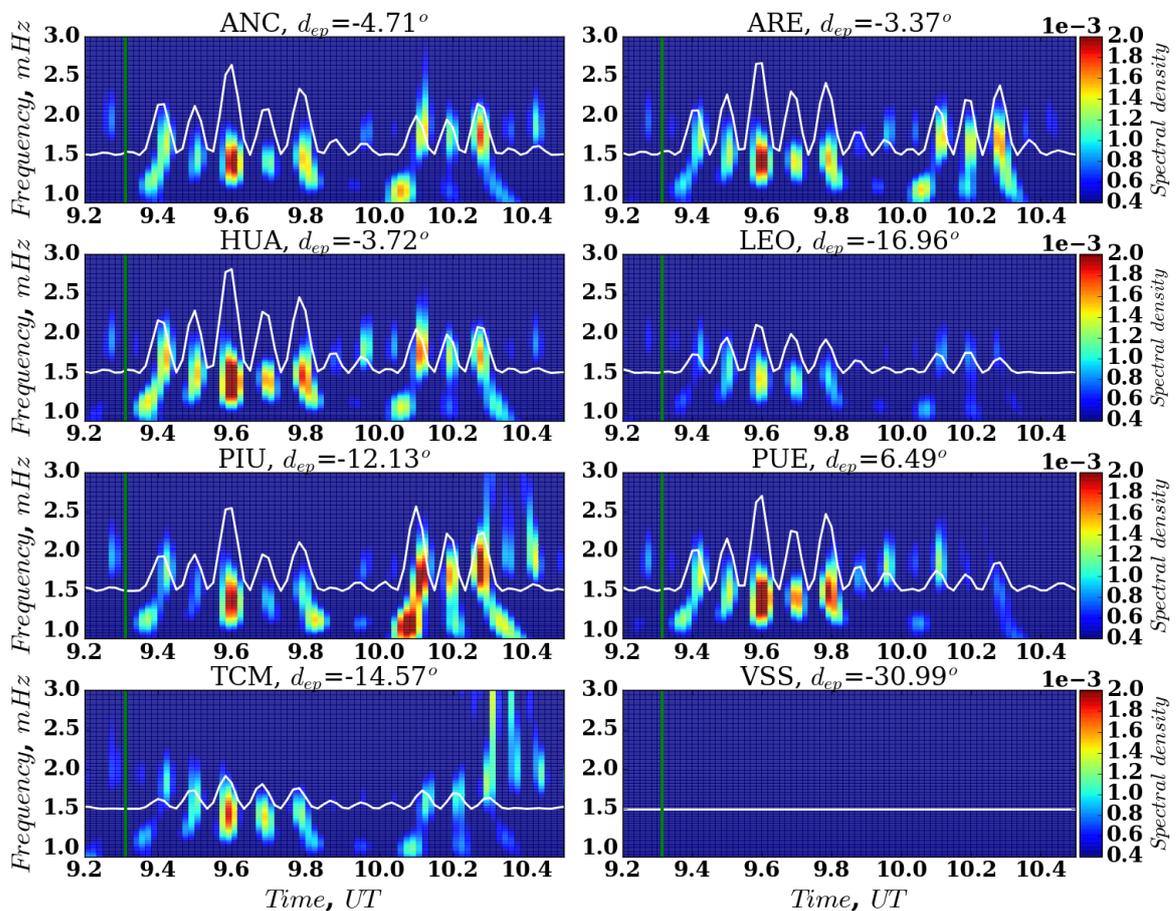


A linha vertical verde representa a hora do terremoto e a curva em branco é um corte em uma frequência de 1,5 mHz amplificado em um fator de 0,25.  $d_{ep}$  é a distância epicentral em graus.  $LT = UT - 5$

Fonte: Produção do autor.

Para se obter a Figura 5.12, foi feita uma subtração na componente H de cada estação de magnetômetro, da média calculada na Figura 5.9 para os 3 dias mais calmos do mês do Evento1, e em seguida foi feita a análise espectral. Nesta figura pode-se observar um aumento na densidade espectral após a ocorrência do evento sísmico nos dados das estações mais próximas do epicentro (ARE  $d_{ep} = 3,37^\circ$ , HUA  $d_{ep} = 3,72^\circ$ , ANC  $d_{ep} = 4,71^\circ$ , PUE  $d_{ep} = 6,49^\circ$  e PIU  $d_{ep} = 12,13^\circ$ ).

Figura 5.13 - Análise espectral dos dados de magnetômetro com a subtração dos dados do magnetômetro mais distante (VSS) do epicentro, para cada um dos magnetômetros (Evento1).



A linha vertical verde representa a hora do terremoto.

Fonte: Produção do autor.

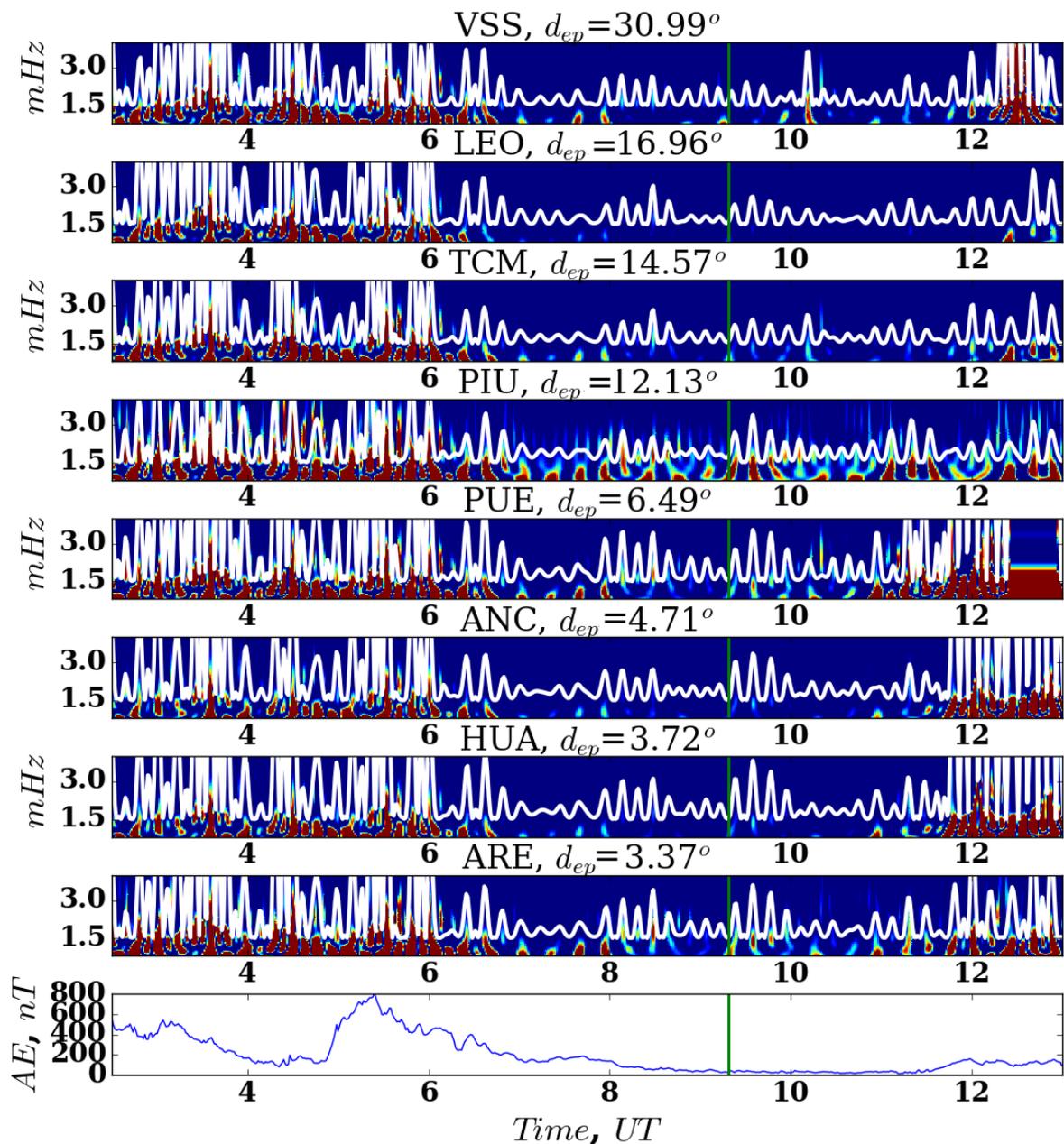
Também na Figura 5.12 o corte em uma única frequência em 1,5 mHz mostra essa perturbação (curvas em branco) nas mesmas estações. Ao se remover a média dos

3 dias mais calmos do mês para o Evento 1, percebe-se que as perturbações provocadas pelo evento sísmico tornam-se mais nítidas, tanto ao observar a densidade de potência espectral quanto o corte em 1,5 mHz. Esta análise somente foi possível ser feita para o Evento1, que tem magnitude maior que os demais eventos. Para magnitudes menores ela não se aplica.

Na Figura 5.13, seguindo a técnica proposta por [Utada et al. \(2011\)](#), é feita uma subtração entre os dados da componente horizontal de cada estação com o dado da estação geomagnética mais distante. Este método é muito importante para remover as possíveis contribuições magnéticas de origem externa que possam afetar nossa análise. A Figura 5.13 mostra assinaturas espectrais de AIDs mais nítidas do que as evidenciadas na Figura 5.6.

Na Figura 5.14, são mostradas as análises espectrais da componente horizontal dos dados dos magnetômetros mais o índice geomagnético AE para 7 horas antes do evento sísmico e 3 horas após, onde se pode observar que o aumento ou diminuição da densidade espectral dos dados do magnetômetro segue o comportamento do índice geomagnético AE, o mesmo pode ser dito para o corte feito para uma frequência de 1,5 mHz. Quando o índice AE atinge aproximadamente 140 nT às 7:00 UT, a densidade espectral dos dados do magnetômetro diminui e há um aumento em aproximadamente 12:00 UT, na estação PUE. Esta perturbação parece começar um pouco antes de cerca de 11:00 UT, devido ao fato de que o magnetômetro perde dados por em torno de 12:00 UT, o que significa que a análise de *wavelet* gera um erro de contorno. Também na Figura 5.14 o corte em uma única frequência mostra que há três pacotes de ondas que podem ser gerados quando a atividade da região auroral se estabiliza. Esses pacotes de ondas surgem aproximadamente a cada 90 minutos, no entanto, os dois primeiros pacotes de ondas não possuem uma estrutura definida, aumentam e diminuem aleatoriamente. Após o evento sísmico há uma tendência a reorganização, aqueles pacotes de onda que estão mais próximos do epicentro ficam mais perturbados e à medida que se afastam esta perturbação diminui. A descrição acima mostra que é difícil neste Evento1 dizer exatamente se as perturbações registradas são geradas por atividades sísmicas ou por atividades geomagnéticas.

Figura 5.14 - Análises espectral do componente horizontal dos dados do magnetômetros mais índice geomagnético AE para 7 horas antes do evento sísmico e 3 horas após (Evento1).



As estações do magnetômetro são organizadas de baixo para cima, de acordo com a distância epicentral. A linha vertical verde representa a hora do terremoto

Fonte: Produção do autor.

### 5.1.1 Análise da propagação de perturbações utilizando-se magnetômetros pelo método Wavelet

A velocidade de propagação das ondas produzidas pelos terremotos medida por sismógrafos, magnetômetros e GPS será calculada em termos da inclinação da reta de melhor ajuste dos picos das distâncias epicentrais e tempos de chegada para todos os casos.

Na Figura 5.15, as velocidades das ondas  $P$  e  $S$  têm um valor de  $v_P \approx 8$  km/s e  $v_S \approx 4$  km/s respectivamente. Com relação à velocidade das ondas registradas pelos magnetômetros, pode-se ver claramente que as linhas pontilhadas desenhadas em amarelo e vermelho têm uma inclinação mais acentuada do que as linhas pontilhadas pretas e azuis, portanto a velocidade esperada também será maior do que aquelas registradas no solo pelos sismógrafos. Também pode-se observar que as linhas vermelhas têm inclinação mais baixa que as linhas amarelas, o que implica que a velocidade das ondas perturbadas de ARE para PUE será menor que a velocidade de PIU para LEO. Há evidências de que perturbações geradas por terremotos na ionosfera podem ter esse comportamento. Por exemplo, Astafyeva et al. (2009) encontraram dados de estações iniciais de perturbação de GPS que se propagam a uma velocidade de  $\sim 0,99$  km/s, que é igual à velocidade do som na altura da camada F da ionosfera, que depois se separa em componentes rápidos e lentos com velocidades de 2,7 km/s e 0,6 km/s, respectivamente.

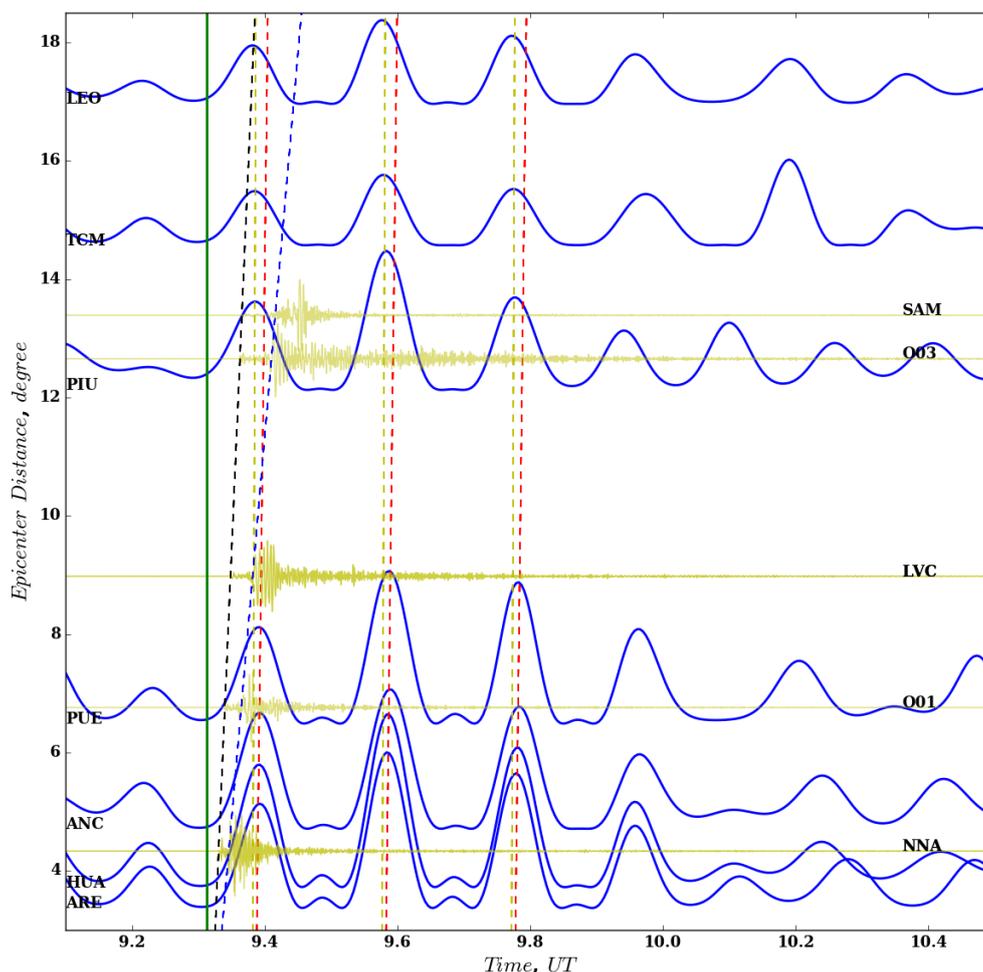
Na Figura 5.16, as velocidades das ondas  $P$  e  $S$  têm um valor de ondas  $v_P \approx 8$  km/s e ondas  $v_S \approx 4,5$  km/s respectivamente. Também pode ser claramente observado pelas linhas vermelhas que a velocidade de propagação das perturbações registradas pelos magnetômetros tem uma velocidade maior que as registradas pelos sismógrafos.

Na Figura 5.17, as velocidades das ondas  $P$  e  $S$  têm um valor de ondas  $v_P \approx 8,5$  km/s e ondas  $v_S \approx 4,1$  km/s respectivamente. Nas Figuras 5.15 e 5.16, a velocidade de propagação dos SAIDs detectados é maior que das ondas de superfície e assim como na Figura 5.15 a velocidade de SAIDs de ARE até aproximadamente HUA é menor que a velocidade de LEO para LET.

### 5.1.2 Análise da propagação de perturbações utilizando-se magnetômetros pelo método HHT

Os cálculos nas Figuras 5.18 e 5.19, foram desenvolvidos com o método HHT, onde na Figura 5.18 as velocidades das ondas  $P$  e  $S$  têm um valor de  $v_P \approx 8$  km/s e

Figura 5.15 - Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros em 14 de janeiro de 2018, para Evento1.



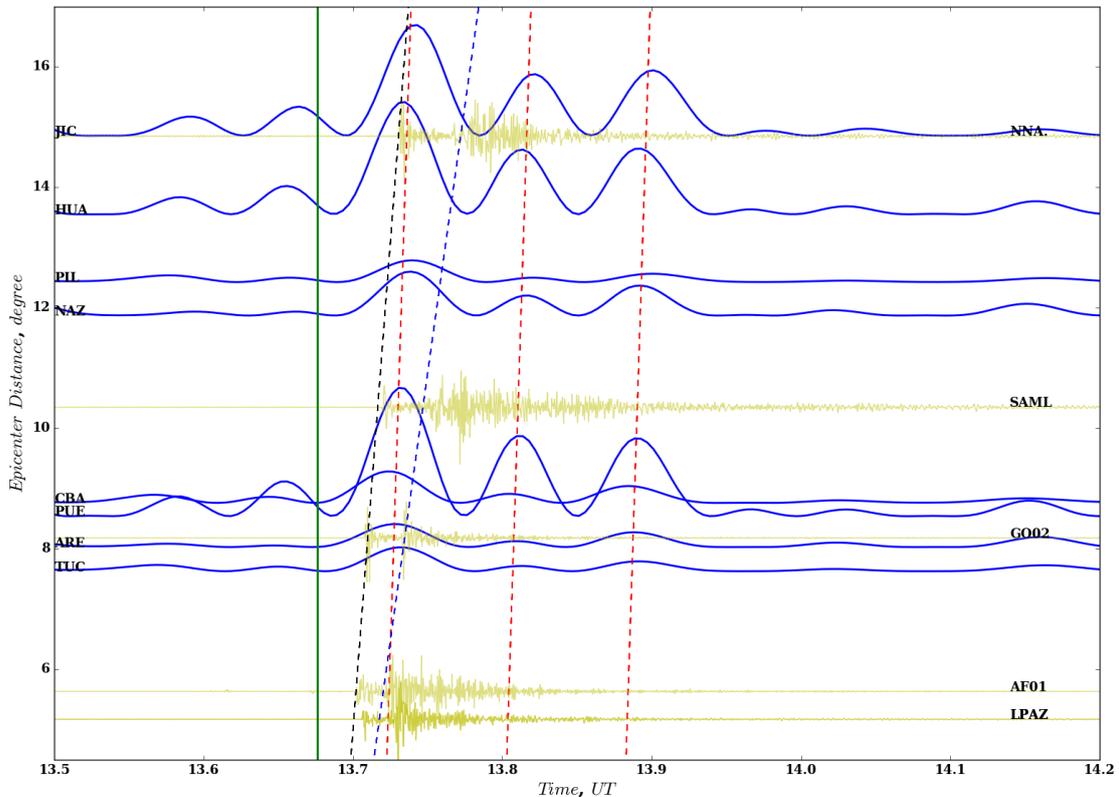
O eixo vertical mostra a distância em (graus) e o eixo horizontal mostra o tempo universal. A linha vertical verde representa a hora do terremoto. As linhas azuis mostram o deslocamento das ondas, e as linhas pontilhadas vermelhas e amarelas são traços para calcular a velocidade e o período da onda registrada pelos magnetômetros. Os distúrbios mostrados em amarelo são registrados pelos sismógrafos locais, as linhas pontilhadas em preto e azul mostram as velocidades das ondas  $P$  e  $S$  respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

$v_S \approx 4$  km/s respectivamente, e na Figura 5.19 pode-se ver que as linhas feitas na Figura 5.15 concordam, portanto as SAIDs registradas são as mesmas.

Na Figura 5.19, as velocidades das ondas  $P$  e  $S$  têm um valor de  $v_P \approx 8$  km/s e  $v_S \approx 4,5$  km/s respectivamente. Como na Figura 5.16, os traços feitos na Figura 5.19 concordam, de forma que os SAIDs registrados são os mesmos. Para o evento3

Figura 5.16 - Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros em 2 de abril de 2018, para Evento2.



O eixo vertical mostra a distância em (graus) e o eixo horizontal mostra o tempo universal. A linha vertical verde representa a hora do terremoto. as linhas azuis mostram o deslocamento das ondas, e as linhas pontilhadas vermelhas são traços para calcular a velocidade e o período da onda registrada pelos magnetômetros. Os distúrbios mostrados em amarelo são registrados pelos sismógrafos locais, e as linhas pontilhadas em preto e azul mostram as velocidades das ondas *P* e *S* respectivamente.

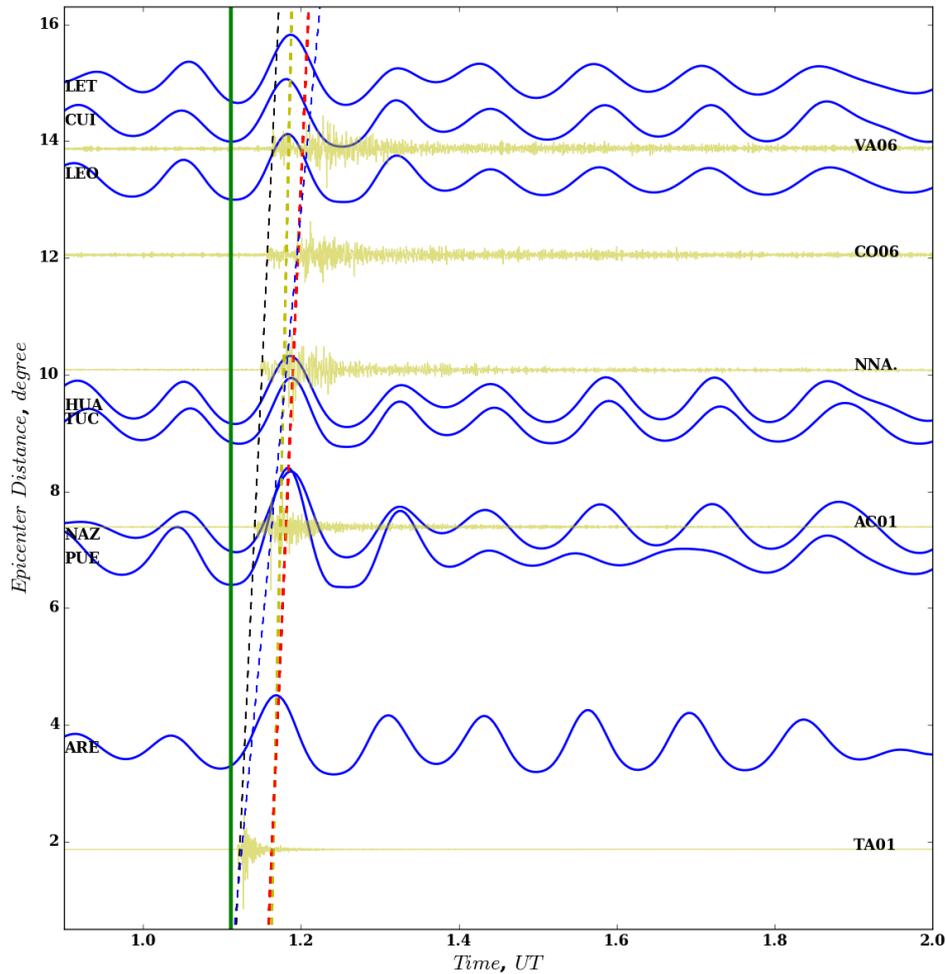
Fonte: Produção do autor.

não foi possível registrar os SAIDs com o método HHT.

### 5.1.3 Justificativa teórica para os resultados obtidos com dados de magnetômetros

Nas Figuras 5.6, 5.7 e 5.8, as perturbações do campo magnético na superfície da Terra e na ionosfera excitadas por AGWs e ondas de gravidade foram investigadas. O mecanismo de excitação consiste no crescimento de ondas AGW e ondas de gravidade, causadas por um terremoto, que se elevam e geram ondas de Alfvén e

Figura 5.17 - Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros em 21 de Janeiro de 2018, para Evento3.

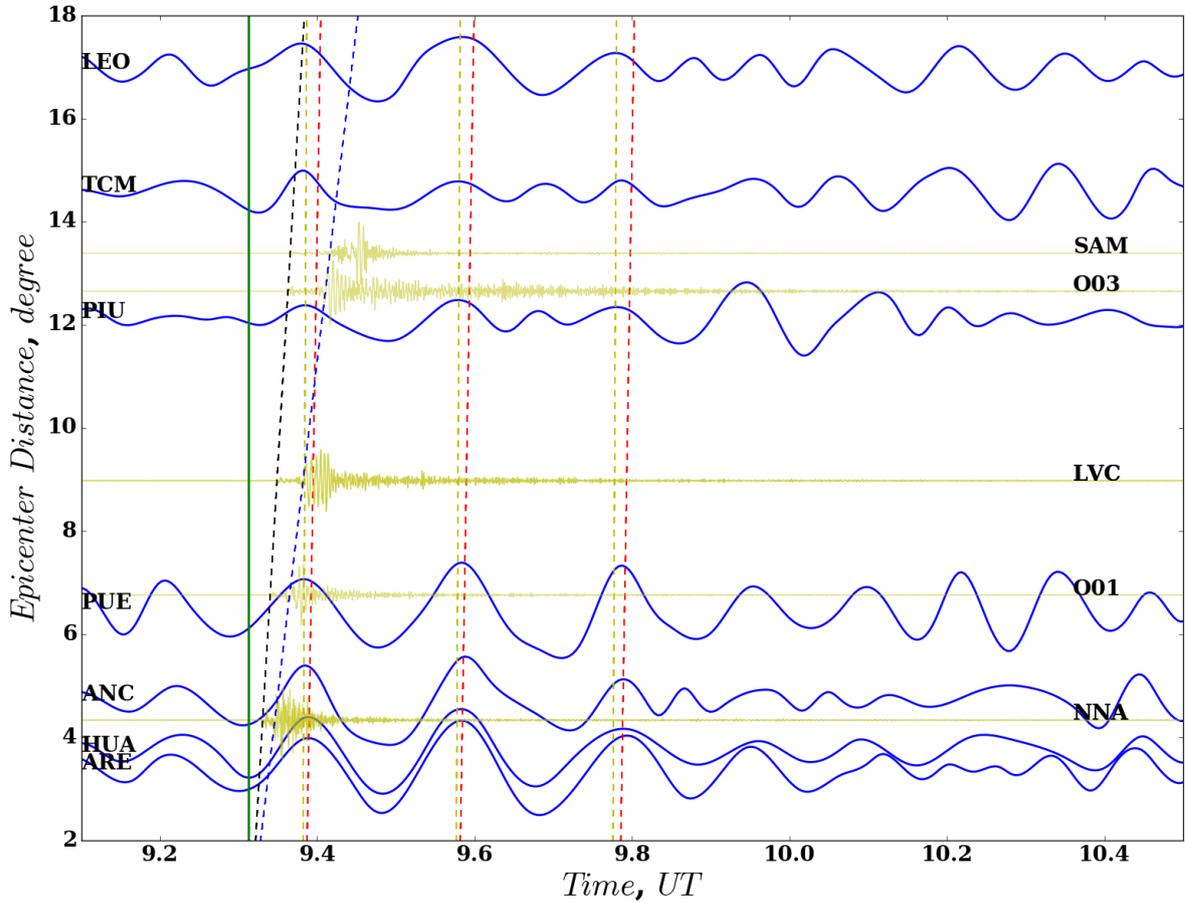


O eixo vertical mostra a distância em (graus) e o eixo horizontal mostra o tempo universal. A linha vertical verde representa a hora do terremoto. as linhas azuis horizontais mostram o deslocamento das ondas, e a linha pontilhada vermelha é traço para calcular a velocidade da onda registrada pelos magnetômetros. Os distúrbios mostrados em amarelo são registrados pelos sismógrafos locais, as linhas pontilhadas em preto e azul mostram as velocidades das ondas  $P$  e  $S$  respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

magnetossônicas rápidas na ionosfera. A interação das ondas e a transformação das ondas acústicas em ondas de plasma se devem às colisões de partículas neutras com íons e ao aumento da amplitude das ondas acústicas de gravidade com a altitude. As ondas de Alfvén que resultam desse processo têm a particularidade de serem de banda larga (KOSHEVAYA et al., 2001).

Figura 5.18 - Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros de 14 de janeiro de 2018, para Evento1



Idem explicação da Figura 5.15.

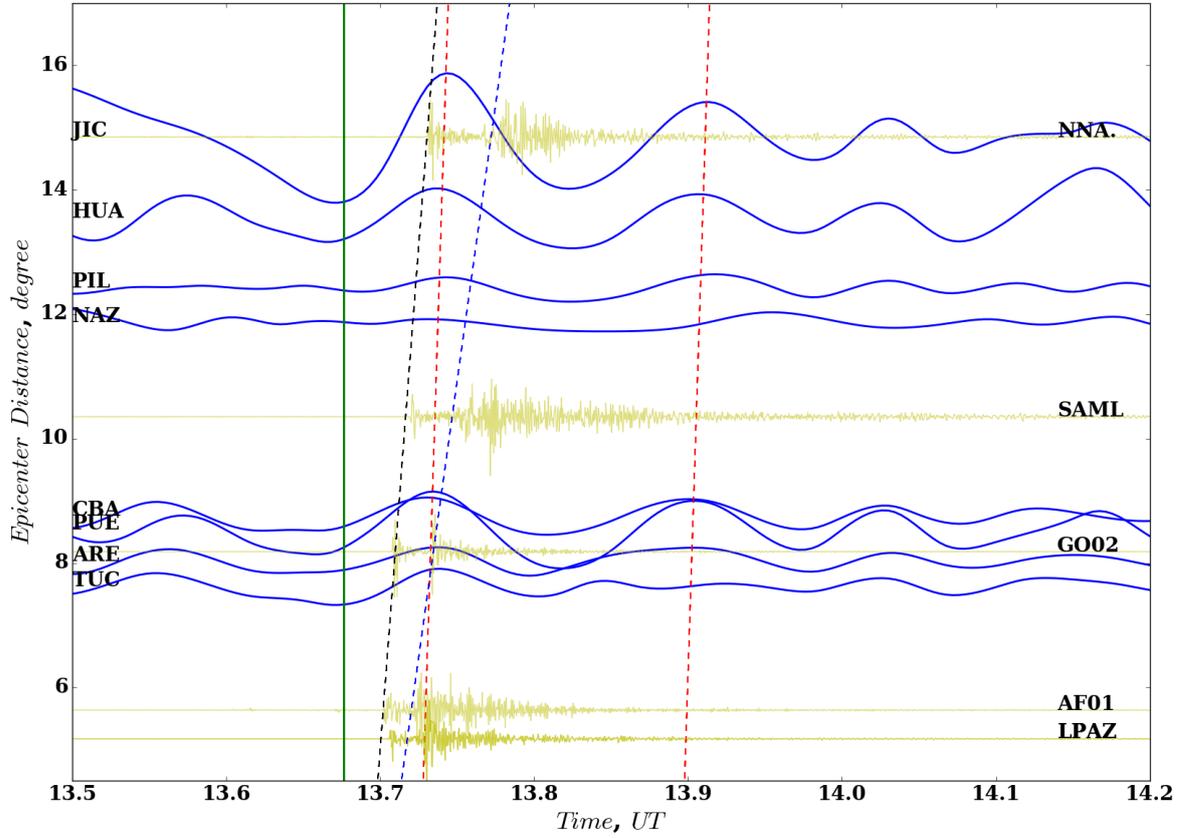
Fonte: Produção do autor.

Na ionosfera, as flutuações geomagnéticas com período de 2,5 – 10 minutos, ou frequências de 2 – 7 mHz, são classificadas com *Pc5* e associadas com as ondas MHD. A velocidade da onda MHD é dada pela seguinte equação (PARKS, 2004):

$$v_A = \frac{B_o}{\sqrt{\mu_o n_i m_i}}$$

Para  $B_o = 0,25 \times 10^{-4}$  T e densidade da ionosfera na faixa  $10^{11} \leq n_i \leq 10^{12} \text{ m}^{-3}$ , a velocidade das ondas de Alfvén  $v_A$  é de ordem 100 km/s.  $m_i$  representa a massa do íon  $O^+$ . Além disso, a velocidade das ondas de cisalhamento Alfvén, que são geradas

Figura 5.19 - Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelos sismômetros e magnetômetros de 2 de abril de 2018, para Evento2



Idem explicação da Figura 5.16.

Fonte: Produção do autor.

no plasma parcialmente ionizado é dada por (BASU, 2005):

$$v_{sA} = \frac{kv_A^2}{\nu_{in}}$$

onde  $(k, \nu_{in})$  são os números das ondas e a frequência de colisão íons e neutros.

Na região F,  $10 \leq \nu_{in} \leq 0,01$ , e para  $10^3 \leq \lambda = \frac{2\pi}{k} \leq 10^4$  km, isto é,  $\lambda$  da ordem do comprimento de campo geomagnético, a velocidade  $v_{sA}$  encontra-se no seguinte intervalo:

$$10 \text{ km/s} \leq v_{sA} \leq 10^3 \text{ km/s}$$

Outra possibilidade são ondas de Alfvén oblíquas que se propagam com velocidade:

$$v_{oA} = v_A \cos(\theta)$$

É claro que para  $\theta \approx \pi/2$ ,  $v_{oA} \rightarrow 10$  km/s.

Portanto, é possível explicar as velocidades altas na ionosfera, deduzidas nas Figuras 5.15 até 5.19 como flutuações de tipo Pc5 associadas com as ondas MHD, principalmente às ondas de cisalhamento Alfvén ou às ondas Alfvén oblíquas.

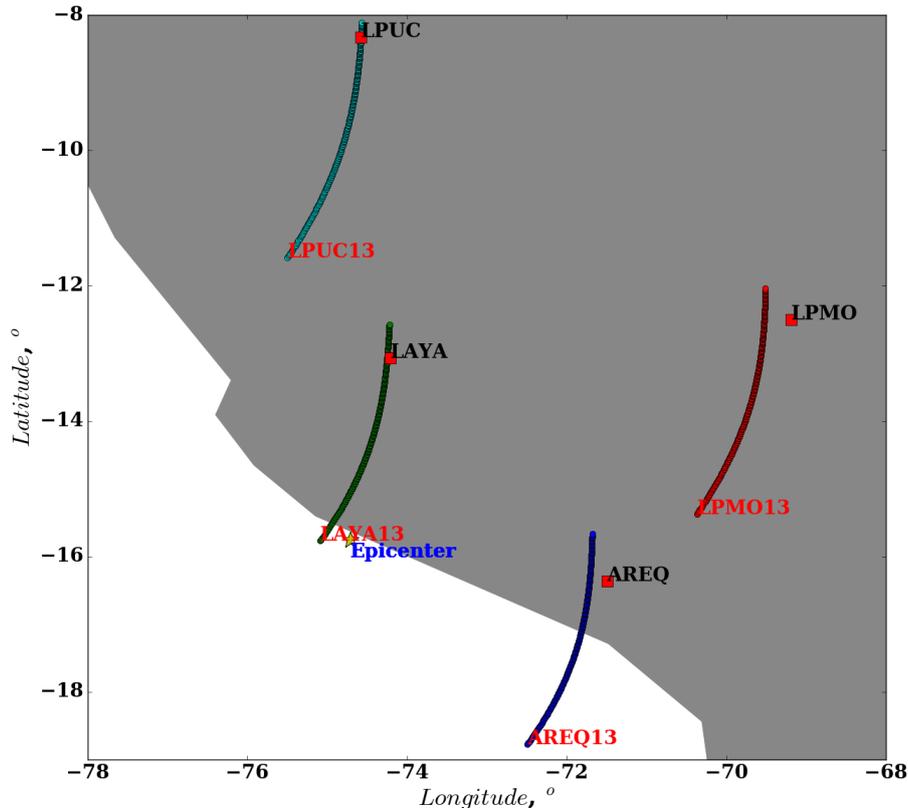
## 5.2 Resultados com TEC

Como mencionado nos primeiros capítulos, a ionosfera é uma região formada por partículas carregadas. Ela tem a notável capacidade de interferir na propagação de ondas de rádio e, em particular, nos sinais de navegação do sistema GPS dos satélites que o suportam. Flutuações na ionosfera podem causar um atraso no sinal, e erros de navegação. Embora essas interferências sejam um problema para os usuários de GPS, para o estudo de terremotos é uma fonte de informação, pois esse atraso gera uma variação da densidade eletrônica.

Agora utilizando-se variações do TEC obtidos por meio da análise do atraso dos sinais GPS, será analisada a resposta da ionosfera para os mesmos três eventos sísmicos estudados com magnetômetros. A finalidade é obter a evolução dos distúrbios ionosféricos de origem sísmica para calcular a velocidade de propagação para cada um dos eventos.

A Figura 5.20 mostra a trajetória do IPP para o Evento1, onde as letras vermelhas representam o nome das estações e o número 13 vem de PRN 13. No momento do terremoto, a trajetória do IPP está localizada onde estão as letras vermelhas, estas também representam o início da trajetória. Perto do local de ocorrência do Evento1, foram encontradas 4 estações de GPS, AREQ, LAYA, LPMQ e LPUC que estão representadas com quadrados vermelhos, e pode-se observar que as trajetórias das IPPs para o PRN 13 estão alinhadas quase paralelas entre si.

Figura 5.20 - Localização das estações de GPS e trajetórias do IPPs usadas para estudo do terremoto do Evento1.

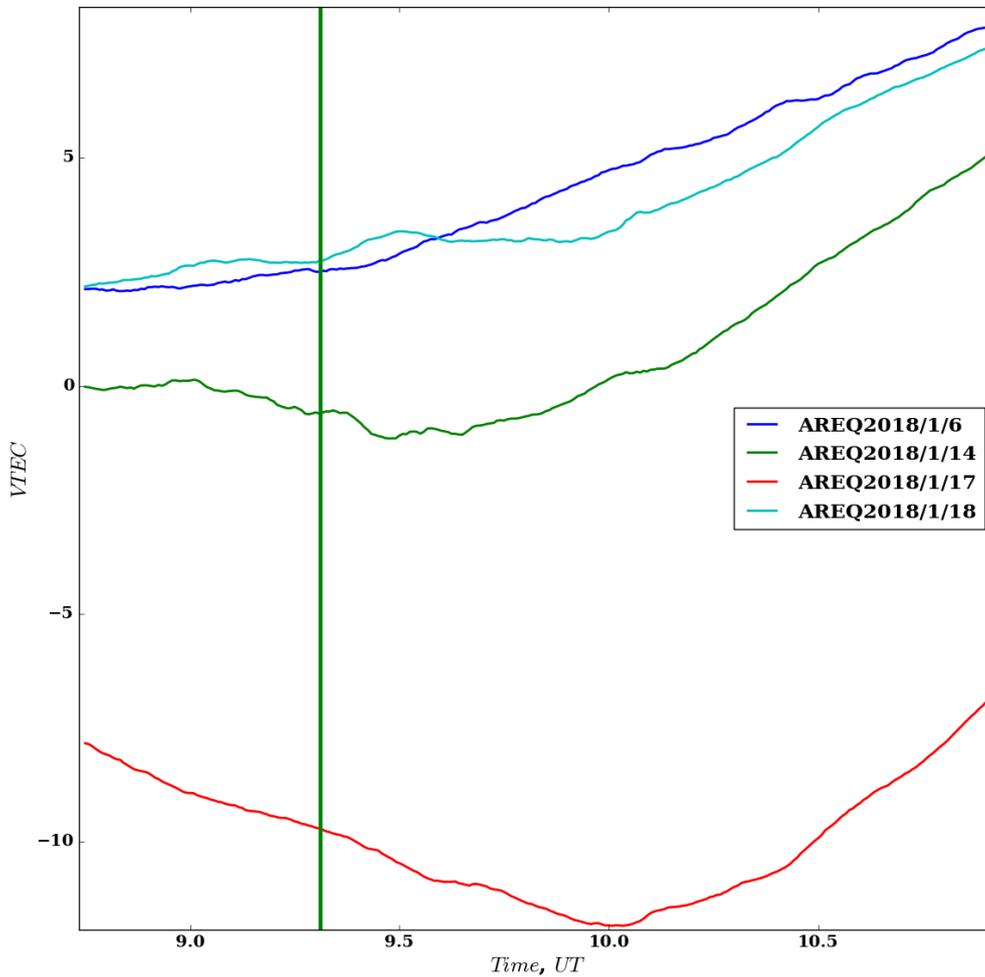


A estrela amarela representa o epicentro do terremoto, os quadrados vermelhos representam as estações do GPS e as linhas coloridas representam as trajetórias dos IPPs, de 9:30 horas a 11:00 horas .

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.21, examina-se a variação do TEC para AREQ PRN 13, para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro que são os dias 06, 17 e 18 (disponível em <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/qddays/>), mais o dia do terremoto 2018/1/14, onde pode-se notar que o valor de TEC para os dias 2018/1/6 e 2018/1/17 permanecem sem muitas perturbações. Já no dia 2018/1/14, data do terremoto do Evento1, observa-se a presença de mais flutuações no VTEC próximas ao horário do terremoto, as quais indicam que neste dia o valor do TEC é mais perturbado que nos demais. Contudo, no dia 2018/1/18 observa-se a presença de flutuações no VTEC de período visualmente maiores por volta das 9:30 UT. O valor de período encontrado para estas perturbações foi de 18 minutos, que é relativamente maior que aqueles devidos a forçantes no solo.

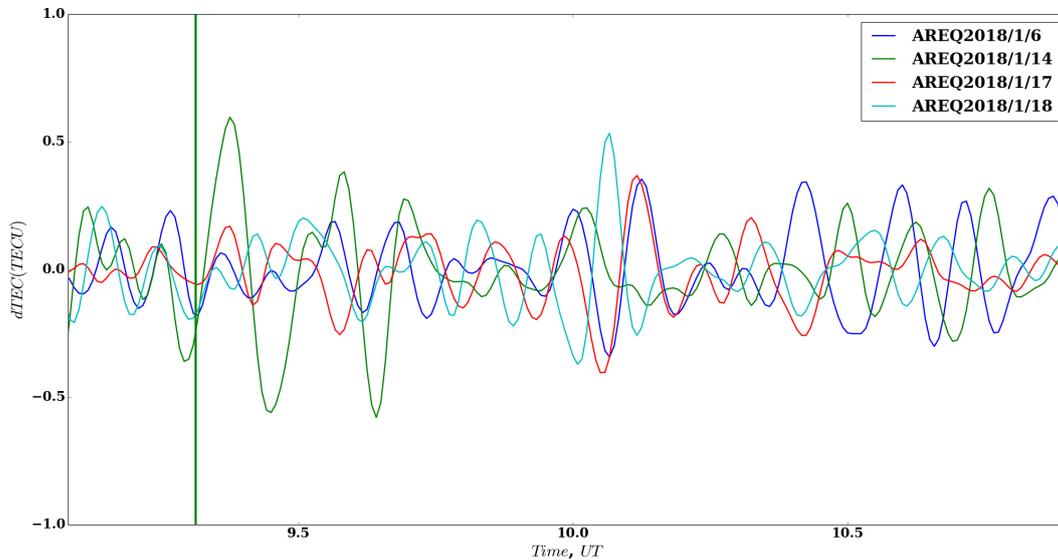
Figura 5.21 - Variação temporal do TEC ao longo da trajetória selecionada do satélite PRN 13 da estação AREQ, para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (06, 17 e 18), mais o dia do terremoto, referente ao Evento1.



Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.22, seguindo a técnica de Astafyeva et al. (2009), para suavizar o ruído de medição de fase e eliminar variações da ionosfera regular, bem como as tendências introduzidas pelo movimento orbital do satélite, foi utilizado o filtro passa-banda (Band-Pass) com período de 3 a 15 minutos, o que é adequado para estudar esse tipo de distúrbio ionosférico. Pode-se ver que no dia do terremoto o valor do TEC é mais perturbado do que os outros dias mais calmos analisados. Infelizmente neste caso Evento1 não se pode calcular a propagação das ondas, porque as estações de LISN LAYA, LPUC e LPMO perderam informações no momento do evento sísmico.

Figura 5.22 - A série de variação  $vTEC$ , derivada do satélite PRN 33 para a estação AREQ para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (06, 17 e 18), mais o dia do terremoto, para o Evento1

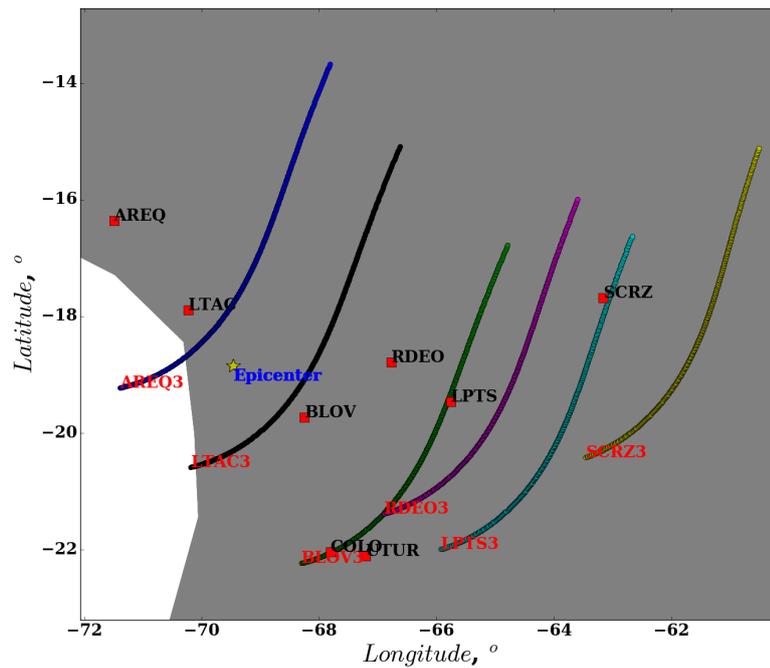


O eixo vertical mostra  $dTEC$  e o eixo horizontal mostra o tempo universal. A linha vertical verde representa a hora do terremoto.

Fonte: Produção do autor.

As Figuras 5.23 e 5.24 mostram a trajetória do IPPs para os PRNs 3 e 17 respectivamente para o Evento3. No momento do terremoto, a trajetória do IPPs era onde estão as letras vermelhas, que também representam o início da trajetória. Perto do local de ocorrência do Evento3, foram encontradas 9 estações de GPS representadas como quadrados vermelhos, e pode-se observar que as trajetórias das IPPs representadas por PRN3 estão alinhadas quase paralelas entre si, o que facilitará o cálculo da propagação das perturbações geradas pelos terremotos. Espera-se que as primeiras perturbações registradas pela PRN 3 sejam LTAC3, como ilustra a Figura 5.23, pois sua trajetória de IPP está mais próxima do epicentro e a última deve ser CSRZ3, porque está mais distante do epicentro. Nesta figura não é considerado CORU3 porque sua trajetória de IPP é muito distante do epicentro ( $12,5^\circ$ ). Para o PRN 17, como ilustra a Figura 5.24 as primeiras perturbações registradas devem ser CORU17 e a última deve ser AREQ17.

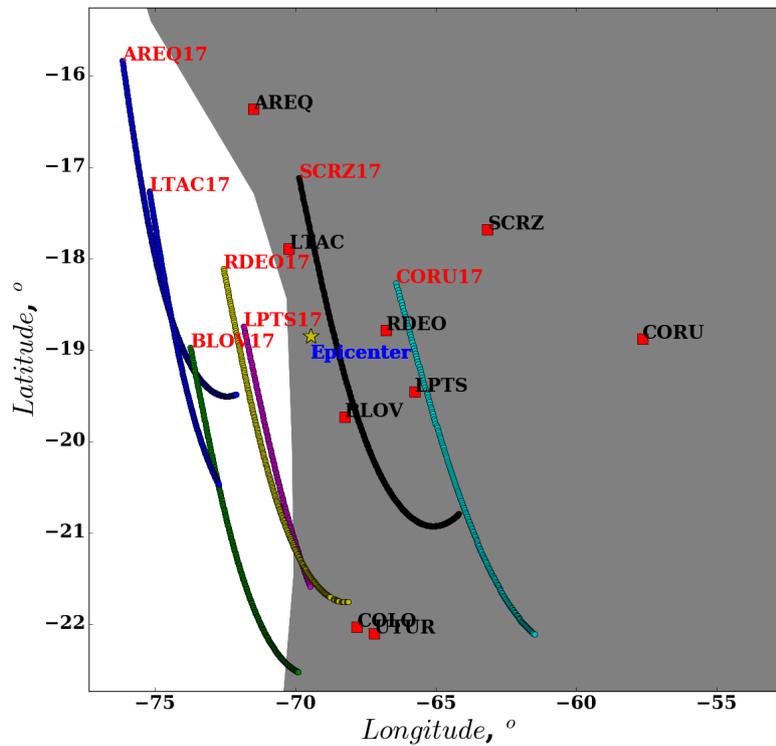
Figura 5.23 - Localização das estações de GPS e trajetórias do IPPs para PRN 3, Evento3.



Onde a estrela amarela representa o epicentro do terremoto, os quadrados vermelhos representam as estações do GPS e as linhas coloridas representam as trajetórias dos IPPs, de 1:11 hora a 4:30 horas .

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.24 - Localização das estações de GPS e trajetórias do IPPs para PRN 17, Evento3.

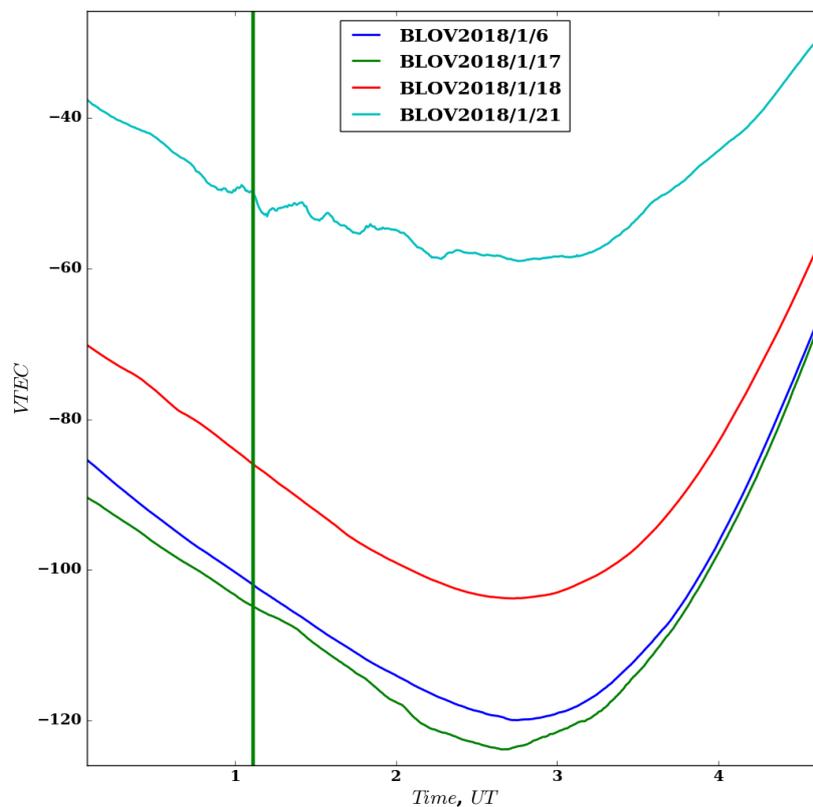


Idem explicação da figura anterior.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.25 examinamos a variação do TEC para BLOV PRN 3, para os 3 dias mais calmos do mês que são 06, 17 e 18 de janeiro (disponível em <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/qddays/>), mais o dia do terremoto *BLOV2018/1/21*, onde podemos ver claramente que o valor de TEC para os 3 dias mais calmos do mês, permanecem sem muitas perturbações, e sem dúvida para o dia do terremoto observa-se as assinaturas dos SAIDS.

Figura 5.25 - Variação temporal do TEC ao longo da trajetória selecionada do satélite PRN 3 da estação BLOV, para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (06, 17 e 18), mais o dia do terremoto, referente ao Evento3.

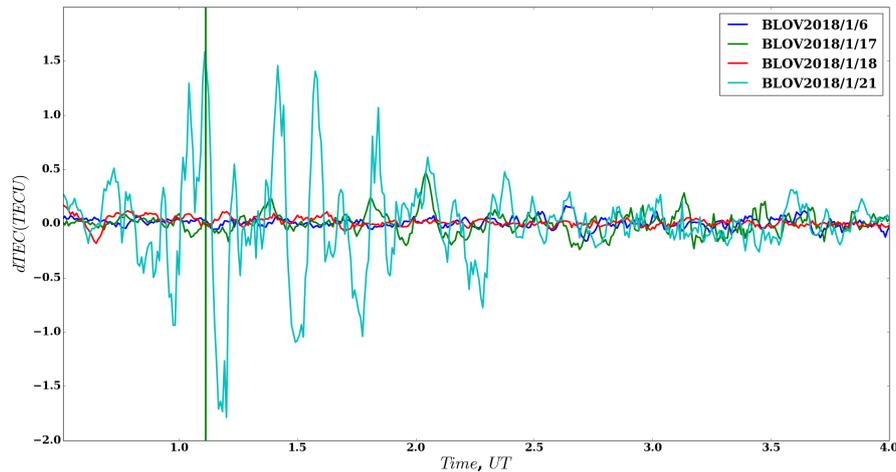


Fonte: Produção do autor.

Nas Figuras 5.26 e 5.27 foi realizada uma média corrida de 6 minutos nos dados, e se observa claramente que no dia do terremoto o valor do TEC está perturbado em relação aos outros dias mais calmos. Na Figura 5.27 existem dois pacotes de ondas, o primeiro pode ser relacionado a ondas acústicas e o segundo com ondas de gravidade que é consistente com Galvan et al. (2012). Agora vamos analisar se essas perturbações têm uma propagação e também se são geradas pelo terremoto, pois a

perturbação tem que começar a se mover das estações mais próximas para as mais distantes

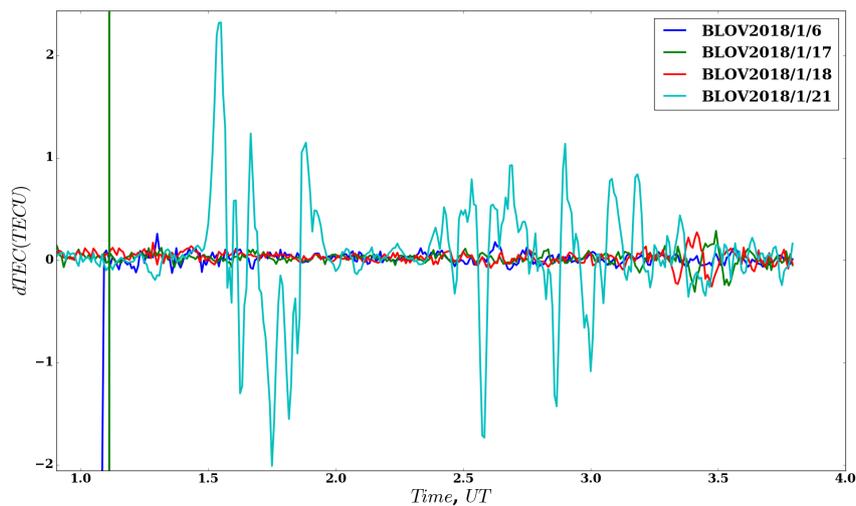
Figura 5.26 - A série de variação  $vTEC$ , derivada do satélite PRN 3 para a estação BLOV. para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (6, 17 e 18), mais o dia do terremoto, referente ao Evento3.



O eixo vertical mostra  $dTEC$  e o eixo horizontal mostra o tempo universal. A linha vertical verde representa a hora do terremoto.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.27 - A série de variação  $vTEC$ , derivada do satélite PRN 17 para a estação BLOV. para os 3 dias mais calmos do mês de janeiro (6, 17 e 18), mais o dia do terremoto, referente ao Evento3.

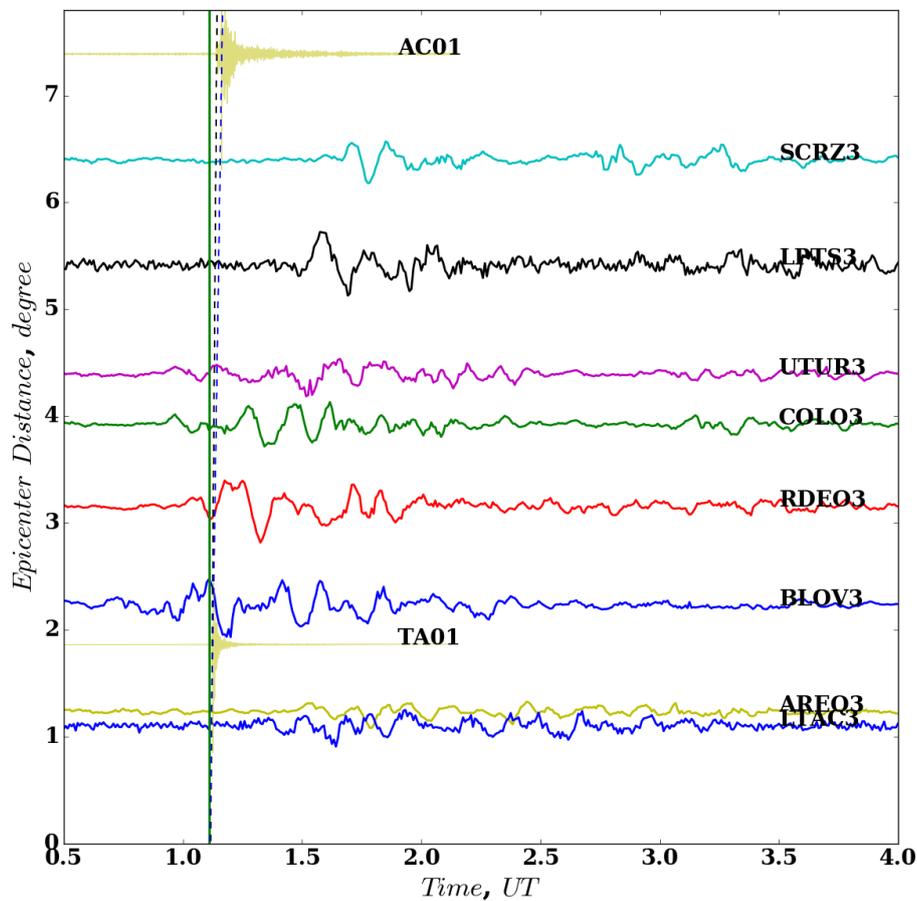


Idem explicação da figura anterior.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.28, entre 11 a 14 minutos após o terremoto, observamos perturbações do TEC nos registros do receptores LTAC AREQ para o satélite PRN 3 e 17 respectivamente. Então podemos observar que o valor do TEC registrado pelo PRN3 foi perturbado após a passagem das ondas sísmicas, com exceção do BLOV3 e RDEO3, que foram perturbadas antes da ocorrência do evento sísmico exatamente entre 7 e 10 minutos. Esta perturbação que começa no BLOV3 está se movendo claramente até SCRZ3 com uma velocidade de  $\approx 0,250$  km/s.

Figura 5.28 - Deslocamento das ondas registradas pelas estações do GPS PRN 3 de 21 de abril de 2018, para Evento3

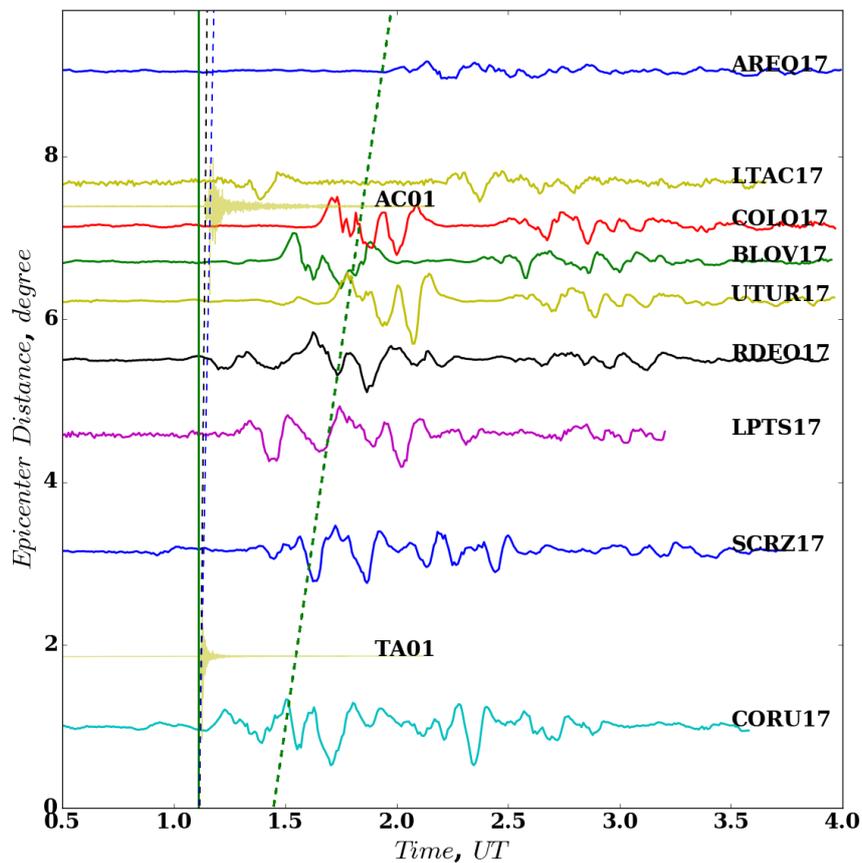


O eixo vertical mostra a distância em graus e o eixo horizontal mostra o tempo universal. A linha vertical verde representa a hora do terremoto. As várias curvas coloridas mostram o deslocamento das ondas, e as linhas pontilhadas em preto e azul são utilizadas para calcular a velocidade das ondas primárias e secundárias.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.29, pode-se ver que, antes da ocorrência do terremoto, o valor do TEC registrado pelo PRN 17 permanece constante, após 10 a 15 minutos do evento sísmico os distúrbios começam e que é consistente com Lognonné et al. (2006), Astafyeva et al. (2009), Galvan et al. (2012). A propagação do primeiro pacote de ondas representadas pela linha verde pontilhada é de aproximadamente 0,6 km/s que pode representar ondas acústicas, e o segundo ondas gravidade com velocidade de 0,3 a 0,2 km/s. De acordo com Rolland et al. (2011) ter um SAIDs detectável é  $dTEC \approx 0.1$  TECU, um limiar satisfeito por um forte terremoto de  $M_W > 6,5$ .

Figura 5.29 - Deslocamento das ondas registradas pelas estações do GPS PRN 17 de 21 de abril de 2018 , para Evento3



O eixo vertical mostra a distância em graus e o eixo horizontal mostra o tempo universal. A linha vertical verde representa a hora do terremoto. As várias curvas coloridas mostram o deslocamento das ondas, linha verde pontilhada é para calcular os SAIDs e a linhas pontilhadas em preto e azul são utilizadas para calcular a velocidade das ondas primárias e secundárias.

Fonte: Produção do autor.

No entanto, porque foi possível calcular a presença de perturbações ionosféricas de origem sísmica para um terremoto de magnitude de  $M_W < 6,3$ , as variações dessas ondas podem ser afetadas pelo MSTIDs de baixa latitude, uma vez que são características comuns da ionosfera após a meia-noite. Portanto, no dia do terremoto, com a energia extra do forçante sísmico, a amplitude do MSTIDs é amplificada. Em outras palavras, a ionosfera pré-condicionada concebida pelo MSTIDs de origem não sísmica oferece condições favoráveis para que a contribuição sísmica atinja o limiar detectável.

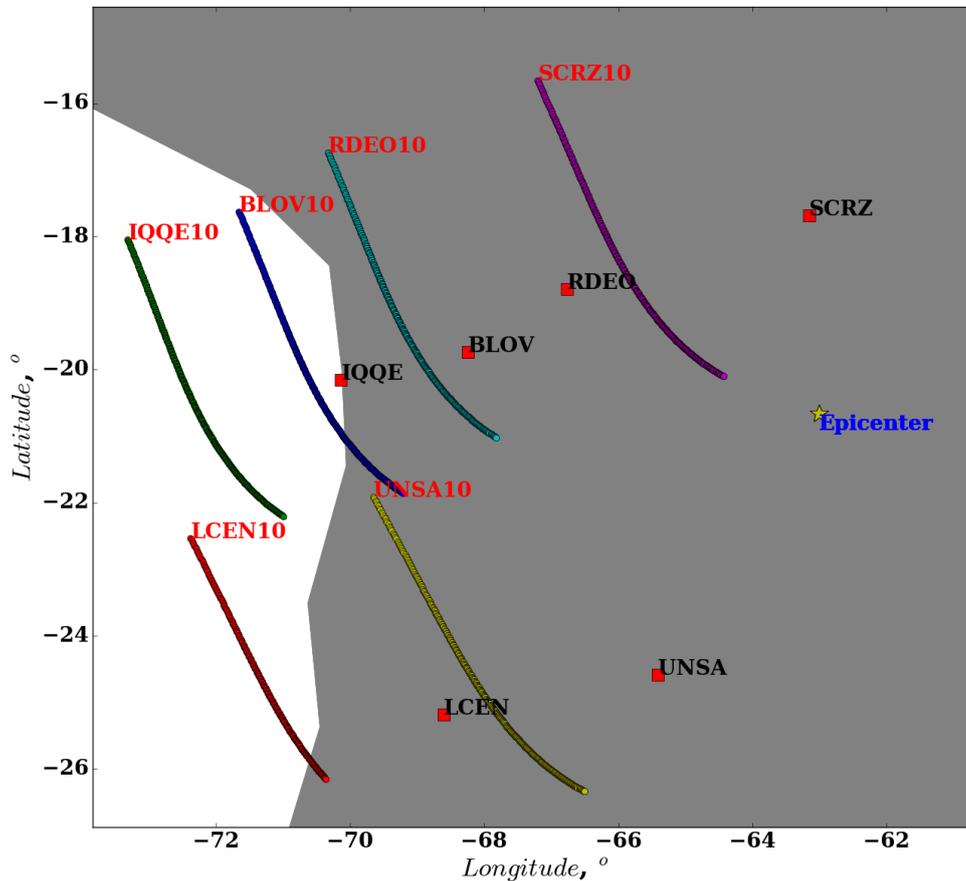
Anomalias ionosféricas pré-terremoto encontradas na Figura 5.28 ainda são desafiantes e pouco claras para se obter e entender. No entanto, não é o objetivo deste trabalho lidar com os distúrbios antes do terremoto, pois este trabalho está focado naqueles distúrbios que são gerados após o terremoto, utilizando a seguinte suposição: o terremoto gera onda de gravidade acústica que se propaga para a ionosfera e se une ao plasma ionosférico induzindo variações na densidade eletrônica e nos campos elétrico e magnético, que são medidas com GPS e magnetômetros.

Distúrbios antes do terremoto foram explicados por Shah e Jin (2015) por meio de uma análise estatística com os dados de TEC, de 10 dias antes dos terremotos ( $M_w \geq 5,0$ ), onde mostram um aumento significativo deste parâmetro 5 dias antes de um terremoto de  $M_w \geq 6,0$ , com um nível de confiança de 95 % para terremotos com profundidade focal inferior a 60 km. Para o terremoto de Tohoku-Oki de 11 de março de 2011 ( $M_w = 9.0$ ), o sistema GPS detectou uma anomalia positiva clara do conteúdo total de elétrons ionosféricos ao redor do epicentro que começa aproximadamente 40 minutos antes do terremoto (HEKI, 2011). Claramente, os distúrbios que aparecem antes do terremoto mostradas nas Figura 5.22 e Figura 5.28 podem ser explicados devido à similaridade com os fenômenos acima mencionados, entretanto este trabalho não irá entrar em mais detalhes neste tópico.

A Figura 5.30 mostra a trajetória do IPP para o Evento2, onde as letras vermelhas representam o nome das estações e o número 10 refere-se a PRN 10. No momento do terremoto, a trajetória do IPP era onde estão as letras vermelhas, que também representam o início da trajetória. Perto do local de ocorrência do Evento2, foram encontradas 6 estações de GPS, representadas com quadrados vermelhos, pode-se observar que as trajetórias das IPPs representadas por PRN 10 estão alinhadas quase paralelas entre si, o que facilitará o cálculo da propagação das perturbações geradas pelos terremotos. Espera-se que as primeiras perturbações registradas com GPS sejam em SCRZ10, pois sua trajetória de IPP está mais próxima do epicentro

e a última deve ser LCEN10, porque está mais distante do epicentro.

Figura 5.30 - Localização das estações de GPS e trajetórias dos IPPs usadas para estudo do terremoto do Evento2.

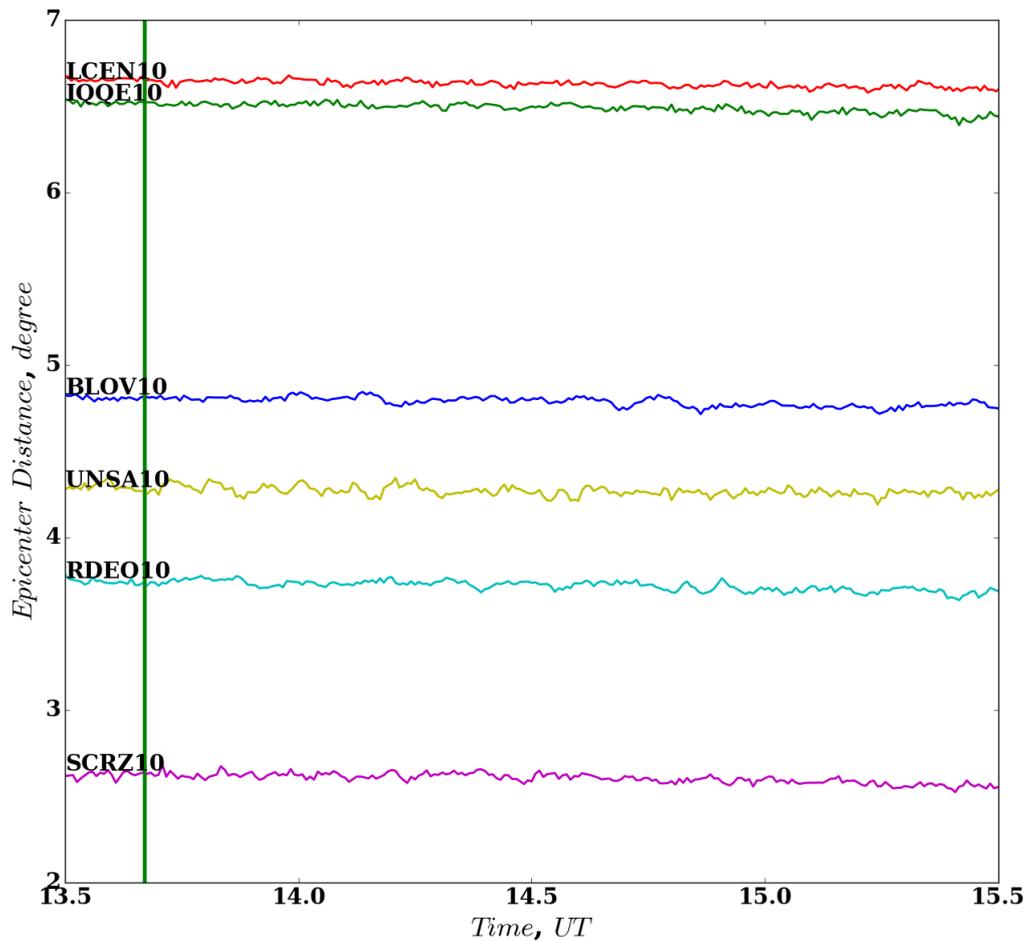


Onde a estrela amarela representa o epicentro do terremoto, os quadrados vermelhos representam as estações de GPS e as linhas coloridas representam as trajetórias dos IPPs, de 13:67 hora a 14:2 horas.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.31 foi feita uma média corrida de 6 minutos nos séries temporária do TEC, em seguida, plotou-se a distância epicentral em relação ao tempo para obter algum padrão de deslocamento das ondas geradas por terremotos na ionosfera, e como se percebe, nenhum padrão é observado. Isso poderia ser explicado pelo fato do deslocamento do solo após o terremoto ser muito pequeno (de 0,15 m/s), e profundidade do terremoto muito grande (559 km). Calais e Minster (1995) afirmam que terremotos superficiais produzem fortes deslocamentos verticais no solo, produzindo ondas de pressão que se propagam com velocidades infra-sônicas na atmosfera.

Figura 5.31 - Cálculo do deslocamento das ondas registradas pelas estações do GPS em 21 de abril de 2018, para Evento2.



O eixo vertical mostra a distância em graus e o eixo horizontal mostra o tempo universal. A linha vertical verde representa a hora do terremoto. As linhas coloridas horizontais mostram o deslocamento das ondas registrado pelos estações de GPS.

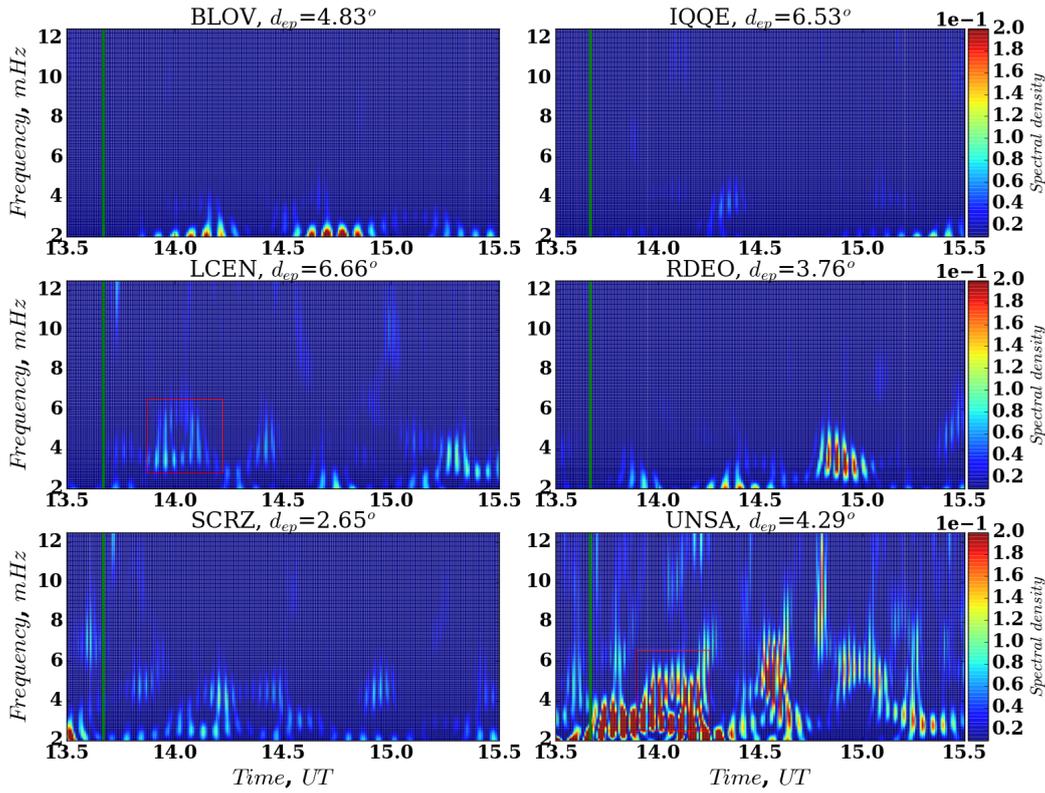
Fonte: Produção do autor.

Quanto ao Evento3, nenhuma perturbação foi encontrada após a ocorrência do evento sísmico na série temporal do TEC, aplicando-se os métodos mais conhecidos, como a média corrida e o filtro passa-banda, por isso aplicou-se Wavelet para tentar encontrar alguma assinatura de SAIDs.

A Figura 5.32, mostra a análise espectral das séries temporais de TEC para PRN 10, onde pode-se observar que a densidade espectral da UNSA em torno de 14 horas (representada com retângulo vermelho) é muito semelhante à do LCEN, o que poderia estar associado aos SAIDs. Esta detecção apenas por dois PRNs, pode ser

associada à geometria da trajetória do IPP, como mostra na Figura 5.30, para os outros PRNs de acordo com a densidade espectral, é muito difícil encontrar uma correlação.

Figura 5.32 - Análise espectral de TEC para PRN 10, Evento2.



A linha vertical verde representa a hora do terremoto.  $d_{ep}$  representa a distância epicentral média

Fonte: Produção do autor.

A distância epicentral calculada ao longo do tempo  $d_{es}$  na Figura 5.32 e para gerar nas Figura 5.28, 5.29, 5.31 é definida da seguinte forma:

$$d_{es} = \sqrt{(\langle lon \rangle_t - lon_{ep})^2 + (\langle lat \rangle_t - lat_{ep})^2} \quad (5.1)$$

onde  $\langle \rangle$  representa os valores médios ao longo do tempo  $lon$  e latitude  $lat$  da trajetória,  $lon_{ep}$  e  $lat_{ep}$  são os epicentros em longitude e latitude dos eventos sísmicos respectivamente.

## 6 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram aplicadas as ferramentas de análise de dados como HHT e CWT, para analisar as séries temporais e propagação de ondas eletromagnéticas em dados de campo geomagnético, e de ondas sísmicas, através de magnetômetros e sismógrafos, respectivamente. A análise da CWT para o caso de magnetômetros para grandezas analisadas nos eventos de terremoto de magnitude 6,3 (Evento3), 6,8 (Evento2) e 7,1 (Evento1), mostra SAIDs detectáveis claramente, no entanto, as análises HHT não mostraram os SAIDs para o evento de magnitude 6,3.

Possivelmente as perturbações encontradas no Evento2 foram amplificadas pela influência do eletrojato, já que o evento sísmico ocorreu às 9:40 LT, e as perturbações nas estações que estão na presença de eletrojato foram amplificadas de acordo com o corte feito em 1,8 mHz.

A subtração com a média dos dias mais calmos do mês para cada um dos dados dos magnetômetros, e a subtração dos dados do magnetômetro mais distante do evento sísmico, para cada um dos magnetômetros, melhora a observação dos SAIDs detectáveis, mas para os eventos 2 e 3 não se obteve uma melhora nos resultados, provavelmente porque a magnitude de tais eventos é baixa.

Utilizando redes de magnetômetros, detectamos os SAIDs na forma de perturbações geomagnéticas que têm velocidades de propagação maior que a velocidade das ondas primárias e secundárias registradas pelos sismógrafos e por causa das velocidades muito altas, esses distúrbios podem estar associados com ondas de Alfvén principalmente às ondas de cisalhamento Alfvén ou às ondas Alfvén oblíquas.

Utilizando a rede de receptores GPS, para o terremoto de magnitude  $M_W = 6,3$  detectamos os TIDs provavelmente que estão associadas a ondas acústica com velocidade 0,6 km/s e movimento mais lento (0,3 e 0,2 km/s) podem estar associados a ondas de gravidade, e um pré-condicionamento favorável oferecido pelo MSTIDs de origem não sísmica ajuda a contribuição sísmica a subir para o nível detectável.

Finalmente, como linhas de pesquisa para trabalhos futuros, sugere-se o desenvolvimento de simulação computacional para explicar o mecanismo de geração de ondas na ionosfera pelo acoplamento LAI, para uma melhor compreensão dos SAIDs detectados.

Um dos grandes problemas deste trabalho é a resolução dos dados dos magnetômetros, para justificar as velocidades superiores a 10 km/s. Para melhorar este pro-

blema, deve-se melhorar as ferramentas desenvolvidas neste trabalho de dissertação, bem como desenvolver outras ferramentas de análise de dados para facilitar a interpretação dos resultados obtidos, como por exemplo, a transformada Wavelet inversa, e usar dados de (GPS) e (GLONASS) para calcular o TEC.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AFRAIMOVICH, E. L.; KOSOGOROV, E.; LESYUTA, O.; USHAKOV.  
Geomagnetic control of the spectrum of traveling ionospheric disturbances based on data from a global gps network. **Annales Geophysicae**, n. 19, p. 723–731, 2001. 2, 44
- ASTAFYEVA, E.; HEKI, K.; KIRYUSHKIN, V.; AFRAIMOVICH, E.; SHALIMOV, S. Two-mode long-distance propagation of coseismic ionosphere disturbances. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 114, n. A10, 2009. 1, 2, 44, 70, 78, 84
- BARNHART, W. E. B. Empirical mode decomposition applied to solar irradiance, global temperature, sunspot number, and co2 concentration data. **Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics**, v. 73, n. 13, p. 1771–1779, 2011. 48, 49
- BASU, B. Characteristics of electromagnetic rayleigh-taylor modes in nighttime equatorial plasma. **Journal Geophysical Research**, v. 110, n. A02303, 2005. 13, 75
- BEHNKE, R. Layer height bands in the nocturnal ionosphere over arecibo. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, n. A3, p. 974–974, 1979. 11
- BOLT, B. **Inside the Earth**. San Francisco: Freeman, 1982. 19, 20
- CALAIS, E.; MINSTER, J. B. Gps detection of ionospheric perturbations following the january 17, 1994, northridge earthquake. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 9, p. 1045–1048, 1995. 86
- CANDIDO, C.; BATISTA, I.; F.BECKER-GUEDES, F.; ABDU, M.; SOBRAL, a. H. J. Spread f occurrence over a southern anomaly crest location in brazil during june solstice of solar minimum activity. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 116, n. A6, p. 435–451, 2011. 11
- CARMONA, A.; POVEDA, G. Application of hilbert-huang transform to detect hydroclimatic variability modes in colombia. **DYNA**, v. 79, n. 175, p. 2346–2183, 2012. 50, 51
- CHAN, Y. T. **Wavelet Basics**. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers, 1995. 35, 45

- COSTA, C. da. **Processamento de sinais para engenheiros: teoria e prática**. Rio de Janeiro: Bonecker Editorial, 2018. 46
- DAUBECHIES. **Ten lectures on wavelets**. Philadelphia: Springer-Verlag, 1992. 45, 46
- EDELSTEIN, A. Advances in magnetometry. **Journal of Physics:Condensed Matter**, v. 19, n. 16, 2007. 15, 17
- EVANS, J.; HOLT, J.; WAND, R. A differential-doppler study of traveling ionospheric disturbances from millstone hill. **Radio Science**, v. 18, n. 3, p. 435–451, 1983. 11
- FARGE, M. Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Annual Review of Fluid Mechanics**, n. 24, p. 395–457, 1992. 46, 47
- FIGUEIREDO, C. A. O. B.; WRASSE, C.; TAKAHASHI, H.; SHIOKAWA, K.; BARROS, D. Large-scale traveling ionospheric disturbances observed by gps dtec maps over north and south america on saint patrick’s day storm in 2015. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 122, n. 4, p. 4755–4763, 2017. 11
- GALPERIN, Y. I. Alfvén wave excited in the middle-latitude magnetosphere by a large-scale acoustic wave propagating in lower ionosphere. **Izvestiya ANSSSR Physics of the Earth**, n. 11, p. 88–98, 1985. 1
- GALVAN, D.; KOMJATHY, A.; HICKEY, M.; J.SNIVELY; SONG, Y.; BUTALA, M.; MANNUCCI, A. Ionospheric signatures of tohoku-oki tsunami of march 11, 2011: model comparisons near the epicenter. **Radio Science**, v. 47, n. RS4003, 2012. 1, 2, 81, 84
- HASEGAWA, A.; UBEROI, C. **The Alfvén Wave**. Washington: U. S.: Department of Energy, 1982. 14-19 p. 13
- HEKI, K. Ionospheric electron enhancement preceding the 2011 tohoku-oki earthquake. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 17, 2011. 85
- HEKI, K.; PING, J. Directivity and apparent velocity of the coseismic ionospheric disturbances observed with a dense gps array. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 236, n. 3-4, p. 845–855, 2005. 1, 2
- HINES, C. O. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. **Canadian Journal of Physics**, v. 38, n. 11, p. 1441–1481, 1960. 11

\_\_\_\_\_. Observed ionospheric waves considered as gravity or hydromagnetic waves. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 36, p. 1205–1216, 1974. 11

HOFMANN-WELLENHOF, B.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS, J. **Global Positioning System**. New York: Springer, 2001. 22, 24, 28

HUANG, E.; SHEN, Z.; LONG, S.; WU, M.; SHIH, H.; ZHENG, Q.; YEN, N.; TUNG, C.; LIU, H. H. The empirical mode decomposition and the hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. **The Royal Society of London**, n. 454, p. 903–995, 1998. 35, 49

JACQUES, G. **Modeling a local phenomenon rainy and analysis of its transfer to groundwater**. Avignon, Français: Université d'Avignon, 2013. 48

JONAH, O.; KHERANI, E.; PAULA, E. R. D. Observation of tec perturbation associated with medium-scale traveling ionospheric disturbance and possible seeding mechanism of atmospheric gravity wave at a brazilian sector. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 121, n. 3, p. 2531–2546, 2016. 11

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An introduction to geophysical exploration**. 3.ed. London: Blackwell Science, 2002. 18, 19

KELLEY, M. C. **The Earth's ionosphere: plasma physics and electrodynamics**. San Diego, California: Academic Press, 2009. 5, 6, 7, 11, 13

KHERANI, E.; HÉBERT, H.; ROLLAND, L.; ASTAFYEVA, E.; OCCHIPINTI, G.; COISSON, P.; PAULA, E. R. de. Modelling of the total electronic content and magnetic field anomalies generated by the 2011 tohoku-oki tsunami and associated acoustic-gravity waves. **Geophysical Journal International**, n. 191, p. 1049–1066, 2012. 1, 2

KHERANI, E.; ROLLAND, L.; PAULA, E. de. Traveling ionospheric disturbances propagating ahead of the tohoku-oki tsunami: a case study. **Geophysical Journal International**, n. 204, p. 1148–1158, 2016. 2, 48

KHERANI, E. A.; ABDU, M. A.; PAUL, E. R. de. The acoustic gravity wave induced disturbances in the equatorial ionosphere. **Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere**, v. 2, p. 141–162, 2011. 1, 10

KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introdução á geofísica espacial**. São Paulo: FAPESP, 1991. 7

KLAUSNER, V.; ALMEIDA, T.; MENESES, F. C. D.; KHERANI, E. A.; PILLAT, V. G.; MUELLA, M. T. A. H. Chile2015: induced magnetic fields on the z component by tsunami wave propagation. **Pure and Applied Geophysics**, v. 173, p. 1463–1478, 2016. [1](#), [2](#), [48](#)

KOSHEVAYA, S. V.; GRIMALSKY, V.; BURLAK, G. N.; ENRÍQUEZ, R. P.; KOTSARENKO, A. Magnetic perturbations excited by seismic waves. **Physica Scripta**, v. 64, n. 2, p. 172–176, 2001. [1](#), [2](#), [59](#), [73](#)

KUMAR, P. Wavelet analysis for geophysical applications. **Reviews of Geophysics**, v. 34, n. 4, p. 385–412, 1997. [45](#)

LOGNONNÉ, P.; GARCIA, F. R.; CRESPON, G.; OCCHIPINTI, A.; KHERANI, J.; ARTRU-LAMBIN. Seismic waves in the ionosphere. **Europhysics News**, v. 37, n. 04, p. 11–15, 2006. [1](#), [2](#), [84](#)

LOWRIE, W. **Fundamentals of geophysics**. 2.ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. [18](#), [20](#), [21](#)

MACINTYRE, S. A. Magnetic field measurement. [s.l.]. **CRC Press**, p. 129–141, 1999. [15](#), [16](#), [17](#)

MISRA, P.; ENGE, P. **Global Positioning System, signals, measurements, and performance**. 2.ed.: Ganga-Jamuna Press: [s.n.], 2006. [25](#), [26](#), [27](#), [28](#), [29](#), [30](#), [31](#)

MONICO, J. F. G. **Posicionamiento pelo GNSS**. São Paulo: UNESP, 2008. [22](#), [23](#), [24](#)

MORI, K.; KASASHIMA, N.; YOSHIOKA, T.; UENO, Y. Prediction of spalling on a ball bearing by applying the discrete wavelet transform to vibration signals. **Wear**, v. 195, p. 162–168, 1995. [45](#)

MUNRO, G. H. Short-period changes in the f region of the ionosphere. **Nature**, v. 162, p. 886–887, 1948. [11](#)

PARKS, G. K. **Physics of space plasmas an introduction**. 2.ed. Colorado, United Kingdom: Westview Press, 2004. [12](#), [74](#)

PROLSS, G. W. **Physics of the Earth's space environment**. Bonn, Germany: Springer Science, 2004. [5](#), [7](#), [53](#)

RIPKA, P. Review of fluxgate sensors. **Invited Review**, v. 33, n. 3, p. 129–141, 2007. 16

ROLLAND, L. M.; LOGNONNÉ, P.; MUNEKANE, H. Detection and modeling of rayleigh wave induced patterns in the ionosphere. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 116, n. A5, 2011. 2, 84

SEEBER, G. Books-received-satellite geodesy-foundations methods and applications. **Science**, v. 262, p. 775, 1993. 29

SEEMALA, G. K.; VALLADARES, C. E. Statistics of total electron content depletions observed over the south american continent for the year 2008. **Radio Science**, v. 46, n. RS5019, 2011. 33, 43

SHAH, M.; JIN, S. Statistical characteristics of seismo-ionospheric gps tec disturbances prior to global  $m_w$ 5.0 earthquakes (1998-2014). **Journal of Geodynamics**, v. 92, p. 42–49, 2015. 85

SHENG, Y. **The transforms and applications handbook**. [S.l.]: CRC Press,, 1996. 45

SUBIRANA, J. S. **GNSS data processing, Vol. I: fundamentals and algorithms**. [S.l.]: ESA Communications, 2013. 22

THOMAS, D.; BAGIYA, M. S.; SUNIL, P. S.; ROLLAND, L.; SUNIL, A. S.; MIKESELL, T. D.; NAYAK, S.; MANGALAMPALLI, S.; RAMESH, D. S. Revelation of early detection of co-seismic ionospheric perturbations in gps-tec from realistic modelling approach: case study. **Scientific reports**, v. 8, n. 1, p. 12105, 2018. 2

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. 79, p. 61–78, 1998. 45, 47

UTADA, H.; SHIMIZU, H.; OGAWA, T.; MAEDA, T.; FURUMURA, T.; YAMAMOTO, T.; YAMAZAKI, N.; YOSHITAKE, Y.; NAGAMACHI, S. Geomagnetic field changes in response to the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake and tsunami. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 311, p. 11–27, 2011. 1, 2, 68

WHITTEN, R.; POPPOFF, I. G. **Fundamentals of aeronomy**. [S.l.: s.n.], 1971. 7



## ANEXO A - ARQUIVOS RINEX

O formato RINEX são arquivos *American Standard Code for Information Interchange* (ASCII) classificados de acordo com as informações que eles armazenam. Existem arquivos de dados observados, arquivos com mensagens de navegação (um para cada constelação de satélites GNSS e sistemas SBAS). Os arquivos disponibilizados pela RBMC utilizam dois tipos de compactação: uma ZIP padrão e outra do tipo HATANAKA. Dentro deste mesmo arquivo estão os dados de observação e navegação para estação e dia escolhidos. Como exemplo, utilizaremos a estação ROGM, do ano de 2018 e dia 014. O arquivo baixado na área de downloads do IBGE será o rogm0141.zip. Para a primeira descompressão utiliza-se qualquer software disponível no mercado (como exemplos tem-se o WinRar, o WinZip ou Gzip). Dentro do arquivo encontra-se:

- rogm0141.17d → arquivo de observação compactado em HATANAKA;
- rogm0141.17n →arquivo de órbita GPS;
- rogm0141.17g →arquivo de órbita GLONASS;
- rogm0141.17m →arquivo de dados meteorológicos (quando disponível);

De todos eles estamos interessados nos arquivos de dados observação compactado em HATANAKA e arquivo de órbita GPS (navegação). Na Figura A.1 mostra um exemplo do cabeçalho de arquivo RINEX. Este cabeçalho corresponde à estação ROGM, localizada no Brasil, para o dia 14 de Janeiro de 2018 e contém informações sobre o conteúdo do arquivo como nome da estação, informação da antena, coordenadas aproximadas da estação, número e tipos de observação, intervalo de observação em segundos, tempo do primeiro registro de observação. L1 e L2, P1 e P2, representam medição de fase da portadora e medição de pseudodistancia mas frequências L1 e L2 , respectivamente. L5 corresponde a uma terceira frequência que foi introduzida com a modernização das constelações e S1 e S2 são observáveis adicionais que não são usados neste trabalho

Figura A.1 - Exemplo de cabeçalho do arquivo RINEX de 14 de janeiro de 2018 para a estação ROGM Brazil.

```

2.11      OBSERVATION DATA      M (MIXED)      RINEX VERSION / TYPE
teqc 2017Sep15      RBMC      20180115 07:44:09UTC      PGM / RUN BY / DATE
ROGM      MARKER NAME
41651M001      MARKER NUMBER
RBMC      IBGE/CGED      OBSERVER / AGENCY
4651K03582      TRIMBLE NETR5      3.84      REC # / TYPE / VERS
30320698      TRM55971.00      NONE      ANT # / TYPE
2615472.4459 -5694455.8918 -1185599.933E      APPROX POSITION XYZ
0.0080      0.0000      0.0000      ANTENNA: DELTA H/E/N
1 1      WAVELENGTH FACT L1/2
11 L1 L2 L5 C1 P1 C2 P2 C5 S1 # / TYPES OF OBSERV
S2 S5 # / TYPES OF OBSERV
15.0000      INTERVAL
18      LEAP SECONDS
CODIGO: 93980      Estacao: Guajara-Mirim      COMMENT
2018 1 14 0 0 0.0000000      GPS      TIME OF FIRST OBS
END OF HEADER

```

Fonte: Produção do autor.

Na Figura A.2 é a seção do corpo, é dividida pelas épocas (indicadas em verde). Na mesma linha da hora, em vermelho, é mostrado o número de satélites visíveis e, em seguida, o número do satélite e a constelação a que pertence (G se for GPS, R para GLONASS e E para Galileo). Então, distribuídos por linhas, estão os valores das observáveis (ordenadas de acordo com a ordem indicada no cabeçalho). Se um deles estiver faltando, aparecerá um buraco em branco.

Figura A.2 - Exemplo de corpo do arquivo RINEX de 14 de janeiro de 2018 para a estação ROGM Brasil.

18	1	14	0	0	0.0000000	0	5G31G22R21R09R20G03G16G23G11G08R19G27 G14R07G01		
121719222.149	6	94846112.578	7				23162389.984		
23162383.965		23162383.727					40.400		42.700
116706457.144	7	90940141.36645					22208514.500		
		22208504.668					47.300		33.100
106252235.205	7	82640612.487	7				19855758.242		19855758.152
		19855757.625					44.600		44.500
126902449.292	5	98701898.331	5				23764751.992		23764748.262
		23764745.156					31.800		31.400
106046309.319	6	82480449.323	7				19831185.641		19831184.727
		19831185.492					37.100		44.700
120581234.554	7	93959344.043	7				22945829.883		
22945825.270		22945824.504					44.900		42.600
131591694.915	5						25041072.438		
							34.600		
116174523.855	6	90525617.96744					22107280.102		
		22107270.270					41.100		25.600
115691795.840	8	90149395.56845					22015407.602		
		22015397.711					48.800		35.500
108646310.665	8	84659456.384	8				20674706.688		
20674700.141		20674699.844					49.800		48.900
							24040149.453		
115855732.281	7	90277189.221	7				22046616.695		
22046609.270		22046609.266					46.100		45.000
118736605.953	6	92522091.97743					22594836.750		
		22594829.086					39.200		19.000
113134356.614	6	87993384.971	7				21134442.211		21134441.531
		21134441.711					39.900		42.800
119220616.031	6	92899169.187	7				22686921.188		
22686916.340		22686916.574					40.800		43.700
18	1	14	0	0	15.0000000	0	14G31G22R21R20G03G16G23G11G08R19G27G14 R07G01		
121715131.660	6	94842925.233	7				23161611.016		
23161604.879		23161605.520					41.300		42.000
116706457.144	7	90940141.36645					22208514.500		
		22208504.668					47.300		33.100

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.