

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

LISSA CUNHA DE ALMEIDA

ANÁLISE DO USO DA TECNOLOGIA GNSS PARA A DETECÇÃO DE
TERREMOTOS NA AMÉRICA DO SUL: INTEGRAÇÃO DE DIFERENTES
ABORDAGENS

CURITIBA

2022

LISSA CUNHA DE ALMEIDA

ANÁLISE DO USO DA TECNOLOGIA GNSS PARA A DETECÇÃO DE
TERREMOTOS NA AMÉRICA DO SUL: INTEGRAÇÃO DE DIFERENTES
ABORDAGENS

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Ciências Geodésicas.

Orientador(a): Prof. Dr. Paulo Sérgio Oliveira Junior

Coorientador(a): Prof. Dr. Tiago Lima Rodrigues

CURITIBA

2022

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

A447a Almeida, Lissa Cunha de

Análise do uso da tecnologia GNSS para predição e detecção de terremotos na América do Sul: integração de diferentes abordagens [recurso eletrônico] / Lissa Cunha de Almeida – Curitiba, 2022.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Setor de Ciências da Terra, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Ciências Geodésicas.

Orientador(a): Prof. Dr. Paulo Sérgio Oliveira Junior

Coorientador(a): Prof. Dr. Tiago Lima Rodrigues

1. Terremoto. 2. Geodinâmica. I. Oliveira Júnior, Paulo Sérgio. II. Rodrigues, Tiago Lima. III. Universidade Federal do Paraná. IV. Título.

CDD 551.22

Bibliotecária: Vilma Machado CRB-9/1563

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação CIÊNCIAS GEODÉSICAS da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **LISSA CUNHA DE ALMEIDA** intitulada: **ANÁLISE DO USO DA TECNOLOGIA GNSS PARA DETECÇÃO DE TERREMOTOS NA ÁMERICA DO SUL: INTEGRAÇÃO DE DIFERENTES ABORDAGENS**, sob orientação do Prof. Dr. PAULO SERGIO DE OLIVEIRA JUNIOR, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa. A outorga do título de mestra está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 31 de Agosto de 2022.

Assinatura Eletrônica

01/09/2022 13:40:23.0

PAULO SERGIO DE OLIVEIRA JUNIOR

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

02/09/2022 09:35:12.0

CLAUDIA PEREIRA KRUEGER

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

01/09/2022 14:47:59.0

DANIELE BARROCA MARRA ALVES

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE EST. PAULISTA JÚLIO DE MESQUITA FILHO/PR. PRUDENT)

Dedico este trabalho, ao meu pai,
Eelson Lima de Almeida,
Que partiu mas vive em meu coração!

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus porque sem ele nada seria e porque nele tudo sou;

Aos meus pais Cláudia Cunha Pereira e Elson Lima de Almeida, pelo apoio incondicional e incentivo sempre prestado para a realização dos meus objetivos;

Ao meu namorado Gustavo Rodrigues Lopes Leite, pela paciência, compreensão, apoio e por estar comigo em todos os momentos bons e ruins pelos quais passei até o presente momento;

Aos meus queridos amigos que me deram suporte e me motivaram a continuar nessa caminhada, em especial ao meu grande amigo Felipe de Oliveira Lima que conheci no curso da Pós-graduação remotamente e foi um amigo fiel. Também a minha queridíssima amiga Dilma Serra, que esteve me dando suporte nos momentos mais difíceis juntamente com sua linda família a quem tenho muita admiração. E também a minha querida amiga Kathleen Terhaag com quem compartilhei muitas histórias e é uma pessoa que guardo no coração.

Ao meu orientador Prof.º Dr. Paulo Sérgio de Oliveira Junior eu agradeço imensamente, pela presença constante, pelo esforço e por me levantar em todos os momentos em que não tive forças. Também pela amizade que cultivamos e juntamente a isso as lições pessoais e profissionais nesses anos de convívio;

Ao meu co-orientador Prof.º Dr. Tiago Lima Rodrigues pelo apoio, orientação e grande colaboração nos processos de pesquisa deste trabalho;

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pela bolsa de estudos e auxílio financeiro que possibilitou a dedicação exclusiva ao programa de pós-graduação e a operacionalização do estudo;

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná, e ao próprio programa em si, que impulsionaram meu amadurecimento acadêmico e possibilitaram a aquisição de conhecimentos durante a realização do curso de Mestrado.

Aos centros de dados e de análise do IGS, do IBGE e CNES, e ao Tomoji Takasu e Boston College pela confecção e disponibilização dos softwares, RTKLIB e GPS-TEC respectivamente, utilizados nesta pesquisa.

“Trabalhe mais pela eliminação das maldades concretas do que pela
realização do bem imaginário”.

(KARL POPPER)

RESUMO

Com o crescimento da população no planeta, principalmente sua habitação em locais com intensa atividade sísmica, observa-se a necessidade ainda maior do monitoramento e entendimento do comportamento da geodinâmica, especialmente para estas regiões. A crosta litosférica é dividida em cerca de 12 placas, que deslizam, convergem ou divergem uma em relação a outra. A zona de interação destas placas é onde ocorrem os terremotos, que são movimentos das placas causados pela liberação repentina de energia elástica, acumulada nas rochas ao longo de anos. Todos os dias cerca de 50 tremores de terra são sentidos no planeta, alguns eventos destes, especificamente os mais intensos, quando ocorrem resultam em casualidades civis e enormes danos às estruturas naturais e artificiais. Atualmente, com a evolução das tecnologias desenvolvidas para fins de posicionamento, em particular a relação da geodésia espacial com a geodinâmica, muitas aplicações destas pesquisas foram sendo desenvolvidas no meio científico e se mostraram muito promissoras. Neste cenário, o GNSS (*Global Navigation Sattelite Systems*) se destaca como uma “ferramenta” poderosa para o monitoramento em tempo real dos movimentos crustais e eventos sísmicos, devido a precisão e acurácia da tecnologia e ao baixo custo em relação a outros sistemas de detecção. Além disso, o GNSS é um instrumento interessante para analisar o efeito consequente destes deslocamentos na alta atmosfera. Os estudos com o GNSS em tempo real demonstram como o posicionamento por satélites pode ser usado para detecção do deslocamento de grandes massas, como as placas litosféricas. Muitas melhorias incrementais vêm sendo realizadas desde então e várias técnicas foram propostas para o uso do GNSS para estimar rapidamente as propriedades dos fenômenos sísmicos. Desta forma o seguinte trabalho teve como objetivo averiguar a possibilidade do uso da tecnologia GNSS e sua aplicabilidade na predição e detecção de terremotos. Utilizou-se o Posicionamento por Ponto Preciso (PPP) para estimar as coordenadas tridimensionais de estações GNSS ativas com a intenção de quantificar os deslocamentos posicionais gerados em locais de ocorrência de terremotos na Placa Sul Americana, especificamente em eventos que ocorreram no Chile entre 2010-2014. Além disso, entende-se que as ondas sísmicas também afetam as partículas da atmosfera chegando até camadas da alta atmosfera. Nesse sentido, observou-se os distúrbios no TEC (*Total Electron Content*) e também no ZTD (*Zenith Tropospheric Delay*) que foram gerados a partir das observáveis GNSS, utilizando determinados softwares. Tais estudos foram conduzidos para eventos sísmicos de alta intensidade, i.e., $M_w > 7.5$ e de profundidade epicentral relativamente rasa (< 40 km). Os detalhes e a natureza dos terremotos ainda são desafiadores por meio de observações das técnicas tradicionais, sendo assim, as discussões geradas a partir deste trabalho validaram a aplicação do PPP e também trouxeram algumas perspectivas importante para estudos futuros nesta área. Este é um viés necessário para que medidas sejam tomadas no aprimoramento de mecanismos responsáveis pelo monitoramento e prevenção de áreas propensas à ocorrência de abalos sísmicos.

Palavras-chave: GNSS; Terremotos; TEC; PPP; ZTD.

ABSTRACT

With the growth of population throughout the planet, especially their habitation in places with intense seismic activity, there is an even greater need for monitoring and understanding the behavior of geodynamics, especially for these regions. The lithospheric crust is divided into about 12 plates, which slide, converge or diverge in relation to each other. The interaction zone of these plates is where the earthquakes occur, caused by the sudden release of elastic energy accumulated over years. Every day about 50 earthquakes are felt on the planet, some of these events, specifically the most intense ones, when they occur, result in civil casualties and enormous damage to natural and artificial structures. Currently, with the evolution of technologies developed for positioning purposes, in particular the relationship between space geodesy and geodynamics, many applications of these researches have been developed in the scientific environment and have shown great promise. In this scenario, GNSS (Global Navigation Satellite System) stands out as a powerful "tool" for real-time monitoring of crustal movements and seismic events, due to the accuracy and precision of the technology. In addition, GNSS is an interesting instrument to analyze the consequent effect of these displacements in the upper atmosphere. Studies with GNSS in real time demonstrate how satellite positioning can be used to detect the displacement of large masses, such as lithospheric plates. Many incremental improvements have been made since then and several techniques have been proposed for using GNSS to rapidly estimate the properties of seismic phenomena. In this way the following work aimed to investigate the possibility of using GNSS technology and its applicability in earthquake prediction and detection. Precise Point Positioning (PPP) was used to estimate the three-dimensional coordinates of active GNSS stations with the intention of quantifying the positional displacements generated in earthquake occurrence sites in the South American Plate, specifically in events that occurred in Chile between 2010-2014. In addition, it is understood that seismic waves also affect particles in the atmosphere reaching up to layers of the high atmosphere. In this sense, we observed the disturbances in TEC (Total Electron Content) and also in ZTD (Zenith Tropospheric Delay) that were generated from GNSS observables, using certain software. Such studies were conducted for seismic events of high intensity, i.e., $M_w > 7.5$ and of relatively shallow epicentral depth (< 40 km). The details and nature of earthquakes are still challenging to ascertain through observations of traditional techniques, so the discussions generated from this work validate the application of PPP and also bring some important insights for future studies in this area. This is a necessary bias for measures to be taken to improve the mechanisms responsible for monitoring and preventing areas prone to the occurrence of earthquakes.

Keywords: GNSS; Earthquakes; TEC; PPP; ZTD.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Ilustração do processo de convecção térmica do manto associado à movimentação do assoalho oceânico.	26
FIGURA 2 – O Círculo de Fogo do Pacífico exibindo sua atividade sísmica através de seus vulcões ativos (círculos vermelhos grandes) e terremotos (círculos pretos pequenos).	27
FIGURA 3 – Os três principais tipos de movimentos entre as placas e as tensões que os causam (setas).	28
FIGURA 4 – Teoria do rebote elástico onde em (a) observa-se o início da tensão onde as rochas ainda não sofreram nenhum tipo de deformação. Ao longo do tempo a deformação vai se tornando aparente (b) e cada vez mais intensa (c) até que a tensão se sobrepõe a elasticidade e a rocha se parte liberando energia (d).	29
FIGURA 5 – As estações sismográficas distribuídas globalmente detectam a chegada das ondas geradas pelo abalo sísmico.	31
FIGURA 6 – Deslocamentos que ocorrem no plano harmônico da onda P (topo) e da onda S (base) viajando horizontalmente pela folha.	31
FIGURA 7 – Cenário destrutivo de alguns eventos ocorridos na América do Sul. Em (a) containers do porto de Talcahuano (Chile) descolados na direção da seta cerca de 300 metros. Em (b) construção avariada da cidade de Yurimaguas (Peru). Em (c) deslizamento de terras e rochas em rodovia do Equador após terremoto em Muisne.	35
FIGURA 8 – Ondas sísmicas de superfície em torno do epicentro (estrela vermelha), lançam verticalmente ondas de gravidade na atmosfera que se propagam em direção à ionosfera.	43
FIGURA 9 – Série temporal da variação do TEC durante terremotos de $M_w < 7.0$ que ocorreram sob calmas (a) – (f) e perturbadas (g) – (i) condições.	46
FIGURA 10 – Série temporal do ZTD residual estimado por GPS para a estação chilena VALP para os dias 26 (linha contínua em preto), 27 (linha tracejada em vermelho) e 28 (linha contínua em azul) de fevereiro de 2010.	47
FIGURA 11 – Fluxo de etapas na metodologia utilizada.	48

FIGURA 12 - Mapa de localização do epicentro dos terremoto de Maule (a) e Iquique (b) e suas respectivas estações geodésicas (igs/csn).	49
FIGURA 13 – Vetores das velocidades planimétricas de diversas estações GNSS distribuídas no continente americano.....	50
FIGURA 14 – Gráfico da variação de posição das componentes planialtimétricas da estação geodésica SANT no modo estático em comparação ao modo cinemático extraídas de plots do RTKLIB.	60
FIGURA 15 – Gráficos de discrepâncias planimétricas obtidas através das soluções do PPP para a estação ANTC, através do: (A) IBGE-PPP e (B) RTKLIB.	61
FIGURA 16 - Gráficos de discrepâncias planimétricas obtidas através das soluções do PPP para a estação SANT, através do: (A) IBGE-PPP e (B) RTKLIB.	62
FIGURA 17 – gráfico da variação da altitude para o dia do terremoto: comparativo entre IBGE-PPP e RTKLIB. Em (A) estimativa da estação ANTC e em (B) estimativa da estação SANT.	64
FIGURA 18 – Vetores de direção de deslocamento das estações geodésicas próximas ao tremor de Maule para os dias 26 (A), 27 (B) e 28 (C) de fevereiro de 2010.	65
FIGURA 19 – Variações posicionais das coordenadas planimétricas e altimétricas da Estação SANT, em relação a solução semanal SIRGAS-CON, no dia 27 de fevereiro de 2010.	66
FIGURA 20 – Comportamento da curva do TEC para os satélites 20 (A, B, C) e 23 (D, E, F) da estação ANTC nos dias 26, 27 e 28/fev/2010, recortes temporais próximos da ocorrência do terremoto.	68
FIGURA 21 - Comportamento da curva do TEC para os satélites 20 (A, B, C) e 23 (D, E, F) da estação SANT nos dias 26, 27 e 28/fev/2010, recortes temporais próximos da ocorrência do terremoto.	68
FIGURA 22 – Série temporal do ZTD estimado para a estação ANTC.....	70
FIGURA 23 - Série temporal do ZTD estimado para a estação SANT.....	71
FIGURA 24 - Séries temporais do ZTD estimado com intervalo de coleta de 1s para a estação SANT para os dias 25 (a), 26 (b), 27 (c) e 28 (d) de fevereiro de 2010.	72

FIGURA 25 – Discrepância planimétrica para as 5 estações da CSN (ATJN, CGTC, IQQE, PSGA e UTAR) próximas ao tremor de Iquique. Dispostas em um intervalo de 2 horas que engloba o horário do tremor (23:46 UTC).	73
FIGURA 26 - Vetores de direção de deslocamento das estações geodésicas próximas ao tremor de Iquique para os dias (A) 31 de março, (B) 1 de abril e (C) 02 de abril de 2014.....	74
FIGURA 27 - Comportamento da curva do TEC para o satélite 19 e 32 da estação IQQE nos dias 31/mar e 01, e 02/abril/2014.	76
FIGURA 28 - Comportamento da curva do TEC para os satélites 19 (esquerda) e 23 (direita) da estação UTAR nos dias 31/mar e 01, e 02/abril/2014.....	76
FIGURA 29 - Comportamento da curva do TEC para o satélite 19 e 32 da estação PSGA nos dias 31/mar e 01, e 02/abril/2014.	77
FIGURA 30 - Série temporal do ZTD estimado para a estação IQQE.	78
FIGURA 31 - Série temporal do ZTD estimado para a estação UTAR.....	79
FIGURA 32 - Série temporal do ZTD estimado para a estação PSGA.	80

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 – Exemplos de trabalhos científicos que aplicaram o GNSS à terremotos estudando a relação com distúrbios sismo- ionosféricos e troposféricos.....	21
QUADRO 2 – Exemplos de trabalhos científicos que aplicaram o GNSS à terremotos estudando a relação com os movimentos crustais.....	22
QUADRO 3 – Exemplos de trabalhos científicos que aplicaram o GNSS para estudo com grandes terremotos.	23
QUADRO 4 – Características de alguns eventos que ocorreram em países andinos (Chile, Peru e Equador).	36
QUADRO 5 - Configurações de processamento do IBGE-PPP.	54
QUADRO 6 – Configurações de processamento e arquivos utilizados no RTKpost.	55

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Sumário de dados e casualidades para eventos sísmicos recentes na placa Sul-americana (CH – Chile; EQ – Equador e PE – Peru).	34
TABELA 2 – Detalhes dos terremotos analisados.....	51
TABELA 3 – Valores de coordenadas e distâncias das estações ao epicentro do terremoto a qual estão relacionadas.	52
TABELA 4 – Precisão formal média das componentes planimétricas para os dias e estações (SANT e ANTC) presente nas soluções estimadas.	63

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

BDS	- <i>BeiDou Navigation Satellite System</i>
CNES	- <i>Centre National D'études Spatiales</i>
CSN	- <i>Centro Sismológico Nacional</i>
CSRS-PPP	- <i>Canadian Spatial Reference System</i>
DGPS	- <i>Differential GPS</i>
DoD	- <i>Department of Defense</i>
DORIS	- <i>Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite</i>
ESA	- <i>European Space Agency</i>
GBAS	- <i>Ground Based Augmentation System</i>
GEODYSSSEA	- <i>Geodynamics of South and South-East-Asia</i>
GEONET	- <i>GPS Earth Observation NETwork</i>
GLONASS	- <i>Globalnaya Navigazionnaya Sputnikovaya Sistema</i>
GNSS	- <i>Global Navigation Satellite Systems</i>
GPS	- <i>Global Positioning System</i>
IGR	- <i>IGS Rapid</i>
IGS	- <i>International GNSS Service</i>
Mw	- <i>Magnitude (escala Richter)</i>
NRCan	- <i>Natural Resources Canada</i>
PPP	- <i>Posicionamento por Ponto Preciso</i>
PRARE	- <i>The Precise Range And Range-Rate Equipment</i>
PRN	- <i>Pseudo Random Noise</i>
PSA	- <i>Placa Sul-Americana</i>
RTK	- <i>Real Time Kinematic</i>
RTPPP	- <i>Real Time Precise Point Positioning</i>
SAGA	- <i>South American Geodynamic Activities</i>
SBAS	- <i>Satellite Based Augmentation System</i>
SCIGN	- <i>Southern California Integrated GPS Network</i>
SLR	- <i>Satellite Laser Ranging</i>
TEC	- <i>Total Electron Contents</i>
URSS	- <i>União das Repúblicas Socialistas Soviéticas</i>
UTC	- <i>Coordinated Universal Time</i>

VLBI - *Very-long-baseline interferometry*
ZHD - *Zenith Hydrostatic Delay*
ZTD - *Zenith Tropospheric Delay*
ZWD - *Zenith Wet Delay*

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	18
1.1 CARACTERIZAÇÃO DO ASSUNTO	18
1.2 TRABALHOS RELACIONADOS	20
1.3 JUSTIFICATIVA	23
1.4 OBJETIVOS	24
1.4.1 Objetivo geral	24
1.4.2 Objetivos específicos.....	24
2 REVISÃO DE LITERATURA	25
2.1 A TEORIA DA TECTÔNICA DE PLACAS E A GEODINÂMICA.....	25
2.1.1 Terremotos e a Teoria do Rebote Elástico	28
2.1.2 Sismologia.....	30
2.1.3 Ocorrências de terremotos na América do Sul.....	33
2.1.4 Desenvolvimento das Pesquisas Espaciais na Geodinâmica	37
2.2 POSICIONAMENTO POR SATÉLITE	38
2.2.1 Sistemas Globais de Navegação por Satélite	38
2.2.2 Observáveis básicas do GNSS	39
2.2.3 Posicionamento Por Ponto Preciso (PPP).....	41
2.2.4 O atraso atmosférico no sinal GNSS.....	42
2.2.4.1 Distúrbios atmosféricos associados a eventos sísmicos	43
2.2.5 Uso do GNSS na análise e predição de terremotos	44
3 METODOLOGIA	48
3.1 DADOS E MÉTODOS DE ANÁLISE	49
3.1.1 Pós-processamento: PPP	52
3.1.1.1 Cálculo das discrepâncias planimétricas nas coordenadas estimadas	56
3.1.2 Pós-processamento: Estimativa do TEC	58
3.1.3 Pós-processamento: Estimativa do ZTD	58
4 RESULTADOS E ANÁLISES	59
4.1 TESTES PARA TÉCNICAS PPP ESTÁTICO E PPP CINEMÁTICO.....	60
4.2 ANÁLISE DO TERREMOTO DE MAULE.....	61
4.2.1 Variações posicionais.....	61
4.2.1.1 Dados de 1 Hz.....	65
4.2.2 TEC ionosférico	67

4.2.3 Atraso troposférico no Zênite	70
4.3 ANÁLISE DO TERREMOTO DE IQUIQUE	73
4.3.1 Variações posicionais.....	73
4.3.2 TEC ionosférico	75
4.3.3 Atraso troposférico no Zênite	77
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	81
5.1 CONCLUSÕES	81
5.2 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	85
REFERÊNCIAS.....	86

1 INTRODUÇÃO

1.1 CARACTERIZAÇÃO DO ASSUNTO

Os terremotos são ocorrências geológicas inevitáveis, porém, os riscos associados a estas ocorrências podem ser mitigados através do conhecimento acerca destes desastres. Atualmente, grande parte das regiões que apresentam incidência frequente de terremotos são amplamente monitoradas através de estações sismográficas e estações geodésicas. Porém há regiões que ainda carecem de densas redes de monitoramento, e que sofrem com a questão da vulnerabilidade das estruturas, ou ainda com a questão da proximidade de áreas densamente populosas com locais de moderada a alta intensidade (i.e., regiões andinas). Sendo assim, é importante a compreensão dos riscos relacionados a estes eventos, principalmente em áreas mais afetadas, para entender de que forma podem impactar a sociedade.

No contexto do monitoramento geodésico, através do posicionamento por satélites, o GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) ganha destaque. Este sistema pôde unir os diferentes sistemas de posicionamento existentes, como GPS (*Global Positioning System*), GLONASS (*Globalnaya Navigazionnaya Sputnikovaya Sistema*), Galileo (*European Global Navigation Satellite System*), BDS (*BeiDou Navigation Satellite System*), além de uma série de infraestruturas espaciais e terrestres. Seu destaque se dá devido a sua capacidade de fornecer dados de posicionamento bastante precisos, além de que todos os distúrbios na propagação dos sinais de rádio GNSS transmitidos do satélite para o receptor são repletos de informação, desde os atrasos da troposfera e ionosfera, que são utilizados em aplicações no tempo, clima e desastres naturais (terremotos, erupções vulcânicas), até distúrbios nos sinais devido à reflexos de multicaminho do solo, água ou gelo, que são utilizados em aplicações ambientais (BOCK; MELGAR, 2016).

O GNSS pode ser usado em sismologia para estudar os deslocamentos da crosta terrestre de forma direta a partir da análise de séries temporais de coordenadas tridimensionais. No entanto, os tremores de terra, ou terremotos, podem também ser monitorados a partir de distúrbios na densidade de elétrons da ionosfera (conhecido como TEC – do inglês *Total Electron Content*) (LIU et al., 2004; HAYAKAWA et al., 2011; HEFTY; GERHATOVA, 2012; GU; WANG, 2013; HAMMERSTROM; CORNELLY, 2017; RAVANELLI et al., 2021) e no conteúdo de gases hidrostáticos e

úmidos da troposfera (GURBUZ; JIN, 2017; JIN et al., 2011). Estes distúrbios são relacionados às ondas de pressão atmosférica que os terremotos são capazes de produzir que acarretam o efeito de acoplamento acústico entre a atmosfera e a crosta terrestre. No entanto, há questões acerca dos terremotos que permanecem sem respostas, como, por exemplo, estudos sobre a origem de eventos profundos e os processos de iniciação, propagação e interrupção da ruptura de uma falha na crosta (SHEARER, 2009).

Pesquisadores apontam em seus estudos a possibilidade de alguns terremotos apresentarem indicadores prévios à sua ocorrência (SHUANG-GEN et al., 2004; DABAS et al., 2007; HEKI; ENOMOTO, 2013). Atualmente, os distúrbios sismo-ionosféricos e sismo-troposféricos, que seriam as oscilações nos valores das componentes ionosféricas e troposféricas devido a influência de tremores, são indicadores bastante estudados e discutidos. No primeiro caso, quando as ondas de pressão atmosférica chegam na camada ionosférica as mesmas podem causar variações nos valores de TEC, e, conseqüentemente afetar de forma significativa o sinal GNSS, tendo em vista que o atraso ionosférico é uma das principais fontes de erro do sinal (DE AGUIAR E CAMARGO, 2006). No entanto, este fenômeno é fortemente dependente de fatores como magnitude e profundidade. Quanto maior estes forem, maiores são as chances de identificação dos eventos através dos distúrbios sismo-ionosféricos (consultar em Hayakawa et al., 2011; Perevalova et al., 2014). Tendo em vista que essas ondas de pressão atmosférica se propagam até a ionosfera, elas também têm a capacidade de afetar a baixa atmosfera. Sendo assim, através do posicionamento é possível estimar e observar a variação nos valores do atraso zenital troposférico (ZTD – do inglês *Zenith Tropospheric Delay*) dos sinais GNSS, o qual é composto pela soma dos atrasos proporcionados pelos gases hidrostáticos (ZHD – do inglês *Zenith Hydrostatic Delay*) e de vapor d'água (ZWD – do inglês *Zenith Wet Delay*).

Logo, ainda há um leque variado de abordagens que podem ser aplicadas para o estudo de terremotos com uso da tecnologia GNSS. O posicionamento GNSS, integrado à análise do TEC e do ZTD, pode ser uma forma de validar a relevância do uso dessa tecnologia para aplicações ligadas à compreensão de terremotos. Para este trabalho o método de processamento dos dados GNSS foi o Posicionamento por Ponto Preciso (PPP). Suas soluções de posicionamento podem atingir, globalmente, acurácia de centímetros até decímetros (King et al. (2002), Grinter e Roberts (2011) e

Teunissen & Montebruck (2017)). Também foram analisadas estimativas dos valores do TEC, o qual indica a variação de densidade do plasma ionosférico, bem como do ZTD. Tais parâmetros afetam diretamente os sinais GNSS (PEREIRA E CAMARGO, 2013 e MONICO, 2008).

Em síntese, este trabalho tem como objetivo avaliar estratégias de processamento e análise de dados GNSS, que sejam factíveis de serem implementadas. As estratégias em questão envolvem a estimativa de parâmetros de posição, TEC ionosférico, ou ainda o atraso zenital troposférico para fins de monitoramento de eventos sísmicos de alta intensidade. O intuito maior é de identificar assinaturas sísmicas, tais como perturbações sismo-ionosféricas e troposféricas, bem como variações nas posições estimadas pelo GNSS. A busca por essas perturbações e variações se dará em regiões próximas à ocorrência de terremotos na Placa Sul-Americana, especificamente no contexto de dois grandes terremotos no Chile que ocorreram entre 2010-2014. E desta forma, investigar como o uso do sistema GNSS pode contribuir para o desenvolvimento de soluções capazes de mitigar os impactos dos desastres naturais na América do Sul.

1.2 TRABALHOS RELACIONADOS

Alguns pesquisadores já investigaram o uso do GNSS como ferramenta para o melhor entendimento destes eventos e também entender quais fatores estão envolvidos e as suas consequências. No que diz respeito ao GNSS e os efeitos que estes eventos podem causar em seu sinal, especificamente os distúrbios sismo-ionosféricos e troposféricos, o QUADRO 1 apresenta algumas referências e o resumo de contribuições neste contexto. Nota-se que quase vinte anos se passaram e estas pesquisas se tornam cada vez mais relevantes para o estudo de terremotos. No entanto, uma das aplicações primordiais do GNSS na geodinâmica diz respeito ao monitoramento crustal, também conhecido como monitoramento dos movimentos das placas tectônicas. Nesse tema há muitas pesquisas, o QUADRO 2 apresenta algumas referências e os resumos de suas contribuições.

QUADRO 1 – Exemplos de trabalhos científicos que aplicaram o GNSS à terremotos estudando a relação com distúrbios sismo- ionosféricos e troposféricos.

GNSS e as camadas da Ionosfera e Troposfera		
Ano	Autor (es)	Contribuição
1996	CALAIS E MINSTER	Detectaram distúrbios ionosféricos gerados pelo terremoto de Northridge, 17/01/1994.
2004	LIU et al.	Detectaram distúrbios ionosféricos de 1 a 5 dias antes de terremotos que ocorreram em Taiwan.
2008	OCCHIPINTI, KOMJATHY E LOGNONNÉ.	Observaram distúrbios ionosféricos após o tsunami ocorrido na costa da ilha Indonésia de Sumatra (2004, Mw=9.3).
2011 ^a	LIU et al.	Observaram novamente os comportamentos sismo-ionosféricos e simulou distúrbios ionosféricos decorrentes do terremoto no Haiti (2010, Mw=7.0).
2011	JIN, HAN E CHO	Observaram distúrbios troposféricos provenientes do terremoto de Wechuan no Japão Mw 8.0, principalmente no ZHD.
2015	JIN, OCCHIPINTI E JIN.	Analisam dois eventos no Japão: Wechuan Mw 8.0 e Tohoku Mw 9.0 e identifica distúrbios ionosféricos seguidos destes eventos.
2017	GURBUZ E JIN	Analisam distúrbios troposféricos provenientes do terremoto de Maule no Chile Mw 8.8

FONTE: A autora (2021).

QUADRO 2 – Exemplos de trabalhos científicos que aplicaram o GNSS à terremotos estudando a relação com os movimentos crustais.

GNSS e o monitoramento crustal		
Ano	Autor (es)	Contribuição
1998	DIXON et al.	Realizaram medidas de GPS em 1986, 1994 e 1995 em estações localizadas entre as Placas do Caribe e Norte Americana identificando a direção de movimentação tanto das placas entre si, quanto das estruturas interplacas.
2003	KOUBA	Demonstrou que a utilização de dados GPS é capaz de observar as componentes horizontais das ondas sísmicas de superfície no momento do terremoto.
2013	GU E WANG	Apresentaram as vantagens do GNSS no monitoramento crustal para a detecção de precursores de grandes terremotos.

FONTE: A autora (2021).

Alguns pesquisadores apontam também que fatores como magnitude e profundidade do epicentro de um terremoto são relevantes para que melhores condições de identificação da interferência destes eventos no sinal GNSS sejam possíveis. O QUADRO 3 apresenta duas pesquisas que ressaltam a correlação entre grandes terremotos e seus efeitos no sinal GNSS.

QUADRO 3 – Exemplos de trabalhos científicos que aplicaram o GNSS para estudo com grandes terremotos.

GNSS em grandes terremotos		
Ano	Autor (es)	Contribuição
2011	HAYAKAWA et al.	Apresentaram uma significativa correlação entre terremotos e distúrbios ionosféricos para eventos de magnitude superior a 6.0 e profundidade abaixo de 40 km
2014	PEREVALOVA et al.	Concluiu que há uma magnitude limite (próximo a 6.5) abaixo do qual não há distúrbios de TEC perceptíveis induzidos por terremotos.

FONTE: A autora (2021).

Alguns estudos contam com a vantagem da utilização de redes GPS de monitoramento de atividade sísmica, como é o caso de Jin et al. (2015) e Occhipinti et al. (2008) com a densa rede de GPS japonesa GEONET (*GPS Earth Observation NETWORK*), entre outras redes que existem e podem ser instrumentos de pesquisa, como: *South American Geodynamic Activities (SAGA)*; a *Southern California Integrated GPS Network (SCIGN)*; e a *Geodynamics of South and South-East-Asia (GEODYSSEA)*.

Essas redes geralmente são implementadas para o monitoramento de atividades geodinâmicas, algumas delas estrategicamente localizadas onde há o histórico de terremotos de alta intensidade.

1.3 JUSTIFICATIVA

O Brasil é um país de dimensões continentais, localizado na América do Sul. Embora o país não possua histórico de terremotos intensos, é importante o desenvolvimento de ferramentas e a formação de recursos humanos capazes de monitorar tais eventos dado o histórico das regiões andinas na América do Sul (HAYES et al., 2017). As discussões geradas a partir deste trabalho contribuirão para o aprimoramento de mecanismos de monitoramento de atividades sísmicas e, de prevenção de acidentes em áreas propensas à ocorrência de abalos sísmicos nesta região. Espera-se que estas informações sejam relevantes ao desenvolvimento de

modelos que possam contribuir com o desenvolvimento científico e tecnológico do Brasil nas Áreas de Tecnologias Prioritárias do MCTI (Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovações).

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo geral

Avaliar o uso do sistema GNSS, para fins de monitoramento de eventos sísmicos de alta intensidade ($M_w \geq 7.5$) ocorridos na América do Sul, através da análise de parâmetros estimados no processamento de dados GNSS, tais como posicionamento e efeitos atmosféricos.

1.4.2 Objetivos específicos

Para atender o objetivo geral da dissertação foram propostos os seguintes objetivos específicos:

- a) realizar revisão bibliográfica do estado da arte dos aspectos envolvidos nessa pesquisa;
- b) selecionar eventos sísmicos ocorridos em regiões que possuam estações GNSS ativas com dados disponíveis para pesquisa;
- c) verificar se o evento sísmico escolhido apresenta assinaturas prévias significativas próximas ao horário do terremoto, no posicionamento ou nos parâmetros relacionados aos efeitos atmosféricos sobre os sinais GNSS;
- d) verificar se houve irregularidade (anomalia) típica do TEC ionosférico antes, durante e após o momento do evento escolhido; e
- e) avaliar eventuais alterações do atraso troposférico durante os eventos sísmicos.

2 REVISÃO DE LITERATURA

Nesse capítulo será apresentada a revisão bibliográfica de assuntos relevantes para o desenvolvimento desta pesquisa, além de outros fundamentos teóricos gerais, de interesse didático, envolvidos com o tema: uso de técnicas de posicionamento por satélite e sismologia.

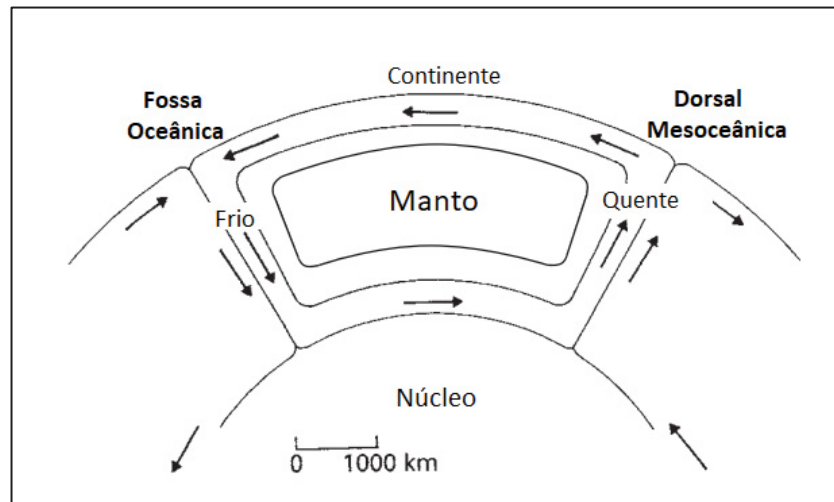
2.1 A TEORIA DA TECTÔNICA DE PLACAS E A GEODINÂMICA

As características do planeta Terra, bem como as suas feições, estruturas e fenômenos naturais, sempre foram objeto de grande curiosidade do meio científico. As mudanças nas partes superficiais do globo pareciam improváveis para aqueles que acreditavam que a Terra fosse sólida da sua superfície até o centro. Porém, no final do século XVI e no século XVII, cientistas europeus notaram o encaixe do quebra-cabeça das linhas costeiras em ambos os lados do Atlântico, como se as Américas, a Europa e a África tivessem estado juntas em uma determinada época e, depois se afastado por deriva (PRESS et al., 2006).

Foi na década de 1960 então que muitas descobertas ocorreram acerca do funcionamento dinâmico da litosfera terrestre. Quando, em 1965, J. Tuzo Wilson descreveu pela primeira vez a tectônica global em termos de “placas” rígidas que se movimentam no globo (KEAREY et al., 2009). Os vestígios dessa ideia começaram a surgir como consequência da intensa exploração do fundo oceânico. Através dos mapeamentos, que cobriram cerca de 60% da superfície oceânica profunda da Terra, que os geólogos e cientistas da época conseguiram documentar morfologias presentes no fundo oceânico (riftes, dorsais e vales profundos), o que resultou em uma melhor compreensão da formação e história das bacias oceânicas.

No entanto, a maior evidência da teoria da tectônica de placas é fundamentada pelo processo de espalhamento do assoalho oceânico, que ocorre sobre as dorsais oceânicas, e produz um novo material (magma quente) que aflora na superfície consequente dos movimentos de convecção térmica do manto da Terra (FIGURA 1).

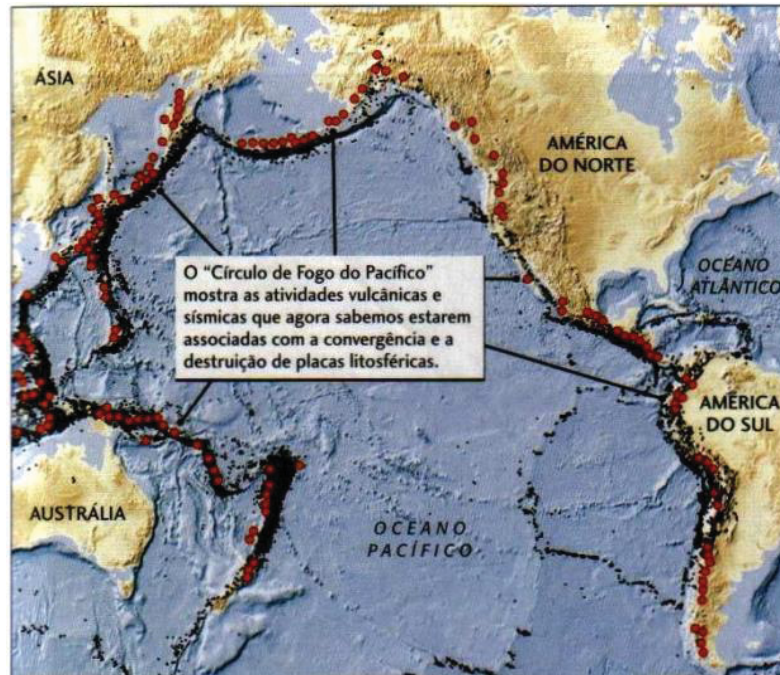
FIGURA 1 – Ilustração do processo de convecção térmica do manto associado à movimentação do assoalho oceânico.



FONTE: Adaptado de Kearey et al. (2009).

Os movimentos de criação da crosta nas dorsais mesoceanicas ocorrem concomitantemente a movimentos de destruição da crosta nas fossas oceanicas. Há a reciclagem da crosta em zonas de subducção, movimentos em que a placa de maior densidade “cavalga” a placa de menor densidade, e nessas regiões há intensa atividade tectônica. Uma região muito conhecida por sua intensa atividade vulcânica e sísmica é o Círculo de Fogo do Pacífico (FIGURA 2).

FIGURA 2 – O Círculo de Fogo do Pacífico exibindo sua atividade sísmica através de seus vulcões ativos¹ (círculos vermelhos grandes) e terremotos (círculos pretos pequenos).



FONTE: Press et al. (2006).

Foi através de medidas geofísicas da anomalia magnética, onde o campo magnético alternava entre valores altos e baixos, realizadas em algumas áreas do assoalho oceânico, que foi possível detectar padrões que se relacionavam simetricamente a dorsal meso-oceânica. Com o resfriamento, este novo material se magnetiza conforme o campo magnético da Terra da época. Como o campo magnético inverte os polos em intervalo de milhares a milhões de anos, encontram-se rochas de magnetização alternada no fundo dos oceanos (COSTA, 1999). O que reafirma a teoria da expansão do assoalho oceânico e acrescenta mais consistência a teoria da tectônica de placas.

Apesar de todas as grandes descobertas da geodinâmica², alguns detalhes sobre processos internos da Terra permanecem sem explicação. Os estudos continuam em desenvolvimento, uma vez que o dinamismo terrestre sempre

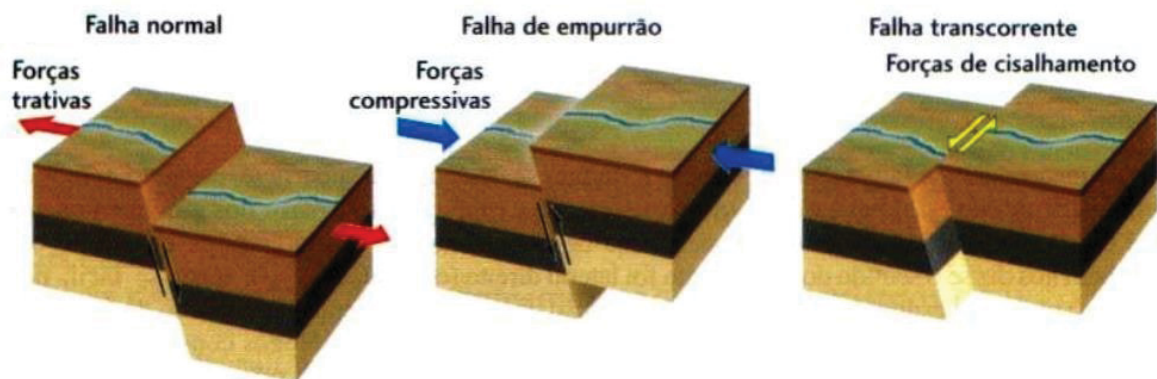
¹ Em torno de 450 vulcões ativos na região segundo Abbany (2020).

² A geodinâmica fornece os fundamentos necessários para a compreensão do funcionamento da Terra (TURCOTTE & SCHUBERT, 2002). É uma ciência que investiga a dinâmica da Terra buscando entender todos os processos geológicos envolvidos na sua transformação ao longo do tempo.

apresentará caráter temporal e assim, acredita-se que a constante transformação da parte externa da Terra revelará cada vez mais novas características sobre seu interior.

Atualmente sabe-se a partir dessa teoria que a litosfera rígida está fragmentada em uma dúzia de grandes placas que se movem, cada uma de forma independente, sobre a superfície terrestre e “deslizam” sobre a astenosfera³, que também está em movimento. Como estas placas se movimentam e são limitadas umas pelas outras, observa-se três comportamentos interativos em seus limites onde estas separam-se (falhas normais), aproximam-se (falhas de empurrão) ou deslizam lateralmente (falha transcorrente) uma em relação a outra (FIGURA 3).

FIGURA 3 – Os três principais tipos de movimentos entre as placas e as tensões que os causam (setas).



FONTE: Press et al. (2006).

Isto também explica a disposição de muitas feições geológicas, além de eventos provenientes do movimento das placas próximo aos limites destas como: cadeias de montanhas, fossas marinhas, terremotos e vulcões.

2.1.1 Terremotos e a Teoria do Rebote Elástico

Os terremotos são ocorrências geológicas inevitáveis que ocorrem frequentemente em todo o planeta. Todos os dias cerca de 50 terremotos são sentidos ao redor do mundo (SHEARER, 2009), os de menor magnitude⁴ são mais comuns,

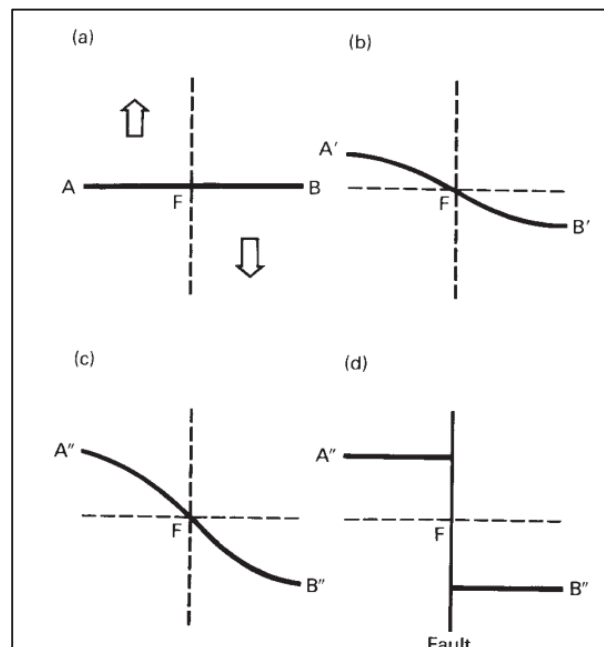
³ A astenosfera é a camada menos rígida localizada na parte superior do manto terrestre, situada abaixo da litosfera.

⁴ Grandeza que faz referência a escala Richter, sendo 90% dos casos de terremotos no mundo menores que o valor 7 (grande poder de destruição) (BRANCO, 2014).

enquanto os de maior magnitude ocorrem em menor frequência. Isso acontece porque os terremotos são gerados, segundo a teoria do rebote elástico, através da liberação do acúmulo de energia elástica em locais de contato entre rochas (falhas, limites de placas tectônicas). Desta forma, os grandes terremotos necessitam de maiores acúmulos de energia, ou seja, mais espaçamento entre as ocorrências, e por isso são menos frequentes.

A teoria do rebote elástico (desenvolvida após o terremoto de San Francisco em 1906) implica que as falhas devem exibir periódicas acumulações e liberações de energia de deformação (FIGURA 4). Essa liberação de energia acontece com o rompimento ao longo de uma nova falha ou preexistente. Os dois blocos de rocha, em cada lado da falha, deslizam repentinamente (ruptura), provocando vibrações no solo, as ondas sísmicas (PRESS et al., 2006). Entretanto, a sequência de terremotos raramente exibe comportamentos tão simples, o que é uma das razões pelas quais eles são tão difíceis de prever.

FIGURA 4 – Teoria do rebote elástico onde em (a) observa-se o início da tensão onde as rochas ainda não sofreram nenhum tipo de deformação. Ao longo do tempo a deformação vai se tornando aparente (b) e cada vez mais intensa (c) até que a tensão se sobrepõe a elasticidade e a rocha se parte liberando energia (d).



FONTE: Kearey et al. (2009).

A energia de deformação elástica que lentamente se acumula ao longo de décadas é análoga a energia de deformação acumulada em um elástico de borracha

quando ele é lentamente esticado (PRESS et al., 2006). No momento em que os esforços são maiores a resistência elástica da borracha reage repentinamente de maneira violenta para liberação de energia. Do mesmo modo, a energia elástica é acumulada por muitas décadas em rochas submetidas a esforços e essa energia é liberada no momento em que a falha se rompe.

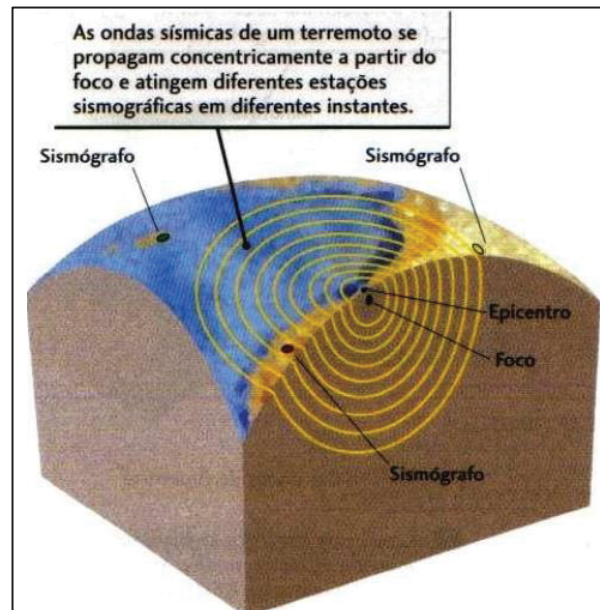
A energia de tensão liberada por um terremoto é transmitida através da Terra por vários tipos de ondas sísmicas que se propagam através da deformação elástica da rocha da qual elas viajam (KEAREY et al., 2009). Através do estudo destas ondas é possível extrair informações sobre as rochas que compõe o interior da Terra. A área que compete estes estudos é a sismologia, e a partir destes estudos muito se descobriu sobre a estrutura interna do planeta.

2.1.2 Sismologia

A sismologia é a ciência que estuda as ondas sísmicas, geradas pelo movimento das placas tectônicas, e o que essas ondas relatam sobre a estrutura da Terra e a física dos terremotos. É o principal meio pelo qual os cientistas aprendem sobre o interior profundo da Terra, onde observações diretas são impossíveis, por isso, tem fornecido muito das descobertas mais importantes sobre a natureza do nosso planeta (SHEARER, 2009).

Os sismógrafos são equipamentos responsáveis pelo registro das medidas das ondas sísmicas geradas por terremotos e existem estações sismográficas distribuídas globalmente. Estes equipamentos localizam terremotos medindo o tempo de chegada das ondas sísmicas na estação sismográfica (FIGURA 5).

FIGURA 5 – As estações sismográficas distribuídas globalmente detectam a chegada das ondas geradas pelo abalo sísmico.

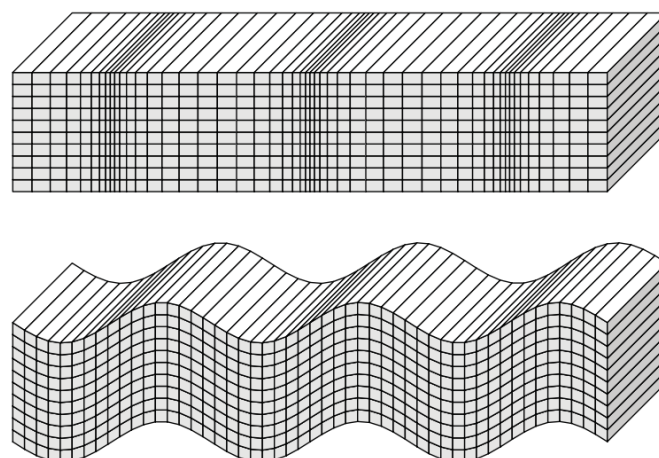


FONTE: Press et al. (2006).

As ondas sísmicas têm origem no foco e chegam até os sismógrafos em dois grupos distintos: as ondas de corpo e as ondas de superfície.

As ondas de corpo são as que viajam através das camadas internas da Terra e consistem em dois tipos correspondentes a duas maneiras de deformação do meio sólido: as ondas primárias, ondas P, e as ondas secundárias, ondas S (FIGURA 6).

FIGURA 6 – Deslocamentos que ocorrem no plano harmônico da onda P (topo) e da onda S (base) viajando horizontalmente pela folha.



FONTE: Shearer (2009).

As ondas P são ondas compressoriais, denominadas assim porque se propagam em materiais sólidos líquidos e gasosos em sucessivas compressões e expansões. Elas fazem as partículas da rocha transmissora oscilarem na direção de deslocamento da onda, de modo que a perturbação prossiga como uma série de compressões e expansões (KEAREY et al., 2009). As ondas P se assimilam as ondas sonoras no ar, porém elas possuem uma velocidade muito maior nos meios em que se propaga, e seu vetor velocidade é paralelo à direção de propagação da frente de onda sísmica. A velocidade da onda P, V_p , é dada por (SCHÖN, 2015):

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad (1)$$

onde k é o módulo de elasticidade (N/m^2), μ é o módulo de cisalhamento (N/m^2) e ρ é a densidade do meio transmissor (Kg/m^3).

As ondas S são ondas de cisalhamento, se propagam em materiais sólidos apenas porque o comportamento de cisalhamento não ocorre em meios fluidos. As ondas S possuem velocidades um pouco maiores que a metade da velocidade das ondas P, e seu vetor de velocidade é perpendicular a direção de propagação da onda. A velocidade de uma onda S, V_s , é dada por (SCHÖN, 2015):

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2)$$

Pelo fato da rigidez do fluido ser igual a zero, as ondas S não são transmitidas neste meio.

As ondas S, ou ondas secundárias, são assim chamadas, pois chegam após as ondas P, ou ondas primárias. É justamente a diferença de velocidade entre as ondas P e ondas S medida em três sismógrafos de três locais diferentes que permite calcular onde é o epicentro de um terremoto.

Uma sucessão de ondas S, ao atingirem a superfície, vão se transformar em uma onda de superfície chamada de ondas Love. Enquanto, a junção das ondas P e ondas S, ao atingirem a superfície, vão originar as ondas Rayleigh. As ondas

superficiais, ondas Love e ondas Rayleigh, ocorrem apenas sobre as camadas superficiais da Terra, pois necessitam de espaço livre para formar suas ondulações.

2.1.3 Ocorrências de terremotos na América do Sul

A região circumpacífica, também conhecida como Círculo de Fogo do Pacífico, está definida pelos limites de uma zona de subducção responsável por 80% dos maiores tremores no mundo todo (BBC, 2017) e tem em torno de 450 vulcões ativos (ABBANY, 2020). Essa região transcorre por toda extensão da costa do Oceano Pacífico e a atividade sísmica é elevada em toda a região. As regiões andinas são cenários frequentes de terremotos de alta magnitude, possuindo em seu histórico o pior terremoto conhecido, de Mw 9.5, que ocorreu no Chile em 22 de maio de 1960. A tectônica regional se dá principalmente pela subducção da placa de Nazca, que afunda sob a placa continental Sul-Americana.

O oeste da América do Sul é uma região de alto risco sísmico por causa dos grandes terremotos geradores de tsunamis no limite entre placas, pelos grandes terremotos gerados na placa de subducção sob as populosas cidades costeiras e pelos grandes terremotos gerados nas falhas da crosta continental.

Esta região também sofre com a questão da vulnerabilidade de suas estruturas e o fato de possuir áreas densamente populosas em locais de moderada e alta intensidade de eventos sísmicos. Sendo assim, é importante a compreensão de como estes eventos impactam, o seu potencial e magnitude e as áreas mais afetadas para assim colaborar no desenvolvimento de estratégias eficientes de redução de risco.

A verificação dos terremotos ocorridos e suas respectivas magnitudes pode ser uma ferramenta útil para aprimorar o entendimento de determinadas regiões, bem como avaliar as possíveis consequências que eventos futuros podem causar em uma região. Informações mais detalhadas sobre alguns destes eventos podem ser encontradas no relatório de HAYES et al. (2017) que sumariza eventos sísmicos de magnitude 7, e grandes terremotos que ocorreram entre 2000 e 2015.

No caso de eventos históricos (eventos que causam grande impacto na sociedade) eles não são apenas úteis para calibrar os modelos de risco (por exemplo, funções de fragilidade e vulnerabilidade), mas eles também contribuem para a compreensão das consequências que um terremoto com características semelhantes

pode causar no futuro (VILLAR-VEGA; SILVA, 2017). É ainda mais alarmante em áreas sísmicamente ativas, como a América do Sul, principalmente na região onde há o encontro entre a placa Sul-americana e a Nazca (Regiões andinas).

Dentre os eventos históricos da última década, com magnitudes registradas ≥ 7.5 , e que causaram maiores danos e casualidades civis, podem-se citar os 6 eventos apresentados na TABELA 1. Na mesma tabela são indicados os dados de casualidades relacionadas à cada um, em ordem decrescente de letalidade.

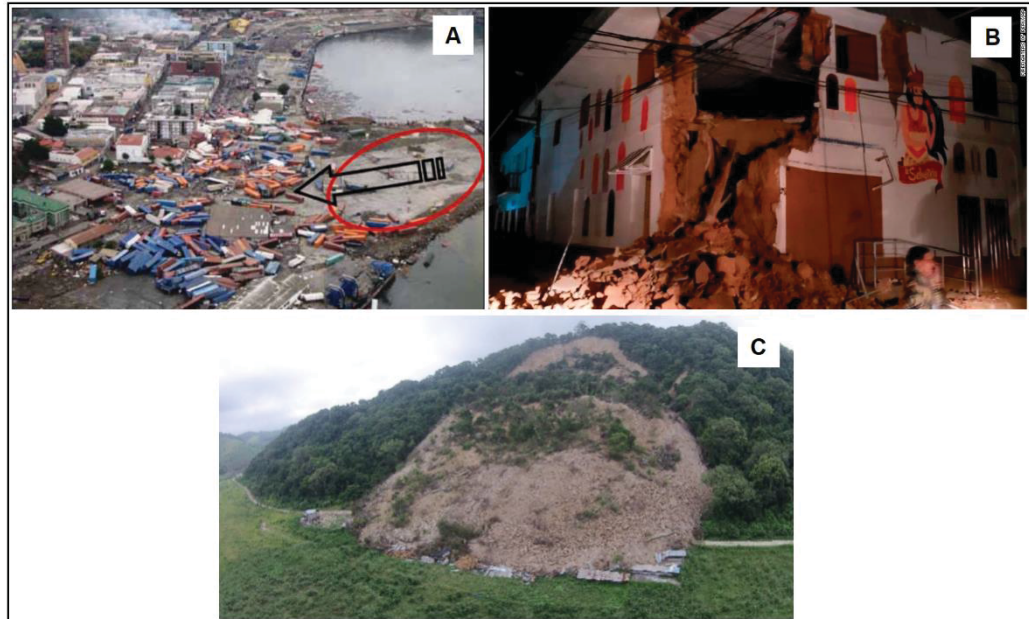
TABELA 1 – Sumário de dados e casualidades para eventos sísmicos recentes na placa Sul-americana (CH – Chile; EQ – Equador e PE – Peru).

EVENTOS	PAÍS	ANO	HORÁRIO (UTC)	MW	CONSTRUÇÕES DANIFICADAS/ DESTRUÍDAS	PERDAS HUMANAS		FONTE
						Feridos	Óbitos	
Muisne	EQ	2016	23:58:36	7.8	36.670	6274	663	NGDC/WDS
Maule	CH	2010	06:34:11	8.8	+400.000	12.000	523	USGS
Illapel	CH	2015	22:54:32	8.3	2860	34	+15	USGS
Iquique	CH	2014	23:46:47	8.2	2600	-	07	NGDC/WDS
Lagunas	PE	2019	07:41:15	8.0	1010	+15	02	USGS
Manabi	EQ	2019	10:17:23	7.5	80	09	01	NGDC/WDS

FONTE: NGDC/WDS e USGS, (2020).

Estes eventos expõem o cenário destrutivo, em estruturas e vítimas afetadas, da ocorrência de terremotos em três países andinos: Chile, Equador e Peru (FIGURA 7).

FIGURA 7 – Cenário destrutivo de alguns eventos ocorridos na América do Sul. Em (a) contêineres do porto de Talcahuano (Chile) descolados na direção da seta cerca de 300 metros. Em (b) construção avariada da cidade de Yurimaguas (Peru). Em (c) deslizamento de terras e rochas em rodovia do Equador após terremoto em Muisne.



FONTE: Moehle et al. (2010); Guy et al. (2019); Lanning et al. (2016).

No QUADRO 4 apresentado na sequência são descritas algumas características e consequências destes eventos.

QUADRO 4 – Características de alguns eventos que ocorreram em países andinos (Chile, Peru e Equador).

TERREMOTOS	MEC. FOCAL* (KM)	TSUNAMI	REGIÕES AFETADAS	DANOS
MUISNE	20,6	NÃO	Manta, Pedernales e Portoviejo	6.998 habitações destruídas e 29.672 habitações avariadas. Deslizamento de terra foram notificados e também algumas estradas e linhas de energia sofreram danos (USGS, 2020)
MAULE	35	SIM	Biobío, Maule, O'Higgins, Metropolitana, Valparaíso e Araucanía	81.000 unidades de habitação destruídas e danos a mais outras 109.000 (MOEHLE et al., 2010).
ILLAPEL	22,4	SIM	Oeste de Illapel	Os danos causados pelo tsunami foram extensos, com uma faixa de centenas de metros para o interior da costa nas áreas mais afetadas
IQUIQUE	25	NÃO	Iquique, Arica e Tacna	O número estimado de construções afetadas segundo Moehle et al., (2010) é de mais de 13.000.
LAGUNAS	122,6	NÃO	Cidades de Arequipa, Ica e Ayacucho ao sul do Peru	833 habitações e 177 construções sofreram danos, além de duas pontes que colapsaram na área de Yurimaguas ao norte do Amazonas (USGS, 2020).
MANABÍ	145	NÃO	Capital do Equador, Quito e na cidade costeira de Guayaquil (BAYNES, 2019)	Muitas construções sofreram danos e deslizamentos de terra bloquearam rodovias nas áreas de Morona, Santiago, Los Rios e El Oro (USGS, 2020).

FONTE: A autora (2021).

*Mecanismo focal também conhecido como profundidade epicentral.

2.1.4 Desenvolvimento das Pesquisas Espaciais na Geodinâmica

Os movimentos independentes das placas tectônicas ao redor do globo geram esforços que gradativamente são observados em forma de deformações na superfície. Quando os esforços globais atuam em zonas estreitas nos limites entre as placas estas deixam suas marcas de forma localizada. A tensão ao exceder a resistência da rocha, desencadeia um processo de deformação, que está associado a grandes estruturas como regiões de falhas, zonas de subducção, entre outras estruturas. Assim a relação das coordenadas com o tempo é representada pelos modelos de deformação da superfície terrestre (e.g. SELLA et al., 2002).

Os modelos de deformação global estão associados às observações geofísicas⁵ no contexto de interações entre placas, enquanto os modelos de deformação regional vêm apresentar as deformações intraplacas (COSTA, 1999).

No entanto alguns pesquisadores, como Smith et al. (1990) e Larson et al. (1997) apontam desvantagens na utilização dos modelos geofísicos, dentre as quais pode-se citar:

- informações provenientes de limites de placas litosféricas onde ocorrem grandes deformações; não representando o verdadeiro comportamento em regiões centrais das placas;
- velocidades são extrapoladas a partir de informações referentes a eras geológicas, diferindo da representação na época atual; e
- instabilidades, como terremotos, são representados por uma função contínua.

As ferramentas de monitoramento das grandes feições da crosta terrestre também evoluíram desde a década de 60, principalmente após o início da era espacial, em meados do século XX, que possibilitou observações a nível espacial. Anteriormente a isso, segundo Press et al. (2006), as operações geodésicas realizadas por radiotelescópios⁶ eram custosas e não muito práticas para investigação detalhada do movimento das placas tectônicas globalmente. Com o surgimento do posicionamento por satélites artificiais, por exemplo o GPS, análises temporais de

⁵ Observações que visam investigar as propriedades físicas das rochas (propriedades elásticas, elétricas, eletromagnéticas, magnéticas) do interior da terra e suas influências internas e externas.

⁶ instrumentos de observação astronômica capazes de captar um grande intervalo de ondas eletromagnéticas de rádio.

posicionamento e estudos geodésicos acerca de parâmetros geodinâmicos começaram a ser vantajosos.

Desta forma, uma possibilidade é determinar ou escolher as técnicas espaciais de posicionamento como ferramenta para a modelagem de placas tectônicas através do monitoramento dos pequenos deslocamentos da crosta a partir de observações geodésicas precisas (e.g. utilização do GNSS). E assim descrever os movimentos dos pontos sobre as placas que se deseja estudar.

2.2 POSICIONAMENTO POR SATÉLITE

O posicionamento por satélite é a determinação da posição de objetos na superfície terrestre ou acima dela por meio de satélites artificiais (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2008). Estes satélites se deslocam a uma certa velocidade, possuem suas órbitas e coordenadas conhecidas e estão integrados a uma rede global de estações receptoras. Como exemplo pode-se citar o posicionamento por GNSS, DORIS (*Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite*), SLR (*Satellite Laser Ranging*), VLBI (*Very-long-baseline interferometry*) e PRARE (*The Precise Range And Range-Rate Equipment*).

Para que seja fornecida a posição exata de determinado objeto, os receptores captam sinais (ondas eletromagnéticas) de diferentes satélites em órbita. A partir da decodificação, correção e processamento do sinal de um dado receptor é possível definir suas coordenadas.

2.2.1 Sistemas Globais de Navegação por Satélite

A proposta para um sistema de posicionamento com boa precisão, facilidade de uso, e independência de cenário climático surgiu na década de 1970 com o NAVSTAR-GPS que foi desenvolvido pelo Departamento de Defesa dos EUA - DoD (*Department of Defense*). Sistema que revolucionou praticamente todas as atividades que dependiam da determinação da posição.

Em paralelo, o GLONASS é o equivalente russo ao GPS e foi desenvolvido na antiga URSS (União das Repúblicas Socialistas Soviéticas). O GLONASS difere do GPS em termos de sistema de referência, segmento de controle e espacial, e estrutura do sinal (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2008).

Posteriormente a estes sistemas, outros sistemas com o mesmo princípio de funcionamento foram sendo desenvolvidos, como o Galileo na União Europeia, e o BDS na China. Logo, o GNSS é uma intitulação genérica que compreende os sistemas de navegação com cobertura global (GPS, GLONASS, GALILEO E BDS) e também uma série de infraestruturas espaciais e terrestres como SBAS (*Satellite Based Augmentation System*) e GBAS (*Ground Based Augmentation System*).

2.2.2 Observáveis básicas do GNSS

As observáveis básicas do GNSS que permitem determinar posição, velocidade e tempo podem ser identificadas como (SEEBER, 2003; LANGLEY, 1996):

- pseudodistância, obtida a partir do código;
- fase da onda portadora ou diferença de fase da onda portadora;

A pseudodistância é a medida baseada na diferença de tempo entre o relógio do receptor no momento da chegada do sinal e o relógio do satélite na transmissão do sinal. Exceto pela assincronicidade dos dois relógios e alguns outros atrasos, a pseudodistância é equivalente à distância contada a partir do centro de fase da antena transmissora embarcada no satélite até o centro de fase da antena receptora na superfície terrestre ou acima dela.

A equação da pseudodistância (PD) entre um dado satélite s e um dado receptor r é dada por (SEEBER, 2003; MONICO, 2008; MARQUES, 2012):

$$PD_{rLi}^s = \rho_r^s + c(dt_r - dt^s) + I_{rLi}^s + T_r^s + Orb^s + dm_r^s + b_{rLi} + b_{Li}^s + v_{PD_r^s} \quad (3)$$

Onde:

Li - refere-se a portadora GNSS ($i = 1, 2, 5$);

ρ_r^s - distância geométrica entre o satélite “ s ” no instante de transmissão e o receptor no receptor “ r ” no instante de recepção, em metros;

c - módulo da velocidade da luz no vácuo, em metros por segundo;

dt_r - erro do relógio do receptor, em segundos, em relação ao tempo GNSS no sistema de tempo do receptor;

dt^s - erro do relógio do satélite, em segundos, em relação ao tempo GNSS, no sistema de tempo do satélite;

I_{rLi}^s - atraso causado pela ionosfera, em metros;

T_r^s - atraso causado pela troposfera, em metros;

dm_r^s - efeito de multicaminhamento ou sinais refletidos, em metros;

Orb^s - erro de órbita (posição) do satélite, em segundos;

b_{rLi} - atraso de *hardware* para o receptor, em segundos;

b_{Li}^s - atraso de *hardware* para o satélite, em segundos;

$\nu_{PD_{rLi}^s}$ - efeitos aleatórios e não modelados da pseudodistância, em metros.

A fase da onda portadora (ϕ_r^s) é obtida a partir da diferença entre a fase gerada pelo satélite, no instante de transmissão do sinal, e sua réplica, gerada pelo receptor, no instante da recepção do sinal. A equação da fase da onda portadora (em ciclos) pode ser escrita como:

$$\begin{aligned} \Phi_{rLi}^s & \quad (4) \\ &= f_i \left(\frac{\rho_r^s - I_{rLi}^s + T_r^s + Orb_r^s + dm_r^s + b_{rLi} + b_{Li}^s}{c} \right) \\ &+ f_i(dt_r - dt^s) + (\phi_r^s(t_0) - \phi_r(t_0)) + N_{rLi}^s + \nu_{\Phi_{rLi}^s} \end{aligned}$$

Onde:

f_i - frequência da fase ($i = 1, 2, 5$);

$\phi_r^s(t_0)$ - é a fase da portadora gerada no satélite s e recebida na estação r , correspondente a época de referência t_0 , em ciclos;

$\phi_r(t_0)$ - é a fase gerada no receptor, correspondente a época de referência t_0 , em ciclos;

N_{rLi}^s - ambiguidade da onda portadora no instante inicial de rastreamento, número de ciclos inteiros;

$\nu_{\Phi_{rLi}^s}$ - efeitos aleatórios e não modelados da pseudodistância, em metros.

Os outros termos da equação da fase já foram definidos a partir da Equação 3. A acurácia que o usuário pode determinar sua posição e velocidade depende da interação dos sinais do satélite com diversos fatores. Em geral, a acurácia do GNSS depende da qualidade das medidas de pseudodistância e fase.

Ambas as medidas estão sujeitas à influência dos erros inerentes ao sinal GNSS. As fontes de erros ou efeitos podem estar relacionadas com os satélites ou receptores, com a propagação do sinal na atmosfera ou relacionados a efeitos geofísicos na estação terrestre. As fontes de erro mais significativas na propagação do sinal GNSS são: o atraso troposférico e o atraso ionosférico (algumas informações serão apresentadas na seção 2.2.4). As técnicas adequadas para minimizar estes erros podem ser encontradas na literatura especializada, como por exemplo, em Monico (2008), Seeber (2003), entre outros.

2.2.3 Posicionamento Por Ponto Preciso (PPP)

Entende-se por PPP quando se utilizam as observáveis de pseudodistância ou fase da onda portadora, ou ambas, obtidas por receptores de simples ou dupla frequência, associado ao uso de informações precisas de órbita (efemérides) e relógios dos satélites GNSS (ZUMBERGE et al., 1997). Além disso, têm-se as correções de todos os erros sistemáticos envolvidos no processo de posicionamento. Esta técnica pode ser abordada com solução em tempo real (PPP-RT) ou pós-processada (PPP) e as efemérides precisas e correções para os relógios dos satélites utilizadas são disponibilizadas pelos centros de análise do Serviço Internacional GNSS (*International GNSS Service – IGS*). Como exemplo, pode-se citar: ESA (*European Space Agency*), CNES (*Centre National D'études Spatiales*) e JPL (*Jet Propulsion Laboratory*).

O PPP-RT consiste no posicionamento a partir de apenas uma estação, a qual necessita receber correções de órbitas e relógios dos satélites em tempo real (KRUEGER et al., 2020). Nos últimos anos, a comunidade científica vem unido esforços para o aprimoramento da técnica do PPP-RT. A facilidade em termos de custo do PPP-RT e produtos precisos disponíveis em tempo real estimulou os usuários desta técnica a desenvolverem aplicações em diferentes áreas, como por exemplo, locação de obras, suporte para aplicações científicas, tais como implementações de novos serviços para posicionamento preciso GNSS (SAPUCCI,

2005; OLIVEIRA JR, 2017). A acurácia centimétrica tornou-se factível com PPP em tempo real baseado nos produtos obtidos com redes GNSS globais (OLIVEIRA JR, 2017; GRINTER & ROBERTS, 2013).

2.2.4 O atraso atmosférico no sinal GNSS

Quando os sinais GNSS se propagam através da atmosfera, eles podem ser afetados pela refração atmosférica (troposférica ou ionosférica), o que geralmente resulta em um alongamento do percurso do sinal, usualmente conhecido como atraso troposférico ou atraso ionosférico (GURBUZ & JIN, 2017). Isto ocorre devido a influência das camadas da atmosfera, especialmente a troposfera e ionosfera, que interagem de forma diferente com os sinais GNSS.

A troposfera é a camada mais superficial da atmosfera e se estende até aproximadamente 50 km de altitude. A troposfera é um meio eletricamente neutro e não dispersivo, diferentemente da ionosfera, de propagação do sinal GNSS. Os efeitos provocados pela troposfera são a atenuação atmosférica, a cintilação troposférica e o atraso troposférico (SPILKER, 1996). Dentre eles, o efeito de maior impacto nos sinais GNSS é o atraso troposférico, que possui duas principais componentes, hidrostática e úmida (MONICO, 2008). O atraso troposférico ocorre quando o sinal GNSS sofre interferência ao passar pela troposfera devido as condições existentes no momento. Apesar de não dispersiva, fatores como pressão, temperatura (componentes secas) e pressão do vapor d'água (componente úmida) geralmente causam refração do sinal.

O atraso ionosférico ocorre quando há a refração do sinal por meio da ionosfera, que é a camada que se estende de 50 km até 1000 km da atmosfera terrestre e têm propriedades dispersivas. Como seu nome indica, a ionosfera é um meio parcialmente ionizado, resultado da incidência da radiação solar e da incidência de partículas carregadas (SANZ SUBIRANA et al., 2013).

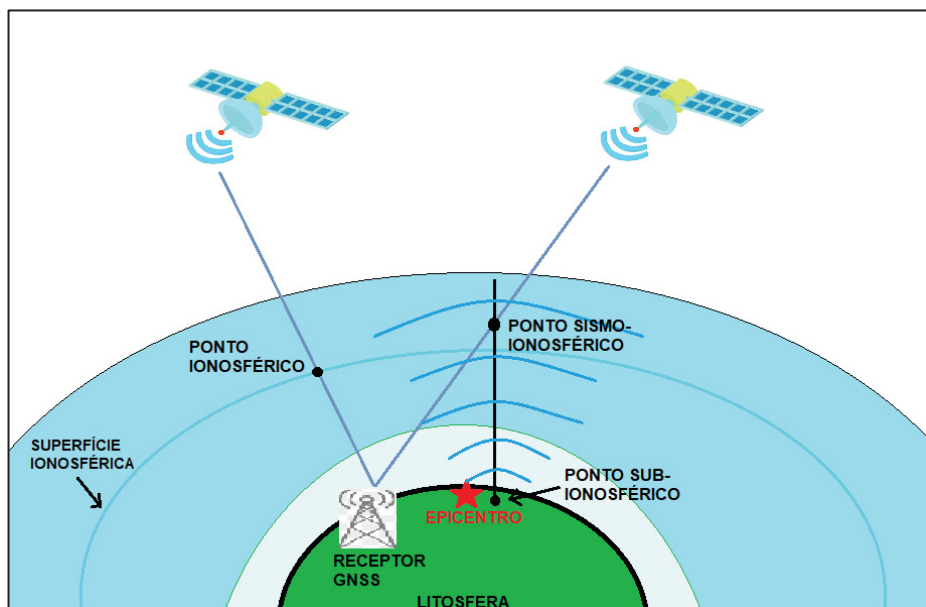
Os fenômenos mencionados já são conhecidos e possuem as devidas correções nos sinais GNSS, desta forma podem ser modelados (OLIVEIRA JR, 2015; XIANG et al., 2017). Porém o estudo do significado destes fenômenos, de forma particular, pode corroborar com a definição de novos parâmetros, já que geralmente as anomalias detectadas são causadas por influências externas a estas camadas.

Os fenômenos eletromagnéticos possivelmente associados a atividades sísmicas, e suas interferências nas camadas da atmosfera, têm sido extensivamente discutidos na literatura (e.g. DABAS et al., 2007; HAYAKAWA et al., 2011; LIU et al., 2011b; JIN et al., 2015). Alguns dos fenômenos observados serão apresentados na seção a seguir para entendermos a importância destas descobertas para o melhor entendimento destes eventos.

2.2.4.1 Distúrbios atmosféricos associados a eventos sísmicos

A primeira perturbação ionosférica relacionada a eventos sísmicos foi detectada em 1964, após um terremoto no Alasca ($M_w = 9.2$, 28 de Março de 1964) (DAVIES; BAKER, 1965; LEONARD; BARNES JR, 1965). A onda de gravidade acústica associada a deformação tectônica após o terremoto foi detectada na região F em Row, (1966) e (1967). Esses resultados preliminares implicaram que a energia liberada durante a ruptura da falha não se propagava apenas na litosfera, mas também se dissipava na atmosfera (FIGURA 8) e atingia a camada ionosférica (JIN et al., 2015).

FIGURA 8 – Ondas sísmicas de superfície em torno do epicentro (estrela vermelha), lançam verticalmente ondas de gravidade na atmosfera que se propagam em direção à ionosfera.



FONTE: Adaptado de Liu et al. (2011b).

O deslocamento vertical pela onda superficial (Rayleigh) produz ondas acústicas que se propagam verticalmente até a ionosfera por acoplamento dinâmico. Durante a ascensão da onda, o efeito duplo da conservação da energia cinética e a diminuição exponencial da densidade atmosférica amplifica fortemente a onda acústica. Essa onda alcança a ionosfera e cria uma enorme variação na velocidade e densidade do plasma, a qual pode ser detectada pelo GNSS (JIN et al., 2015).

Sendo a ionosfera uma das principais fontes de erro do sinal GNSS, o Conteúdo Total de Elétrons (TEC – *Total Electron Contents*) da ionosfera é o parâmetro que interfere diretamente no atraso ionosférico dos sinais GNSS. O TEC é dado em elétrons/m² e para propósitos de padronização a comunidade científica tem adotado como unidade do TEC a sigla “TECU” (*TEC Units* – Unidade de TEC), sendo 1 TECU=1x10¹⁶ elétrons/m² (PEREIRA & CAMARGO, 2013). O aumento na densidade do TEC da ionosfera acarretará num aumento no potencial de interferência do sinal GNSS.

A variação no TEC ionosférico pode ser consequência de diversos fatores como: variações temporais, variações da radiação solar, campo magnético, influências da latitude, longitude, dentre outras. No entanto, para essa contribuição apenas as influências que os eventos sísmicos podem causar no TEC por meio de variações atípicas serão analisadas.

2.2.5 Uso do GNSS na análise e predição de terremotos

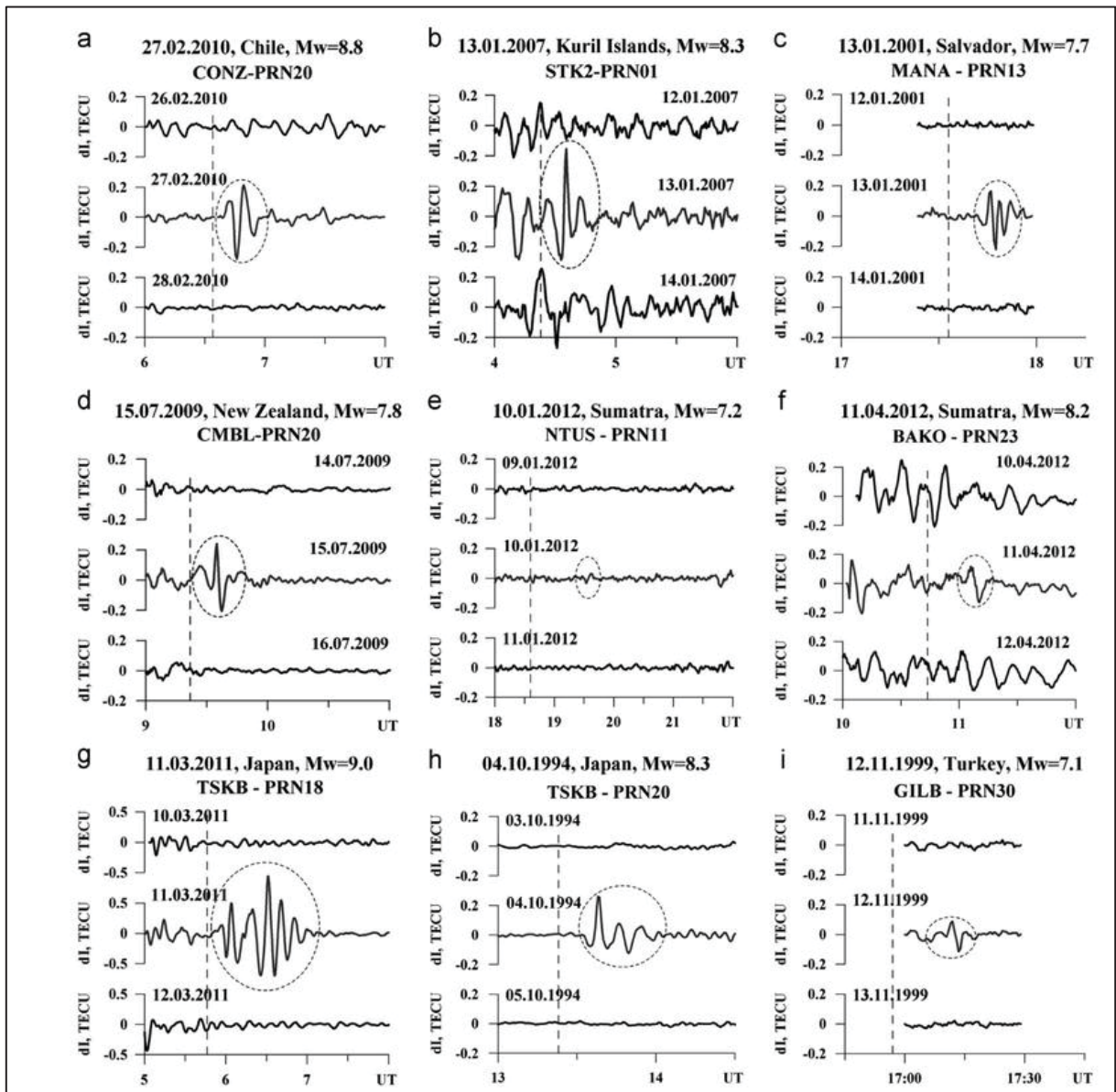
A proposta do uso da rede GNSS é a utilização dos diferentes sistemas de posicionamento e navegação distribuídos globalmente (e.g. GPS, GLONASS, entre outros) para aumentar a cobertura no monitoramento dos eventos (climáticos, geodinâmicos, entre outros) que ocorrem no planeta. Através das informações fornecidas por estes sistemas é possível obter posições de pontos em um referencial global com acurácia de poucos milímetros ou centímetros (MONICO, 2000; ZUMBERGE et al., 1997).

Grapethin et al. (2014) aponta que na última década os benefícios dos dados GPS de alta resolução temporal (1Hz) em pesquisas de terremoto foram amplamente reconhecidos. Em sismologia o GNSS é utilizado para estudar os deslocamentos da crosta terrestre a partir da análise de séries temporais de coordenadas tridimensionais (DIXON et al., 1998; ROBBINS et al., 1993; UZEL et al., 2013). Também é possível

observar os efeitos que estes eventos sísmicos podem causar na atmosfera através do monitoramento de distúrbios nos valores do TEC ionosférico (LIU et al., 2004; HAYAKAWA et al., 2011; HEFTY; GERHATOVA, 2012; GU; WANG, 2013; HAMMERSTROM; CORNELLY, 2017; RAVANELLI et al., 2021) e do ZTD dos sinais GNSS (JIN, HAN & CHO, 2011; GURBUZ & JIN, 2017).

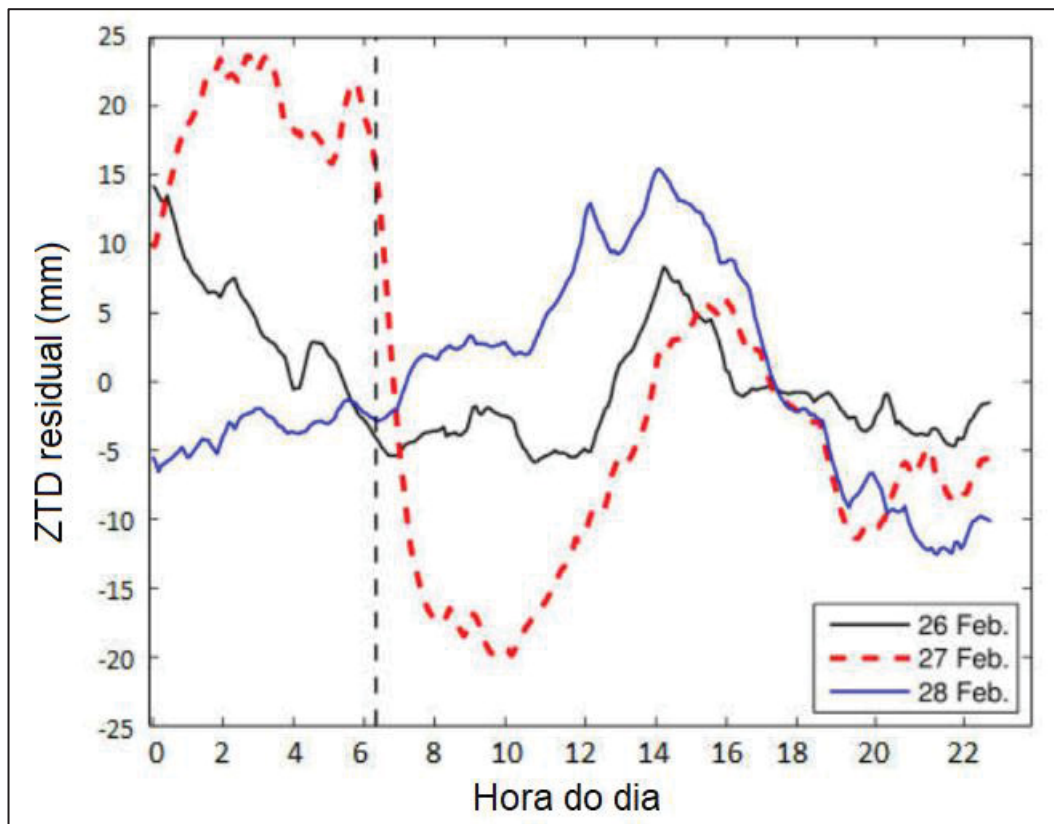
A FIGURA 9 é um exemplo de resultados obtidos do trabalho de Perevalova et al. (2014) onde detectou-se distúrbios no TEC logo após o horário de ocorrência de alguns grandes terremotos indicados na mesma figura. Outro exemplo é trazido na FIGURA 10 onde GURBUZ & JIN (2017) através da análise do ZTD residual conseguiram observar discrepância nos valores do ZTD residual após o terremoto de Maule de $M_w = 8.8$ por meio de soluções do posicionamento GPS.

FIGURA 9 – Série temporal da variação do TEC durante terremotos de Mw < 7.0 que ocorreram sob calmas (a) – (f) e perturbadas (g) – (i) condições.



Fonte: PEREVALOVA et al. (2014).

FIGURA 10 – Série temporal do ZTD residual estimado por GPS para a estação chilena VALP para os dias 26 (linha contínua em preto), 27 (linha tracejada em vermelho) e 28 (linha contínua em azul) de fevereiro de 2010.



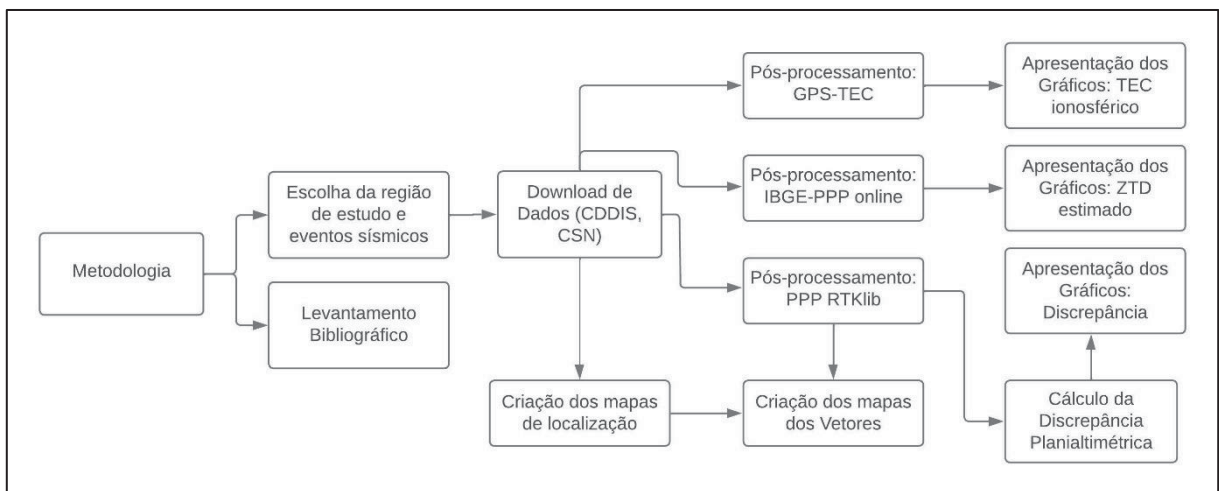
Fonte: Gurbuz & Jin (2017).

Para o caso de aplicações em geodinâmica, o mais indicado é o posicionamento pelo método absoluto com correção dos erros sistemáticos, isto é o Posicionamento Por Ponto Preciso (PPP). Tendo como vantagem não depender de uma estação base que pode estar sujeita a valores de efeitos geodinâmicos diferentes do local de análise. Nesse sentido, Perez et al. (2003); Hefty & Gerhatova (2012) e Nistor & Buda (2015) apontam o PPP como método mais vantajoso. Além disso, segundo Monico (2008), o PPP apresenta grande potencialidade para aplicações que exigem alta acurácia (centimétrica ou até milimétrica), além de apresentar grandes vantagens se comparado com o processamento de redes GNSS, em que há grande dispêndio computacional.

3 METODOLOGIA

Tendo em vista as considerações realizadas anteriormente, a sequência metodológica deste trabalho seguirá de acordo com o fluxo de etapas apresentado na FIGURA 11.

FIGURA 11 – Fluxo de etapas na metodologia utilizada.



FONTE: A autora (2021).

Conforme se pode observar na FIGURA 11, serão realizadas diversas análises acima dos processamentos dos dados GNSS. Sendo a primeira delas com relação ao PPP, seja por meio do IBGE-PPP (IBGE, 2020) ou através do programa RTKLIB (TAKASU, 2020). Posteriormente, são analisadas às estimativas dos valores de TEC ionosférico, por meio das soluções gráficas do programa GPS-TEC (SEEMALA, 2020) e para algumas estações também foram verificados os efeitos sobre o atraso troposférico no zênite (ZTD) estimado, para ambos os casos, disponibilizados pelas soluções do IBGE-PPP.

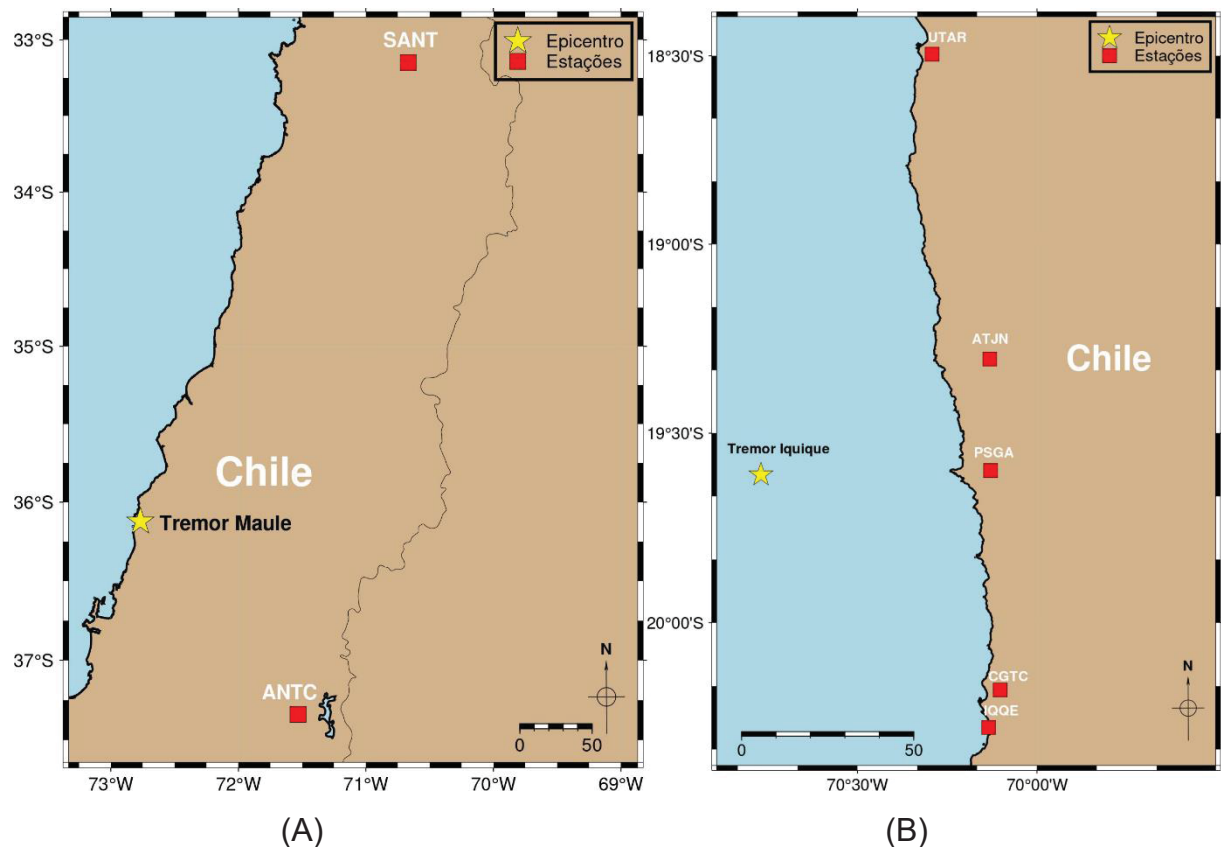
Com as estimativas foi possível plotar os vetores com a informação da direção de movimentação da estação geodésica, através verificou-se a concordância com o sentido de movimentação da placa preestabelecido em outras referências.

Os arquivos utilizados no processamento foram referentes aos dados de observação das estações geodésicas associadas aos respectivos eventos selecionados. Tais estações, os eventos selecionados e as condições de processamento dos dados estarão detalhados nas seções seguintes.

3.1 DADOS E MÉTODOS DE ANÁLISE

Os maiores terremotos com profundidades mais rasas de epicentro ocorreram em fevereiro de 2010 ($M_w = 8.8$) e abril de 2014 ($M_w = 8.2$), nomeados de acordo com as regiões afetadas, os terremotos de Maule e Iquique (FIGURA 12), respectivamente.

FIGURA 12 - Mapa de localização do epicentro dos terremoto de Maule (a) e Iquique (b) e suas respectivas estações geodésicas (igs/csn).

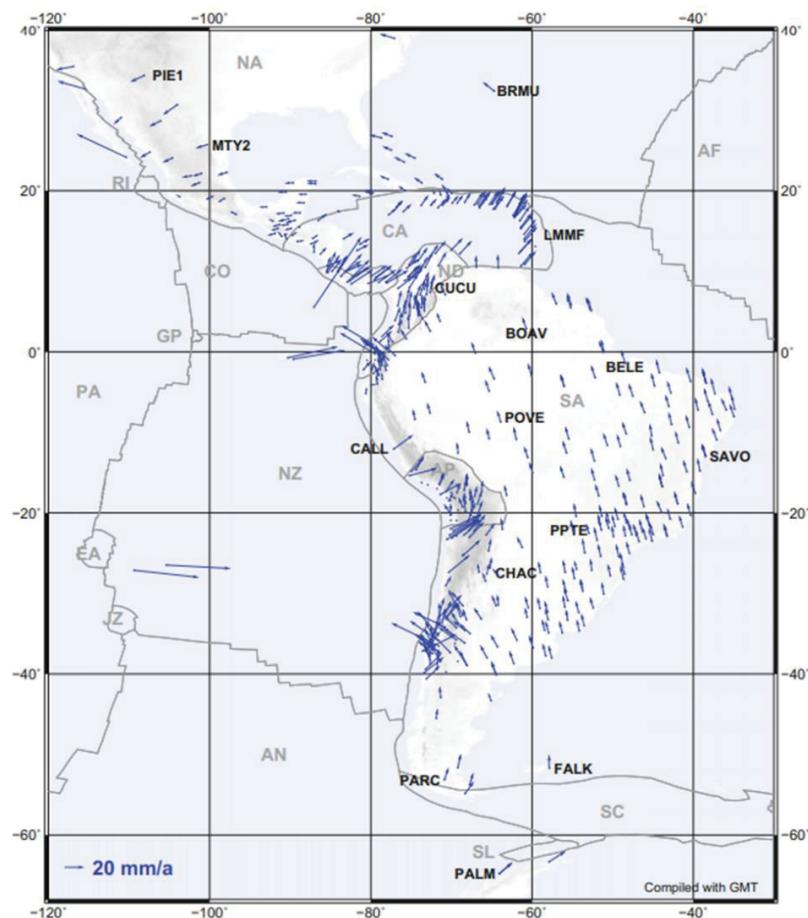


FONTE: A autora (2021).

O terremoto de Maule (FIGURA 12.A) ocorreu na região centro-sul do Chile em 27 de fevereiro de 2010 às 03:34 do horário local (06:34 UTC). O tremor intenso, com magnitude de momento de Mw 8.8, durou cerca de 3 minutos e é o sexto maior terremoto já registrado na história.

O terremoto de 1° de abril de 2014 (FIGURA 12.B), de Mw 8.2, ocorreu ao longo da costa oeste do norte do Chile como resultado de um cavalgamento de rasa profundidade das placas na costa chilena. Na região destes terremotos a placa de Nazca subducta para leste sob a placa da Sul-americana a uma taxa de 71 mm/ano (HAYES et al., 2017). A FIGURA 13 ilustra vetores das velocidades planimétricas de diversas estações GNSS ativas distribuídas no continente americano. É possível notar a magnitude significativa das velocidades de estações próximas a cordilheira dos Andes. A região tem uma alta incidência de terremotos intensos que induzem a tsunamis fatais (CNN, 2010).

FIGURA 13 – Vetores das velocidades planimétricas de diversas estações GNSS distribuídas no continente americano.



Fonte: Sánchez & Drewes (2020).

A TABELA 2 apresenta informações resumidas acerca da localização e das características gerais dos eventos selecionados nesta pesquisa.

TABELA 2 – Detalhes dos terremotos analisados.

Data (dd/mm/yy)	Hora (UT)	Coord. Geográficas		Magnitude (Mw)	Profundidade (km)	Região (Terremoto)
		Lat (°N)	Long (°E)			
27/02/10	06:34	- 36.122	- 72.898	8.8	22.5	Chile (Maule)
01/04/14	23:46	- 19.610	- 70.769	8.2	25	Chile (Iquique)

FONTE: A autora (2021).

As características de magnitudes ≥ 7.5 e a profundidade ≤ 40 km foram fatores relevantes para a escolha destes eventos para este estudo especificamente. Isso contribui para que haja maiores chances de caracterização, devido à influência das ondas de gravidade no TEC, e, conseqüentemente, a interferência no posicionamento GNSS. Em geral, distúrbios no TEC causados por grandes terremotos, com $7.2 \leq Mw \leq 8.2$, são registrados com confiança (PEREVALOVA et al., 2014).

Assim sendo, para o propósito da pesquisa, foram utilizados os dados diários das estações geodésicas, dos centros IGS e CSN (Centro Sismológico Nacional). A TABELA 3 apresenta as coordenadas de cada estação e suas respectivas distâncias em relação ao epicentro do terremoto ao qual estão relacionadas.

TABELA 3 – Valores de coordenadas e distâncias das estações ao epicentro do terremoto a qual estão relacionadas.

Estação (IGS ou CSN)	Coordenadas Geográficas		Distância do Epicentro (km)
	Lat (°N)	Long (°E)	
TERREMOTO DE MAULE			
ANTC (IGS)	- 37.338	- 71.532	180
SANT (IGS)	- 33.150	- 70.668	387
TERREMOTO DE IQUIQUE			
UTAR (CSN)	- 18.495	- 70.292	127
ATJN (CSN)	- 19.304	- 70.131	71
PSGA (CSN)	- 19.598	- 70.129	67
CGTC (CSN)	- 20.176	- 70.063	102
IQQE (CSN)	- 20.275	- 70.134	104

FONTE: A autora (2021).

Os dados utilizados foram os dados disponíveis de cada centro em datas próximas aos eventos.

3.1.1 Pós-processamento: PPP

Os dados de entrada para este trabalho foram arquivos RINEX⁷ versão 2.11, efemérides precisas e transmitidas, e demais arquivos necessários para as demais correções aos erros sistemáticos, fornecidos pelos centros de dados do IGS através do CDDIS (2021). Para o terremoto de Maule o pós-processamento foi realizado em dois softwares bastante conhecidos e validados pelos usuários do sistema GNSS: o CSRS-PPP do NRCan (via IBGE-PPP) e o RTKLIB versão 2.4.2. Para o terremoto de Iquique, optou-se por considerar apenas as análises com o RTKLIB, que permite mais flexibilidade nas alterações das configurações de processamento.

O IBGE-PPP não permite alterações nas estratégias de seu processamento, sendo possível apenas selecionar entre o modo PPP estático e cinemático. Contudo, para o dia do terremoto foi selecionado o modo cinemático, uma vez que este permite maior variação da posição de maneira estocástica, viabilizando de certa forma o

⁷ O RINEX é um arquivo em formato ASCII que é composto por um arquivo de dados de navegação, de mensagens de navegação (GNSS) e de dados meteorológicos.

propósito desta pesquisa. Também foram extraídas informações acerca da correção do atraso troposférico presentes nas soluções do IBGE-PPP.

Adicionalmente, para a estação SANT, durante a ocorrência do terremoto de Maule, foi realizado o processamento dos dados GPS com intervalo de 1 segundo. Isso foi possível graças a disponibilidade desses dados no servidor do CDDIS/NASA, subdivididos em arquivos formato RINEX para 15 minutos de dados. Dessa forma, desenvolvido script que automatizou o download dos arquivos e concatenação, permitindo a geração de uma solução diária para a estação SANT com o programa RTKLIB. Essa estação apresentou melhor caracterização do terremoto para dados de 30s de amostragem, desta forma foi escolhida neste experimento.

Nessa solução, as configurações de processamento foram as mesmas já apresentadas para os processamentos com intervalo de coleta de 30 segundos. A única diferença é basicamente a amostragem dos dados. O objetivo de processar os dados com menor intervalo de coleta é verificar se há maior facilidade em enxergar as alterações sofridas pelas componentes planimétricas e altimétricas das coordenadas, bem como para o ZTD estimado com o PPP.

Os valores de atraso troposférico no zênite (*ZTD – Zenith Tropospheric Delay*) estimados são modelados através de dados meteorológicos. Os valores de temperatura (°C), pressão (Mb) e umidade relativa (%) são calculados através do modelo GPT2 (*Global Pressure and Temperature*). A pressão é ajustada levando-se em conta a altura elipsoidal. Para mais detalhes sobre as configurações de processamento do IBGE-PPP, o leitor pode consultar o Manual do Usuário (IBGE, 2020). Um resumo das principais configurações é apresentado no QUADRO 5.

QUADRO 5 - Configurações de processamento do IBGE-PPP.

CONFIGURAÇÕES DE PROCESSAMENTO	
Modo de Posicionamento	PPP estático & cinemático
Frequências / Observável	L1 + L2 / Livre de ionosfera
Filtro de Kalman	<i>Forward</i>
Constelação	<i>GPS</i>
Resolução de ambiguidades	Não (<i>float</i>)
Correção Troposférica	Estimativa do ZTD (<i>Zenith Tropospheric Delay</i>)
Correção Ionosférica	Observável Combinada Livre de Ionosfera com L1 e L2
Máscara de Elevação	10°
Efêmerides e relógios	Precisas (IGS)
Intervalo de Amostragem	30 segundos
Demais correções	IERS Convention (2010)

FONTE: A autora (2021).

Vale ressaltar, que o IBGE-PPP atua como software de referência, sendo conhecido seu uso em pesquisas, para as simulações que foram realizadas neste trabalho. Portanto, é fundamental entender se o RTKLIB fornecerá soluções coerentes e precisas para que em etapas futuras seja possível a utilização de um único *software*.

O RTKLIB, através do módulo RTKPOST, é capaz de proporcionar soluções de posicionamento para diversos modos de posicionamento. Em concordância com o utilizado no IBGE-PPP, para o dia do terremoto, o modo de posicionamento utilizado foi o PPP cinemático. As configurações utilizadas no pós-processamento dos dados estão apresentadas no QUADRO 6.

QUADRO 6 – Configurações de processamento e arquivos utilizados no RTKpost.

CONFIGURAÇÕES DE PROCESSAMENTO	
Modo de Posicionamento	PPP estático & cinemático
Frequências / Observável	L1 + L2 / Livre de ionosfera
Filtro de Kalman	<i>Forward</i>
Constelação	<i>GPS</i>
Resolução de ambiguidades	Não (flutuante)
Correção Troposférica	Estimativa do ZTD (<i>Zenith Tropospheric Delay</i>)
Correção Ionosférica	Observável Combinada Livre de Ionosfera com L1 e L2
Máscara de Elevação	10°
Efêmerides e relógios	Transmitidas + Precisas (IGS)
Intervalo de Amostragem	30 segundos
Demais correções	IERS Convention (2010)

FONTE: A autora (2021).

Em particular para o terremoto de Maule foram feitas análises utilizando dados de observação com frequência de 1 Hz também, que se mostraram aplicáveis em outros estudos na área (KOUBA, 2003; WANG et al., 2012; YUE et al., 2014).

A escolha do filtro *forward* se deu em função de simular um cenário de posicionamento em tempo real. No ajustamento de observações pelo filtro de Kalman considera-se apenas as observações precedentes e as novas observações para atualização do vetor estado. Dessa forma, a filtragem *forward* é aplicável para situações de tempo real, nas quais não se conhece as observáveis futuras ou subsequentes ao instante para o qual uma posição é estimada. O leitor interessado poderá obter mais detalhes no manual do programa RTKLIB, inclusive sobre as respectivas formulações matemáticas (TAKASU, 2013).

É importante esclarecer, que nos processamentos realizados foram desconsiderados os efeitos de 2ª e 3ª ordem da refração ionosférica, os quais representam menos que 1% do efeito ionosférico total (SANZ SUBIRANA et al, 2013), bem como efeitos de carregamentos oceânico não maré, atmosférica maré e não maré e hidrológico (PETIT & LUZUM, 2010). Embora seja recomendável a correção do máximo possível de erros sistemáticos, destaca-se que as análises a serem realizadas visam a comparação entre coordenadas obtidas em curtos intervalos de tempo, poucos dias ou mesmo horas, com ênfase para as variações posicionais

sofridas nos instantes dos terremotos, tais efeitos não trariam benefícios significativos ao estudo. Contudo, é interessante que em trabalhos futuros isso seja revisto.

3.1.1.1 Cálculo das discrepâncias planimétricas nas coordenadas estimadas

Para os cálculos das discrepâncias das coordenadas estimadas ao longo do dia do terremoto, utilizou-se das soluções do PPP no modo cinemático. Enquanto que para as coordenadas estimadas no dia anterior do terremoto (coordenadas de referência nesta pesquisa) utilizou-se das soluções do PPP no modo estático. As análises das soluções obtidas com o serviço IBGE-PPP e o programa RTKLIB foram realizadas separadamente.

Além disso foram analisadas a média da precisão formal (desvio padrão) de todas as épocas disponíveis nas soluções do RTKLIB e IBGE-PPP para o terremoto de Maule, essa média chamamos de precisão formal média e levamos ela em consideração para avaliar se as soluções têm alta variação em relação à média ou não.

Em relação a solução de referência foram analisadas as variações das coordenadas em termos de latitude e longitude em comparação ao dia anterior ao terremoto. As discrepâncias destas coordenadas foram calculadas da seguinte forma (ALMEIDA & DAL POZ, 2016):

$$\Delta\phi_{rad} = | \phi_{calc} - \phi_{ref} |, \quad (5)$$

$$\Delta\lambda_{rad} = | \lambda_{calc} - \lambda_{ref} |. \quad (6)$$

Onde,

- $\Delta\phi_{rad}$ e $\Delta\lambda_{rad}$ são as discrepâncias geodésicas calculadas, em radianos;
- ϕ_{ref} e λ_{ref} são as coordenadas geodésicas de referência, em radianos;

- ϕ_{calc} e λ_{calc} são as coordenadas geodésicas estimadas, em radianos.

Para comparação desses valores em metros, pode-se fazer (Torge, 2001):

$$\Delta\phi_{(m)} = M * \Delta\phi_{rad} , \quad (7)$$

$$\Delta\lambda_{(m)} = N * \Delta\lambda_{rad} * \cos\phi . \quad (8)$$

Sendo M o raio de curvatura da seção meridiana e N o raio de curvatura da seção primeiro vertical para um dado elipsoide de referência, calculados por:

$$M = \frac{a(1-e^2)}{(1-e^2\sin^2\phi)^{1/2}} , \quad (9)$$

$$N = \frac{a}{(1-e^2\sin^2\phi)^{1/2}} . \quad (10)$$

Para o caso do GRS80 tem-se:

- $e^2 = 2,0067395$ (segunda excentricidade);
- $a = 6.378.137,000$ m (semi-eixo maior do GRS80);
- $b = 6.356.752,314$ m (semi-eixo menor do GRS80).

3.1.2 Pós-processamento: Estimativa do TEC

Para a estimativa do TEC ionosférico foi empregado o software GPS-TEC analysis versão 3 (SEEMALA, 2020), desenvolvido por Gopi Semala, no *Boston College*. O programa obtém os valores do TEC absoluto⁸, minimizando a variabilidade do TEC através da utilização das tendências de hardware, do satélite e do receptor, disponibilizados pela Universidade de Berna (VALLADARES et al., 2009). Se faz necessário a utilização somente do arquivo de observação tendo como saída um arquivo com valores de TEC para 24 horas, tendência instrumental do receptor e o número identificador PRN (*Pseudo Random Noise*) correspondente para cada satélite visível. Tem a capacidade de baixar arquivos de navegação automaticamente se conectado à internet, utiliza as efemérides do arquivo de navegação do IGS, a menos que encontre o arquivo no mesmo diretório que os dados. Estimado pela combinação geometria livre (*geometry-free*) das pseudodistâncias filtradas.

A análise do TEC realizada nesta etapa foi feita comparando os 3 dias que envolveram os eventos sísmicos escolhidos. Foram selecionados os satélites visíveis no momento que os terremotos ocorreram e então alguns resultados foram apresentados nas seções 4.2.2 e 4.3.2. A fim de analisar a influência da atividade geomagnética e da cintilação ionosférica nos valores de TEC, o índice diário de atividade geomagnética ($\sum kp$) (Disponível em Oiwake Cho & Ku, 2021) e o índice de cintilação ionosférica (S4) foram analisados para o dia do terremoto. O índice diário de atividade geomagnética estima o nível de atividade geomagnética para determinado dia. Segundo Perevalova et al. (2014) quando $\sum kp \leq 16$ significa que as condições do dia são de baixa atividade geomagnética, sendo que para o nível moderado e forte de atividade geomagnética varia entre 17 e 40 para este índice. Enquanto que o índice S4 mapeia a intensidade da cintilação ionosférica. De acordo com Tiwari et al. (2011) este índice pode ser classificado em categorias dependendo da intensidade do sinal que ocorreu no dia e no local em questão em: forte ($S4 \geq 1.0$), moderado ($0.5 \leq S4 \leq 1.0$) e fraco ($0 \leq S4 \leq 0.5$).

3.1.3 Pós-processamento: Estimativa do ZTD

Os dados da estimativa do atraso troposférico no zênite (siga em inglês ZTD) foram disponibilizados através das soluções do IBGE-PPP. Através do arquivo de

extensão POS do processamento, foi possível extrair os valores da correção do atraso troposférico no zênite. Estes valores foram plotados em um gráfico para a observação do comportamento do ZTD ao longo de 5 dias (dias 24 até 28 de fevereiro de 2010) que envolveram os terremotos estudados.

Devido à alta variabilidade e a influência de diversos fatores externos neste parâmetro, escolheu-se utilizar mais dias para avaliar se a possível variação a ser observada poderia ser referente ao terremoto ou se encaixaria em uma variação esperada para o ZTD. Mais detalhes serão discutidos na seção 4.2.3 e 4.3.3 deste trabalho.

4 RESULTADOS E ANÁLISES

Nesta seção são apresentados os experimentos realizados visando observar as possíveis assinaturas dos eventos sísmicos escolhidos e também as análises acerca destes resultados.

Foram utilizados dados de dois eventos sísmicos ocorridos no Chile. O primeiro evento a ser discutido ocorreu em 2010, na região de Maule, é um evento que já foi explorado em estudos precedentes, portanto identificar certos tipos de características pode ajudar a avaliar o segundo evento com mais propriedade. O segundo evento ocorreu em 2016, na região de Iquique.

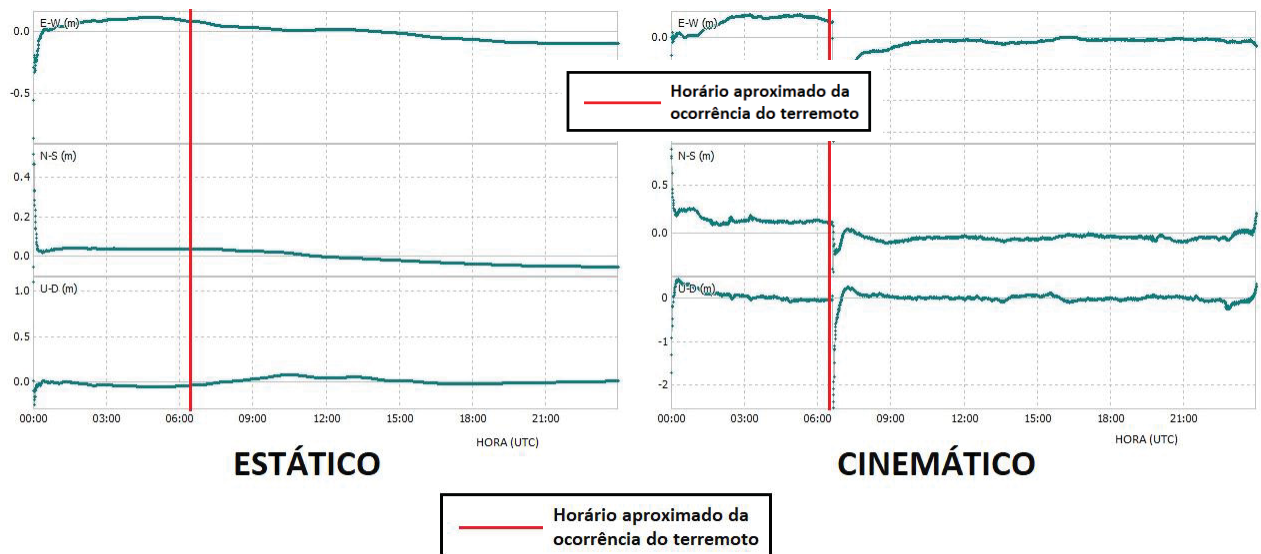
As análises serão feitas separadamente e de forma independente, para alguns casos os recortes temporais são mais curtos na tentativa de analisar minuciosamente os dados.

Nesta seção foram realizadas as análises do posicionamento PPP, seguidas das análises do TEC ionosférico e do ZTD troposférico para as soluções referentes ao dia anterior, durante e posterior a ocorrência destes terremotos.

4.1 TESTES PARA TÉCNICAS PPP ESTÁTICO E PPP CINEMÁTICO

Antes da obtenção das discrepâncias de coordenadas nas estações durante a ocorrência do terremoto, foi realizado um teste preliminar prático com o intuito de testar o modo mais adequado para o estudo, entre o posicionamento PPP cinemático e estático, levando como critério o modo que caracterizaria mais apropriadamente o momento da ocorrência do terremoto. Desta forma, com as observações da estação SANT pertencente a rede IGS, para o dia 27 de fevereiro de 2010, obteve-se a solução PPP do RTKLIB para cada modo (estático e cinemático), conforme apresentado na FIGURA 14.

FIGURA 14 – Gráfico da variação de posição das componentes planialtimétricas da estação geodésica SANT no modo estático em comparação ao modo cinemático extraídas de plots do RTKLIB.



FONTE: A autora (2021).

Conforme pôde ser verificado, o modo cinemático possibilitou a identificação do momento da ocorrência do terremoto de maneira mais evidente, apresentando uma variação significativa na posição, sobretudo nas componentes planialtimétricas bem próximo ao horário de ocorrência do terremoto. Considerando que o modo cinemático permite maior variação da posição da estação de maneira estocástica entre as épocas do rastreamento, ele foi considerado o modo mais adequado para se analisar isoladamente a variação das coordenadas. No entanto nesta pesquisa utilizou-se ambos os modos, tendo como referencial o processamento no modo estático e utilizando como

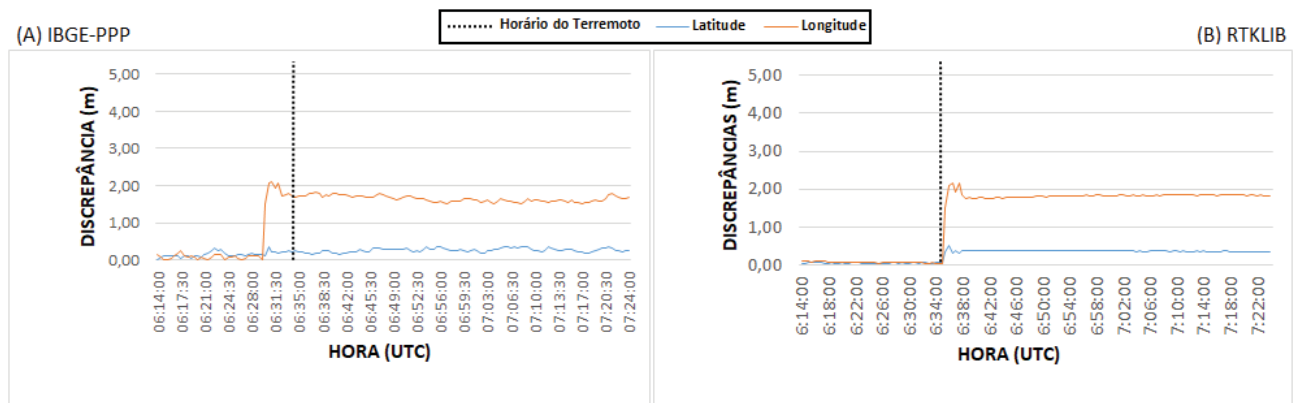
coordenada estimada o processamento no modo cinemático, assim através da discrepância entre essas duas soluções acredita-se chegar a uma melhor estimativa da influência do evento sísmico nas variações posicionais das estações estudadas.

4.2 ANÁLISE DO TERREMOTO DE MAULE

4.2.1 Variações posicionais

A partir das soluções PPP, do IBGE-PPP e RTKLIB, e do cálculo das discrepâncias realizado de acordo com as equações (7) e (8), comparou-se o desempenho destes *softwares* em um recorte temporal de 70 minutos que engloba o horário de ocorrência do terremoto (06:34 UTC). Estes comparativos são apresentados de forma gráfica, nas FIGURA 15 e FIGURA 16, exibindo os valores das discrepâncias planimétricas, em metros, para as estações SANT e ANTC.

FIGURA 15 – Gráficos de discrepâncias planimétricas obtidas através das soluções do PPP para a estação ANTC, através do: (A) IBGE-PPP e (B) RTKLIB.

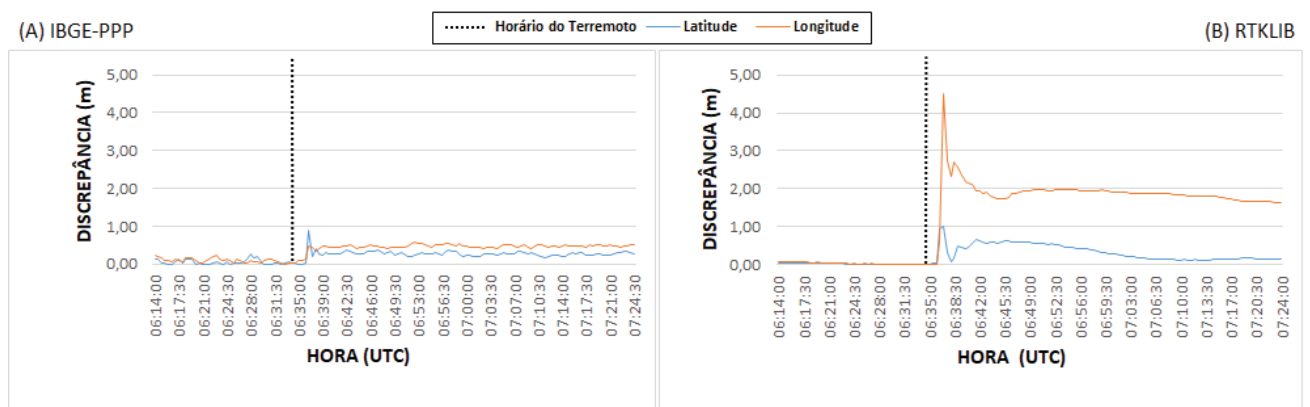


FONTE: A autora (2021).

Conforme observado na FIGURA 15, o comportamento do gráfico é similar em ambos os resultados de processamento, sendo que a componente longitudinal (E-W) apresenta variações mais significativas na discrepância planimétrica em relação a componente latitudinal (N-S). A vista disso, as soluções apresentaram variação para a componente E-W de $\approx 2,2$ m para o RTKLIB e $\approx 2,5$ m para o IBGE-PPP. Enquanto para a componente N-S as variações ficaram entre aproximadamente 0,4 e 0,5 m para ambas soluções respectivamente. A principal diferença entre as soluções do IBGE-

PPP e do RTKLIB para este caso está no momento do salto de discrepâncias, que caracteriza a movimentação da estação. Para as soluções do IBGE-PPP o salto ocorre às 06:30 UTC, \approx 4 minutos antes do momento da ruptura (momento de ocorrência do tremor) do terremoto. Por outro lado, para as soluções do RTKLIB o pico ocorre às 06:35 UTC, \approx 1 minuto após a ruptura. As amplitudes, na escala de metros, dessas variações são esperadas, mas não indicam a posição final da estação geodésica, e sim a diferença entre a posição do dia anterior da estação calculada no modo estático em relação a posição do dia do tremor calculada no modo cinemático.

FIGURA 16 - Gráficos de discrepâncias planimétricas obtidas através das soluções do PPP para a estação SANT, através do: (A) IBGE-PPP e (B) RTKLIB.



FONTE: A autora (2021).

Na FIGURA 16 são apresentados os resultados para a estação SANT (dispostos similarmente a FIGURA 15). No entanto, enquanto as discrepâncias das soluções do RTKLIB se assemelham ao comportamento observado na estação ANTC (salto próximo ao momento do tremor), as discrepâncias do IBGE-PPP não apresentam variação tão significativas. Desta forma, as soluções do RTKLIB para a estação SANT evidenciam melhor a influência da ruptura deste evento no sinal, onde a variação da componente E-W ocorre às 06:36 UTC com amplitude de \approx 4,5 m.

Tendo em vista a utilização de dois diferentes softwares (NRCan via IBGE-PPP e RTKLIB), foram extraídos e calculados os valores da média da precisão formal de cada solução (PPP estático e cinemático) para cada software (IBGE-PPP e RTKLIB). Essa análise faz com que validemos que os valores obtidos das coordenadas e suas discrepâncias calculadas estejam acima dos valores da precisão formal, evitando que sejam afetados devido as limitações do receptor. Na TABELA 4

são apresentados os valores da precisão formal média (em metros) das componentes planimétricas para as soluções obtidas pelo IBGE-PPP e RTKLIB.

TABELA 4 – Precisão formal média das componentes planimétricas para os dias e estações (SANT e ANTC) presente nas soluções estimadas.

Estações	Dias (Fevereiro/2010)	IBGE-PPP		RTKLIB	
		Desvio Latitude (m)	Desvio Longitude (m)	Desvio latitude (m)	Desvio Longitude (m)
SANT	26	0,12	0,15	0,03	0,04
	27	0,09	0,08	0,03	0,04
ANTC	26	0,09	0,09	0,03	0,03
	27	0,17	0,22	0,03	0,03

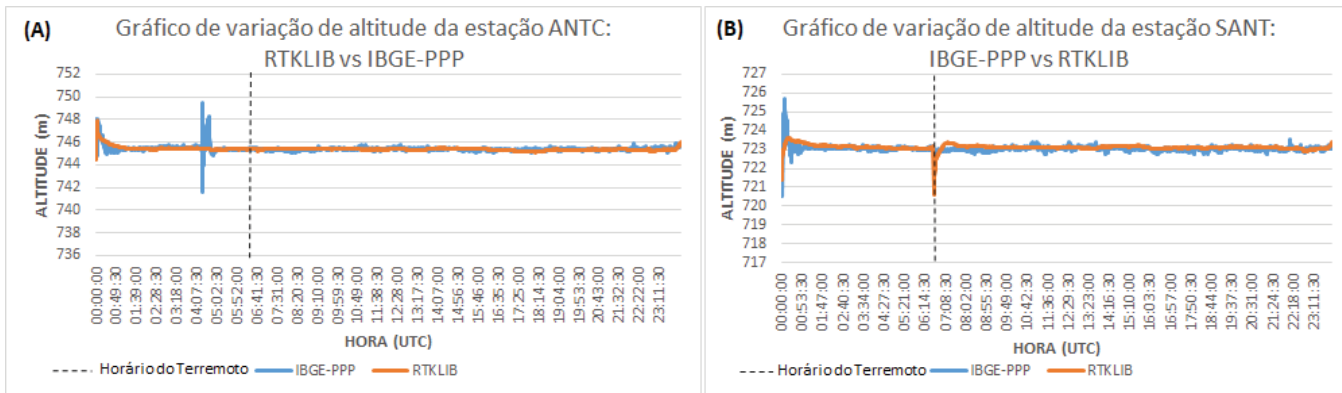
FONTE: A autora (2021).

A média da precisão formal obtida do pós-processamento de dados do IBGE-PPP e do RTKLIB também diz respeito a concordância do conjunto de dados. Por via de regra, o RTKLIB apresentou menores valores da média do desvio padrão formal em relação ao IBGE-PPP, apresentando valor mínimo de 0,03 m e máximo de 0,04 m para as componentes planimétricas. Em geral, os valores variaram na casa dos centímetros para todas as componentes planimétricas. No entanto, é possível notar graficamente que o RTKLIB possui menores oscilações de discrepância em relação ao que se observa nos gráficos do IBGE-PPP, de certa forma pode haver relação entre os valores de desvio padrão formal observados.

Tendo em vista os aspectos observados, pode-se dizer que três dos quatro gráficos de discrepância planimétrica expostos indicam o momento em que ocorre a influência da ruptura no posicionamento. No entanto, será avaliado com maior rigor as informações sobre o fato da estação SANT, para o processamento no IBGE-PPP, não ter apresentado variação equivalente à variação observada nas soluções RTKLIB, pois isso ocorre visivelmente para a estação ANTC.

Para tentar compreender a magnitude deste evento em termos de altimetria, foi extraída das soluções a variação das coordenadas para o dia do terremoto e então foi elaborado um comparativo das soluções (IBGE-PPP e RTKLIB) apresentado graficamente na FIGURA 17.

FIGURA 17 – gráfico da variação da altitude para o dia do terremoto: comparativo entre IBGE-PPP e RTKLIB. Em (A) estimativa da estação ANTC e em (B) estimativa da estação SANT.

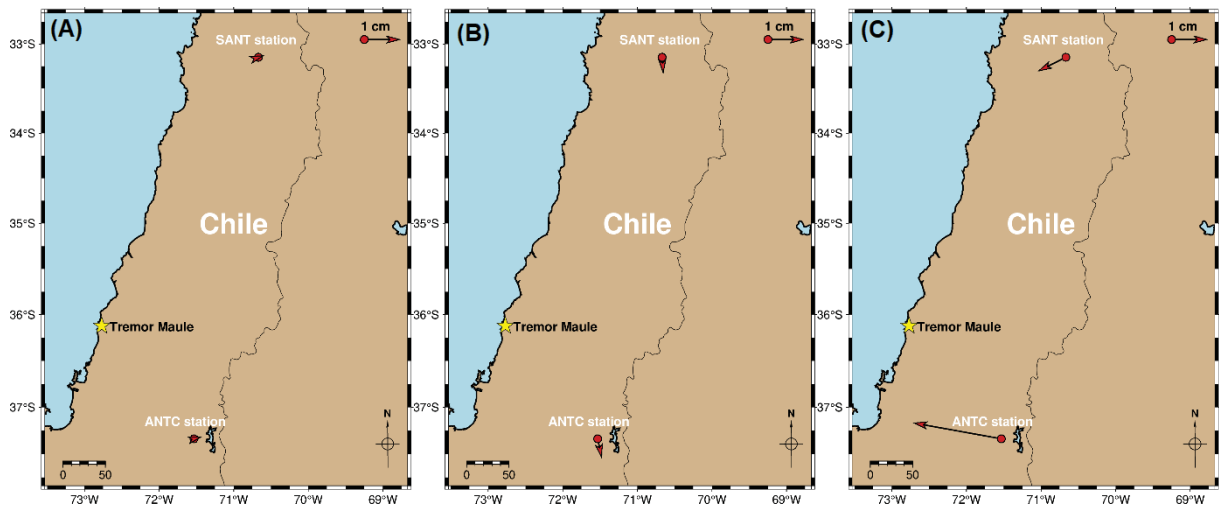


FONTE: A autora (2021).

Dois comportamentos destoantes foram observados: Na FIGURA 17 (A) o comportamento obtido da solução IBGE-PPP momentos antes do horário de ocorrência do terremoto, enquanto que na FIGURA 17 (B) o comportamento é procedente da solução do RTKLIB e ocorre aproximadamente no momento da ocorrência do terremoto. O desvio padrão formal médio para a altimetria do RTKLIB ficou em $\approx 0,07$ m e em $\approx 0,09$ m para a estação ANTC e SANT, respectivamente. Enquanto que para o IBGE-PPP ficou em $\approx 0,4$ m e em $\approx 0,3$ m para a estação ANTC e SANT, respectivamente.

Por fim, também foram analisados os vetores de deslocamento das estações, SANT e ANTC (FIGURA 18), sendo estes o resultado da diferença posicional entre as coordenadas de referência (soluções do modo estático para o dia anterior ao evento) e coordenadas estimadas (soluções do modo cinemático para o dia do evento).

FIGURA 18 – Vetores de direção de deslocamento das estações geodésicas próximas ao tremor de Maule para os dias 26 (A), 27 (B) e 28 (C) de fevereiro de 2010.



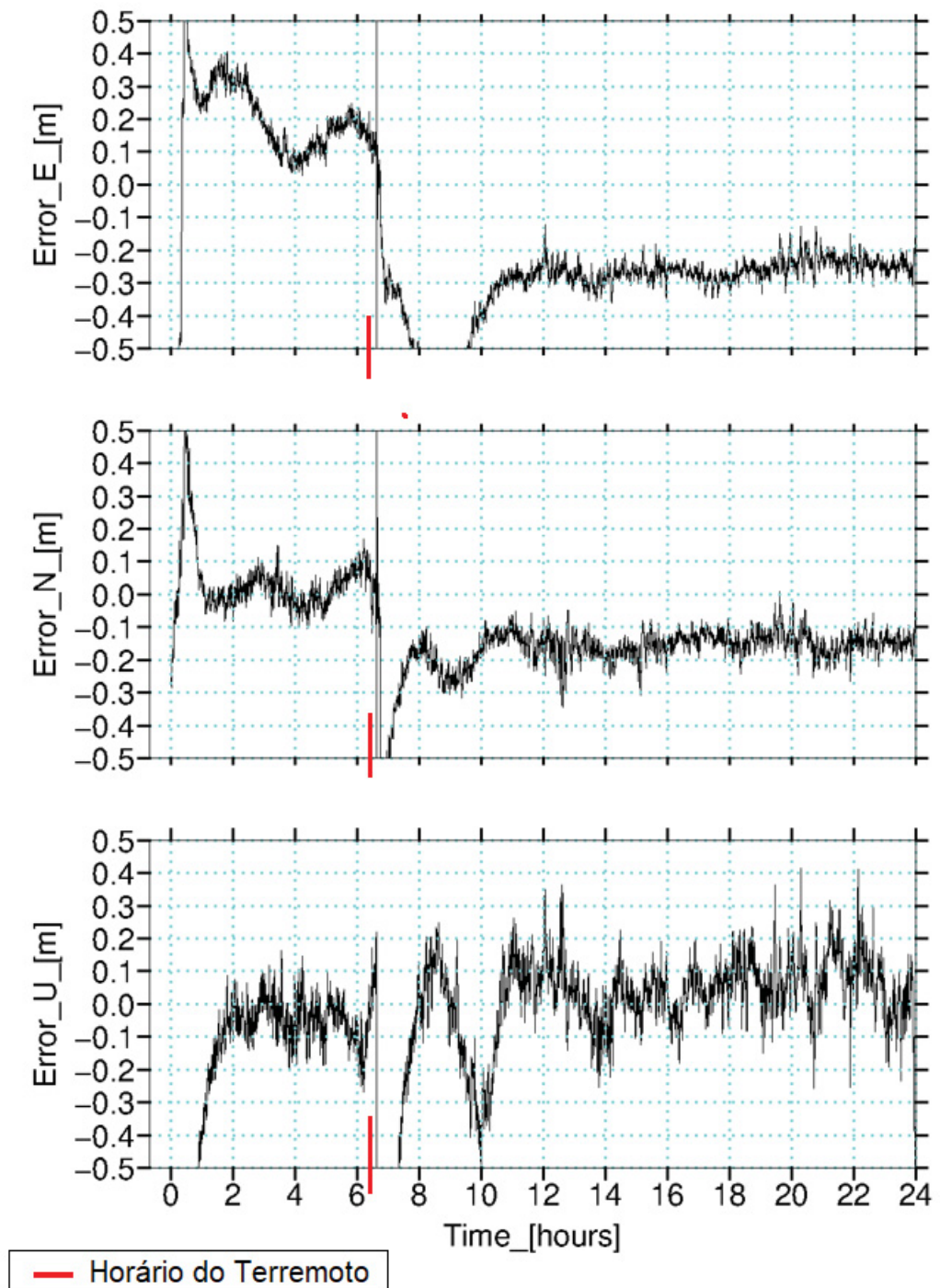
FONTE: A autora (2021).

A FIGURA 18 apresenta a plotagem dos vetores, confeccionada através da biblioteca PyGMT do Python, os quais demonstram as direções planimétricas de movimentação das estações geodésicas próximas ao epicentro do tremor. A estação mais próxima ao epicentro do tremor de Maule foi a estação ANTC, a qual apresentou maior deslocamento no dia do tremor (FIGURA 18.B). Isso fica ainda mais visível através dos vetores no dia após o tremor (FIGURA 18.C). É esperado que as estações mais próximas ao terremoto apresentem variações posicionais mais significativas, quando comparadas as outras estações, principalmente no momento de ruptura do tremor.

4.2.1.1 Dados de 1 Hz

A FIGURA 19 traz os resultados que indicam as discrepâncias posicionais das coordenadas planimétricas e altimétricas da Estação SANT, em relação a solução semanal SIRGAS-CON, no dia 27 de fevereiro de 2010. Nos gráficos dessa figura são apresentadas 24 horas de resultados do PPP RTKLIB, com janela de visualização das discrepâncias posicionais entre -0.5 m e 0.5 m.

FIGURA 19 – Variações posicionais das coordenadas planimétricas e altimétricas da Estação SANT, em relação a solução semanal SIRGAS-CON, no dia 27 de fevereiro de 2010.



FONTE: A autora (2021).

Na FIGURA 19 observa-se claramente o offset sofrido pelas componentes E e N (planimetria) após o momento do sismo. A componente E apresenta maior variação de amplitude, próxima de ~34 cm, enquanto a componente N indica uma

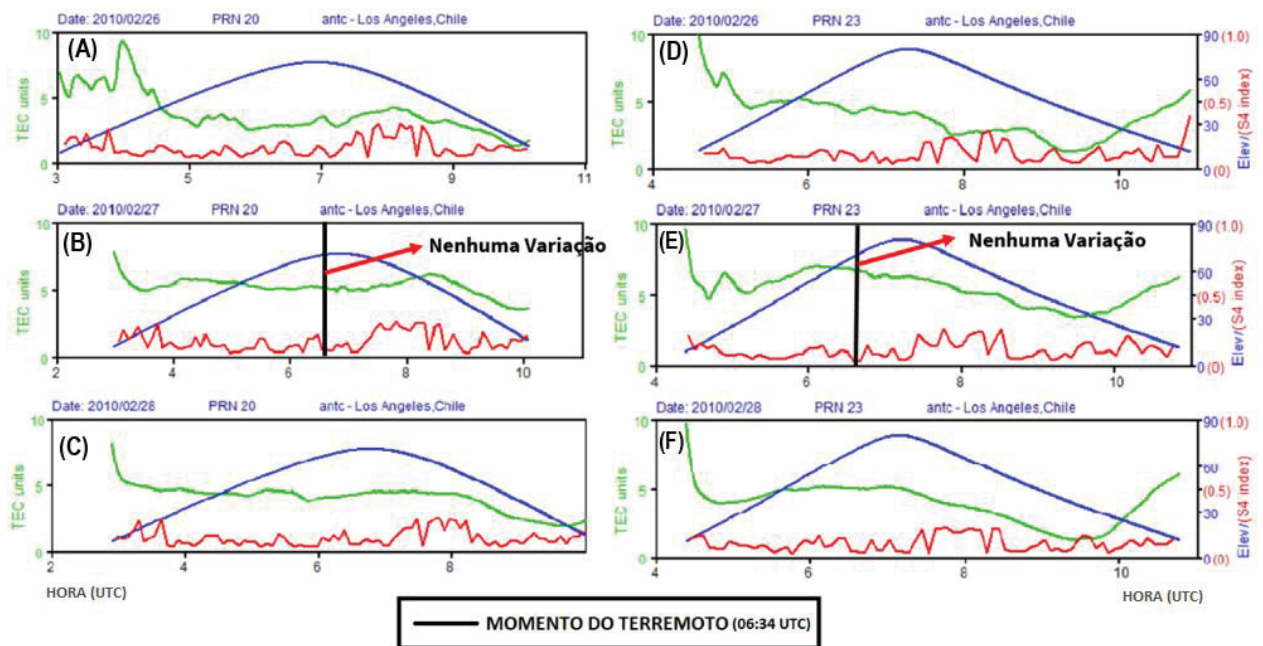
variação da ordem 20 cm. Em termos de altimetria também é possível observar uma tendência de soerguimento de aproximadamente 10 cm. Pode-se notar que a solução diária posicional leva em torno de 2h para apresentar uma convergência inicial. Nas componentes N e U, é possível observar uma nova convergência da solução após o terremoto. Ou seja, indicativo de que houve instabilidade no ajustamento paramétrico do processamento dos dados GNSS no momento do terremoto. Destaca-se também que os resultados para a componente altimétrica são bastante ruidosos, tornando complexo observar claramente a nova tendência posicional para esta componente após o terremoto. Ademais, em comparação com resultados anteriores nota-se uma solução mais ruidosa de modo geral, na qual é possível detectar possíveis variações de menor amplitude. Isso pode ocorrer pelo fato dos dados de 1s conterem uma maior amostragem de dados, conseqüentemente maiores interferências podem ser observadas. Finalmente, esta solução se aproxima ainda mais do resultado de um processamento de dados em tempo real, no qual geralmente emprega-se dados com amostragem com intervalo de coleta igual ou menor que 1 segundo.

4.2.2 TEC ionosférico

No mínimo 6 satélites estavam “visíveis” no momento do terremoto de Maule para as estações ANTC e SANT. Por praticidade, serão apresentados nesta seção somente os resultados de estimativa de TEC para os satélites que evidenciaram possíveis distúrbios cossísmicos (SANT-PRN20/23) ou até mesmo que foram analisados em outros trabalhos, como é o caso do PRN20 (FIGURA 9) que foi analisado por Perevalova et al. (2014) a partir do processamento de dados da estação CONZ (*Concepción*). A estação CONZ é uma estação que não está mais ativa e por isso seus dados não foram utilizados nesta pesquisa.

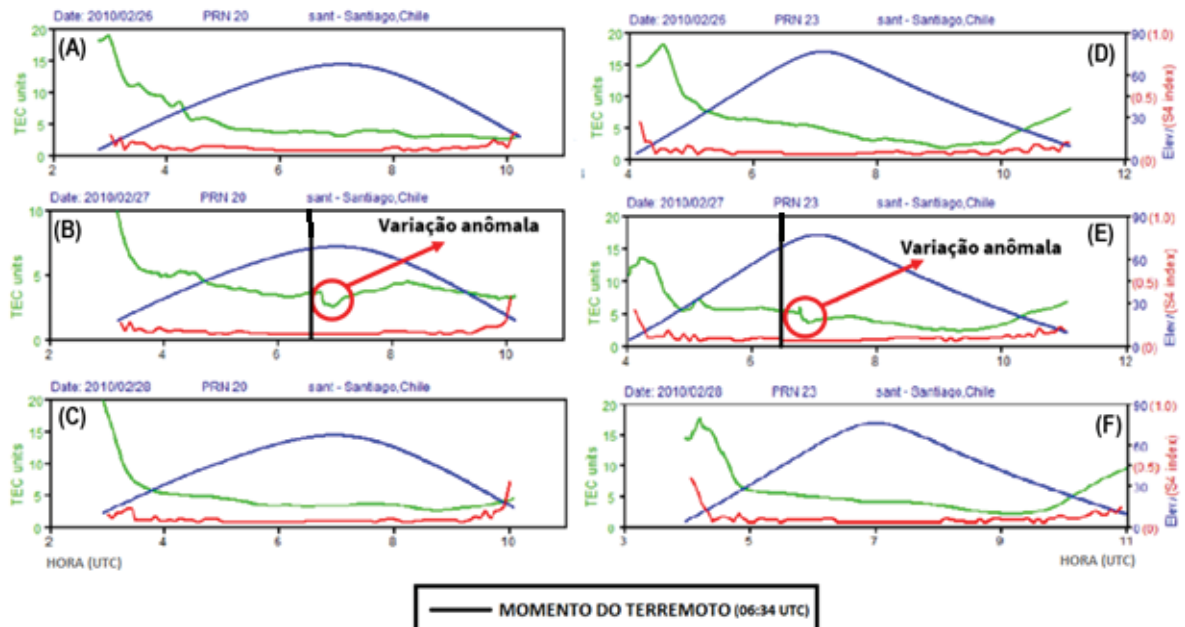
Observando os resultados dos mesmos satélites nas duas estações (FIGURA 20 e FIGURA 21), com finalidade de comparação visual, adicionalmente a análise da curva de TEC no dia em que ocorreu o terremoto, também são apresentados os gráficos que indicam o comportamento da curva do TEC ionosférico no dia anterior e posterior ao terremoto. De certa forma, esta comparação adicional permite observar o comportamento do TEC em dias que supostamente não deveriam haver turbulências sísmicas, nos locais de interesse.

FIGURA 20 – Comportamento da curva do TEC para os satélites 20 (A, B, C) e 23 (D, E, F) da estação ANTC nos dias 26, 27 e 28/fev/2010, recortes temporais próximos da ocorrência do terremoto.



FONTE: A autora (2021).

FIGURA 21 - Comportamento da curva do TEC para os satélites 20 (A, B, C) e 23 (D, E, F) da estação SANT nos dias 26, 27 e 28/fev/2010, recortes temporais próximos da ocorrência do terremoto.



FONTE: A autora (2021).

A linha em verde nas FIGURA 20 e FIGURA 21 indicam a variação do TEC ionosférico em TECU. As variações diurnas do TEC ocorrem ao longo do dia, devido à iluminação do Sol, ou seja, a incidência da radiação solar, tendo seu pico entre 12 e 16 horas do horário local e um segundo pico ocorre em regiões de baixa latitude, entre 21 e 22 horas do horário local. Observa-se também os valores do índice S4 (curva vermelha) que indica o grau de ocorrência de cintilações ionosféricas, quando inferiores à 0,7 permitem afirmar que há fraca atividade ionosférica (SOUZA et al, 2015), como é o caso observado. Além disso o terremoto de Maule ocorreu sob condições geomagnéticas calmas, segundo Perevalova et al. (2014) o $\sum kp = 2$ para o dia do terremoto. Dessa forma, espera-se que não ocorram variações abruptas em relação ao *background* do TEC, considerando-se que o momento da ruptura do terremoto não está inserido em um contexto em que há o aumento do TEC devido às anomalias habituais da ionosfera, como por exemplo, tempestades geomagnéticas e/ou cintilações ionosféricas.

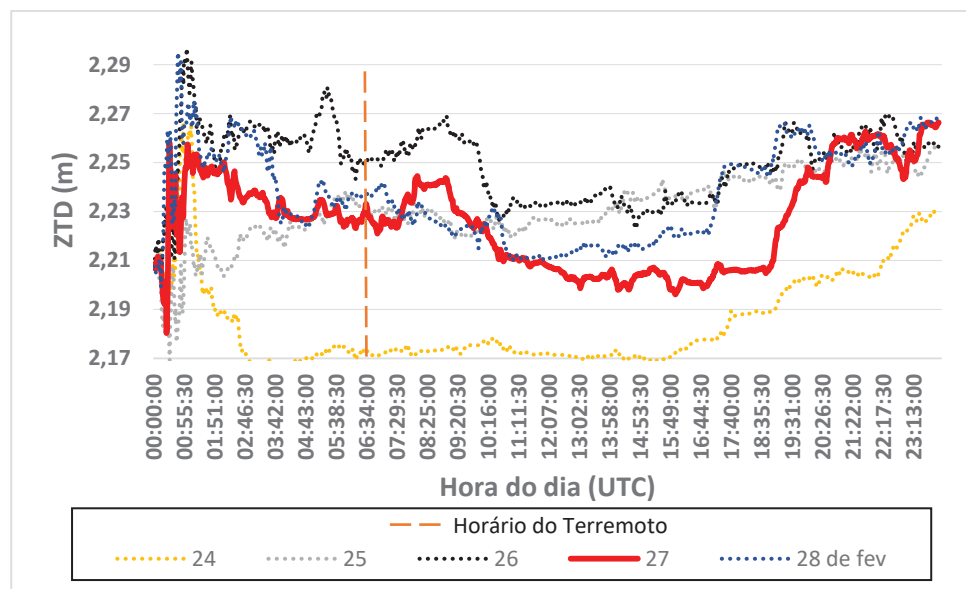
Na FIGURA 20 apresenta-se o comportamento do TEC ionosférico observado na estação ANTC em relação aos satélites 20 e 23. Não há nenhum indício de variação anômala que interrompe a continuidade da curva do TEC próximo ao horário do terremoto, e o índice S4 varia entre aproximadamente 0,1 e 0,4, magnitude considerada baixa. Já na FIGURA 21 apresenta-se o comportamento do TEC ionosférico para os mesmos satélites, porém em relação a estação SANT. Neste caso, a continuidade no comportamento do TEC é interrompida e é possível observar pequenas variações, de aproximadamente 1 TECU para o satélite 20 e 2 TECU para o satélite 23, nas estimativas do TEC próximo ao horário do terremoto (06:34 UTC). O índice S4 para este caso é mais contínuo e baixo, em boa parte do tempo permanece entre 0 e 0,1. Para ambas as estações foi registrada baixa atividade de cintilação ionosférica, tendo em vista que o índice S4 não ultrapassou o limiar de 0,7.

Jin et al. (2015) em sua pesquisa acerca da sismologia ionosférica analisa dois eventos sísmicos: Wechuan Mw 8.0, em 2008 e Tohoku Mw 9.0, em 2011. Para o terremoto de Wechuan amplitudes menores de perturbação são detectadas e seu valor máximo é de 0,5 TECU, com duração curta da perturbação. Enquanto que para o terremoto de Tohoku os distúrbios sismo-ionosféricos significativos são encontrados acima de 2 TECU. Desta forma, as magnitudes das discontinuidades apresentadas no TEC permeiam valores aceitáveis no meio científico, podendo indicar influência das ondas sísmicas deste terremoto no TEC ionosférico.

4.2.3 Atraso troposférico no Zênite

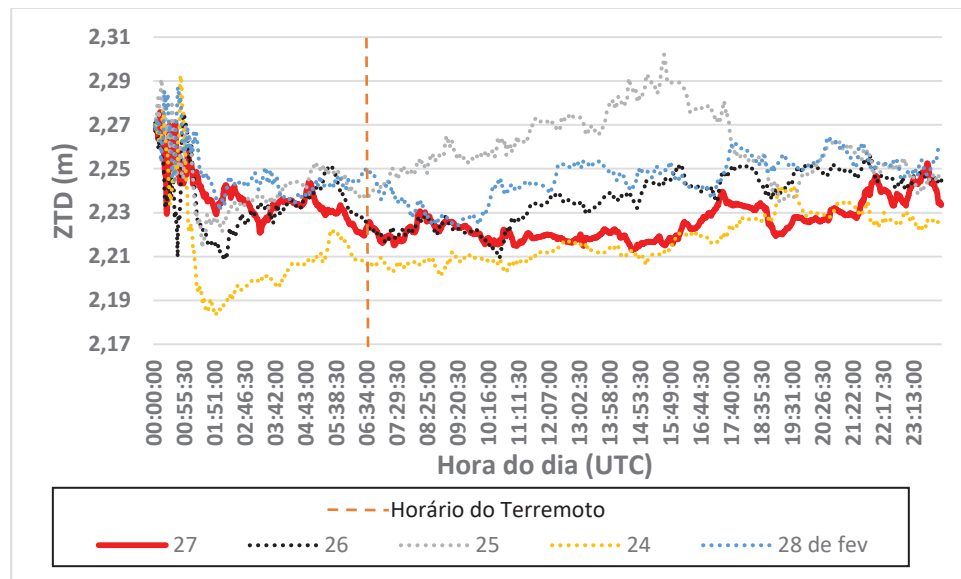
As séries temporais diárias do ZTD para as estações ANTC e SANT no intervalo de 30s foram analisadas (FIGURA 22 e FIGURA 23) através da estimativa resultante do processamento IBGE-PPP. Enquanto a linha vertical tracejada em laranja aponta o momento do terremoto chileno, a linha tracejada em preto apresenta o ZTD estimado do dia 26 de fevereiro (dia anterior ao tremor), e a linha em vermelho do dia 27 de fevereiro de 2010 (dia de ocorrência do tremor). Demais dias também foram apresentados e estão descritos nas figuras seguintes.

FIGURA 22 – Série temporal do ZTD estimado para a estação ANTC.



FONTE: A autora (2021).

FIGURA 23 - Série temporal do ZTD estimado para a estação SANT.

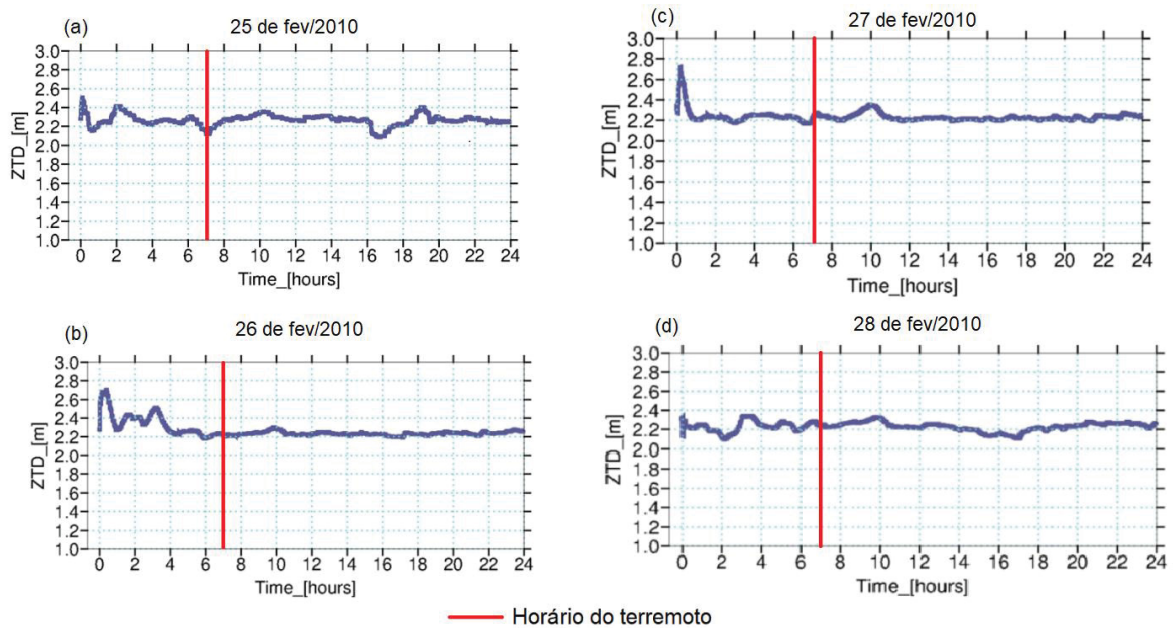


FONTE: A autora (2021).

Como pôde ser observado no gráfico da FIGURA 22, na estação ANTC a diferença mais significativa nos valores de ZTD entre os dias 26 e 27 de fevereiro, no momento de ocorrência do terremoto, foi de aproximadamente 0,02 m em relação ao ZTD no mesmo instante do dia anterior. Tal diferença está dentro dos padrões usuais de variação desse parâmetro. No caso da estação SANT, FIGURA 23, o comportamento do ZTD próximo ao momento do terremoto se aproxima aos valores do dia 26, porém algumas horas depois exibe uma queda de 0,018 m em relação ao dia anterior. Este comportamento também é observado na estação CONZ para o terremoto do Chile nos estudos de Gurbuz & Jin (2017).

Tendo em vista que as condições meteorológicas são bem próximas, e que não houve precipitação na área da estação SANT, apenas de 0.4 mm para a área da estação ANTC, de acordo com o informe climatológico diário da *Dirección Meteorológica de Chile*, não se descartou a possibilidade de que as variações de ZTD observadas estejam relacionadas a ocorrência deste terremoto. Porém, na intenção de verificar esta hipótese, foram analisadas também a série temporal do ZTD com intervalo de 1s, no PPP RTKlib, para a estação SANT nos dias 25-27 de fevereiro de 2010. Nesse caso, também se apresenta soluções diárias com uma janela de visualização do ZTD (FIGURA 24).

FIGURA 24 - Séries temporais do ZTD estimado com intervalo de coleta de 1s para a estação SANT para os dias 25 (a), 26 (b), 27 (c) e 28 (d) de fevereiro de 2010.



FONTE: A autora (2021).

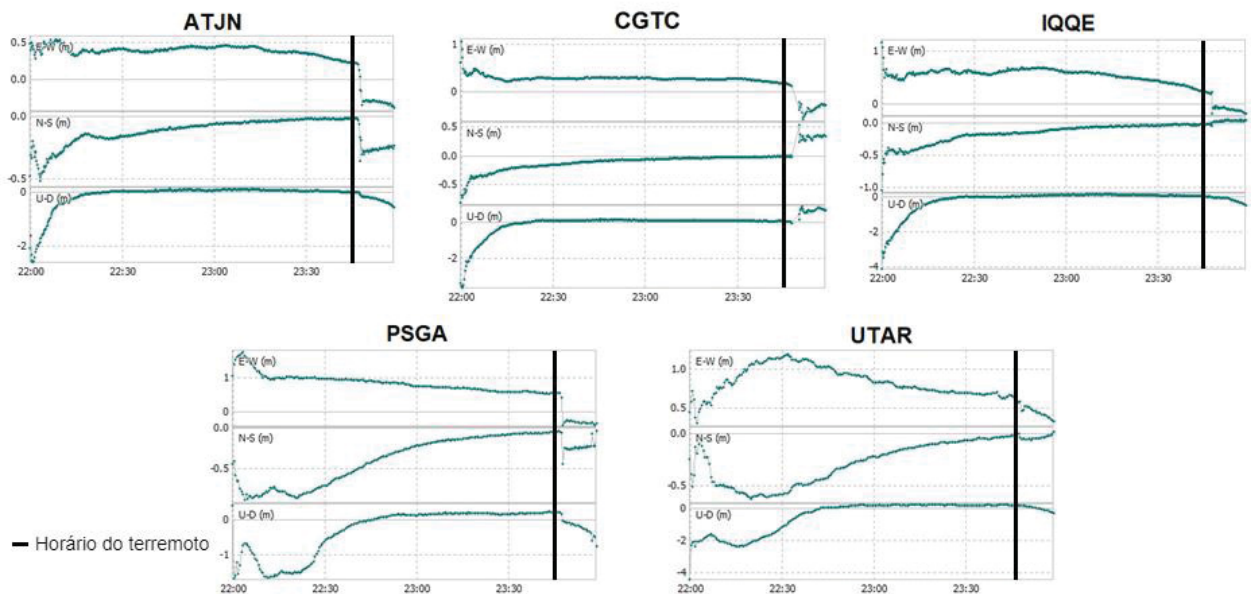
Com base na análise dos gráficos presentes na FIGURA 24, não é possível dizer que houve comportamento anômalo do ZTD no instante do Terremoto de Maule para a estação SANT assim como foi verificado na estação CONZ no trabalho de Gurbuz & Jin (2017). Mesmo que tenha havido uma pequena variação perceptível durante o terremoto, é possível que esta variação esteja correlacionada com uma simples variação da solução do processamento ou ainda com eventos troposféricos usuais. Na maior parte dos casos também é possível observar o período necessário para que a solução de ZTD alcance uma convergência razoável, estabilizando-se com variações da ordem de poucos cm, após 1 h de rastreo. Esse período de convergência é maior no dia 25 de fevereiro (FIGURA 24.a), onde aproximadamente 04 horas são necessárias para que a solução apresente comportamento estável.

4.3 ANÁLISE DO TERREMOTO DE IQUIQUE

4.3.1 Variações posicionais

Diferentemente da análise realizada para o terremoto de Maule, as discrepâncias planialtimétricas para o evento de Iquique estão apresentadas no intervalo de 2 horas (entre 22-24 UTC) na FIGURA 25. Este tipo de recorte visa observar especificamente o horário que envolve o evento sísmico. São apresentadas as discrepâncias planimétricas para 5 estações GNSS permanentes, operantes durante o tremor. São elas: ATJN, CGTC, IQQE, PSGA e UTAR.

FIGURA 25 – Discrepância planimétrica para as 5 estações da CSN (ATJN, CGTC, IQQE, PSGA e UTAR) próximas ao tremor de Iquique. Dispostas em um intervalo de 2 horas que engloba o horário do tremor (23:46 UTC).



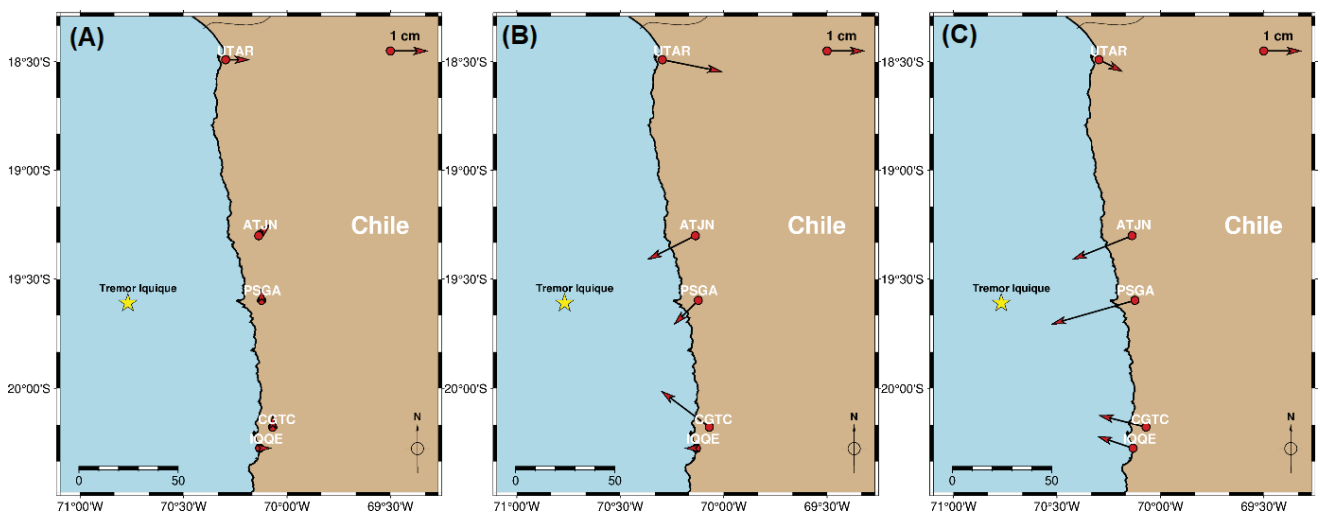
FONTE: A autora (2021).

O tremor ocorreu às 23:46 UTC. É perceptível a variação das coordenadas próximo ao momento do tremor. Também é perceptível que as estações mais próximas sofreram maiores variações em seu posicionamento, tanto na planimetria quanto na altimetria, o que evidencia ainda mais que a proximidade das estações ao epicentro é uma característica importante na identificação das assinaturas sísmicas através do posicionamento pelo GNSS. Tendo em vista que a energia do tremor se dissipa e com a distância a deformação da crosta é menor, consequentemente as

estações mais distantes são menos afetadas. Sendo assim, a variação em cada uma de suas componentes (latitude, longitude e altitude) se relaciona com a proximidade da estação ao epicentro, mas também com a direção de movimentação do tremor que influencia a direção de movimentação da estação geodésica. As estações mais próximas ao epicentro do terremoto são PSGA (67 km), ATJN (71 km), CGTC (102 km), IQQE (104 km) e UTAR (124 km), respectivamente, conforme pode ser observado na FIGURA 12.

Foram analisados, assim como para o tremor de Maule, os vetores de deslocamento das estações, IQQE, CGTC, PSGA, ATJN e UTAR com respeito às posições precedentes ao terremoto, estimadas no modo estático. A FIGURA 26 apresenta a visualização dos resultados, os quais demonstram as direções planimétricas de movimentação das estações geodésicas próximas ao epicentro do tremor.

FIGURA 26 - Vetores de direção de deslocamento das estações geodésicas próximas ao tremor de Iquique para os dias (A) 31 de março, (B) 1 de abril e (C) 02 de abril de 2014.



FONTE: A autora (2021).

Pode-se observar que a distância entre as estações no terremoto de Iquique (FIGURA 26) é bem inferior a distância entre as estações no terremoto de Maule (FIGURA 12). As estações mais próximas entre si, não diferem tanto em direção de deslocamento, como é o exemplo das estações ATJN e PSGA, e também das estações CGTC e IQQE. No entanto, a estação mais distante, como o exemplo da estação de UTAR, não segue o mesmo padrão para o tremor de Iquique. Essas mudanças de direção de movimentação das estações são esperadas, tendo em vista

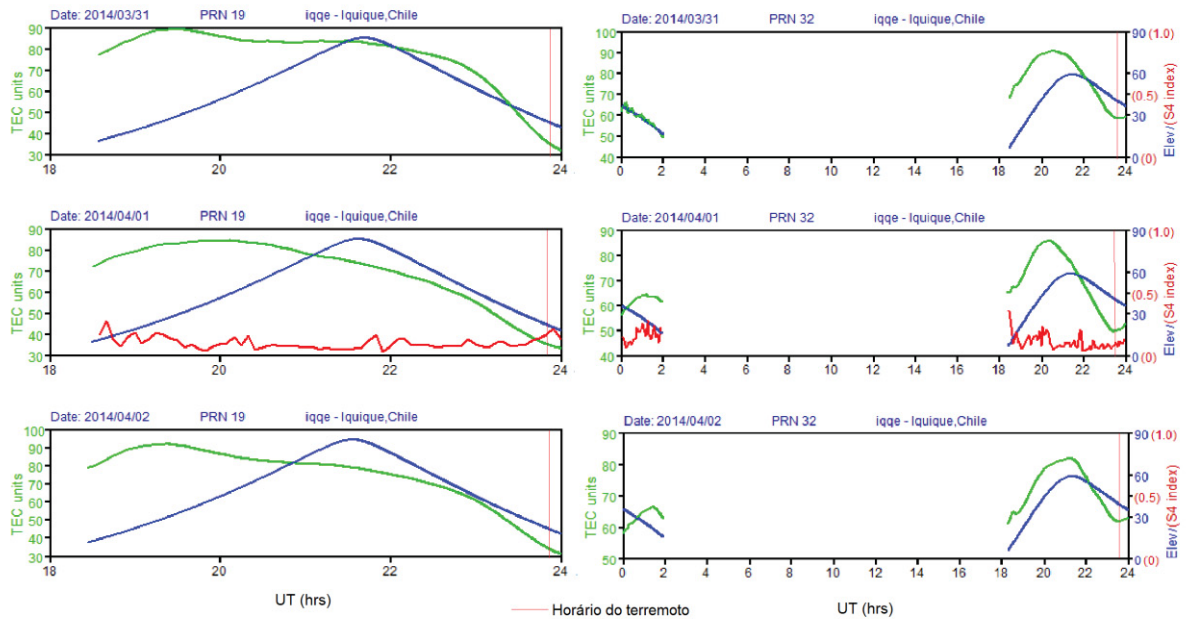
que em uma região de encontro de placas pode apresentar diferentes direções de movimentações devido às falhas menores associadas.

4.3.2 TEC ionosférico

A seguir serão apresentados os resultados de estimativa de TEC para os satélites que estavam visíveis pelas três estações mais próximas ao epicentro do terremoto (IQQE, UTAR e PSGA), que poderiam evidenciar possíveis distúrbios cossísmicos nos valores de TEC. Para as estações próximas ao tremor de Iquique no mínimo 8 satélites “visíveis” envolveram o momento do terremoto. Na FIGURA 27 é possível observar o comportamento do TEC para os satélites GPS de número PRN19 e PRN32, rastreados pela estação IQQE. A FIGURA 28 apresenta os resultados para os satélites PRN19 e PRN23, rastreados pela estação UTAR. Já a FIGURA 29 traz os resultados para os satélites PRN19 e PRN32, rastreados pela estação PSGA. Não foi possível utilizar os mesmos satélites para as estações tendo em vista que algumas estações não possuíam os mesmos satélites visíveis no horário do terremoto.

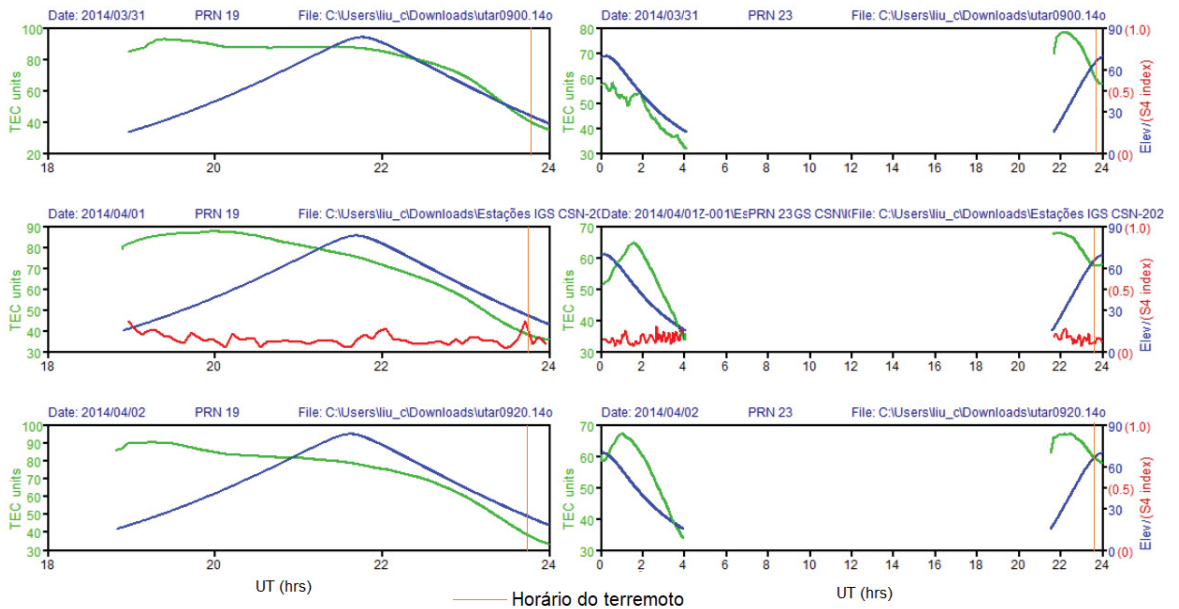
Assim como nas análises precedentes, adicionalmente a análise da curva de TEC no dia em que ocorreu o terremoto (01/04/2014), também são apresentados os gráficos que indicam o comportamento da curva do TEC ionosférico no dia anterior (31/03/2014) e posterior (02/04/2014) ao terremoto. Conforme já explicitado, isso permite observar o comportamento do TEC em um dia em que não houve turbulências sísmicas, nos locais de interesse.

FIGURA 27 - Comportamento da curva do TEC para o satélite 19 e 32 da estação IQQE nos dias 31/mar e 01, e 02/abril/2014.



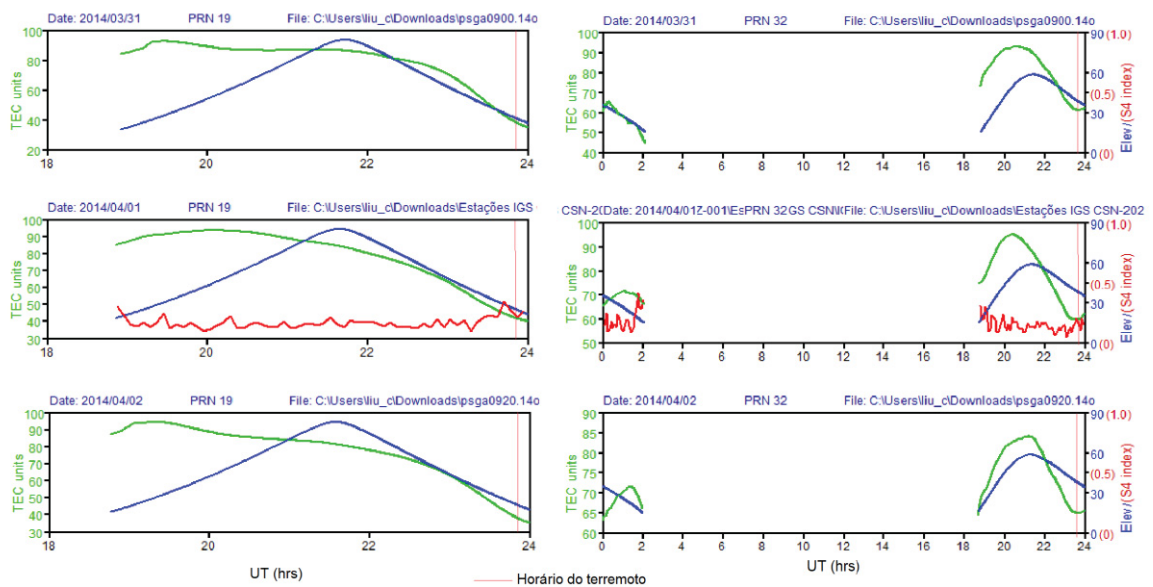
FONTE: A autora (2021).

FIGURA 28 - Comportamento da curva do TEC para os satélites 19 (esquerda) e 23 (direita) da estação UTAR nos dias 31/mar e 01, e 02/abril/2014.



FONTE: A autora (2021).

FIGURA 29 - Comportamento da curva do TEC para o satélite 19 e 32 da estação PSGA nos dias 31/mar e 01, e 02/abril/2014.



FONTE: A autora (2021).

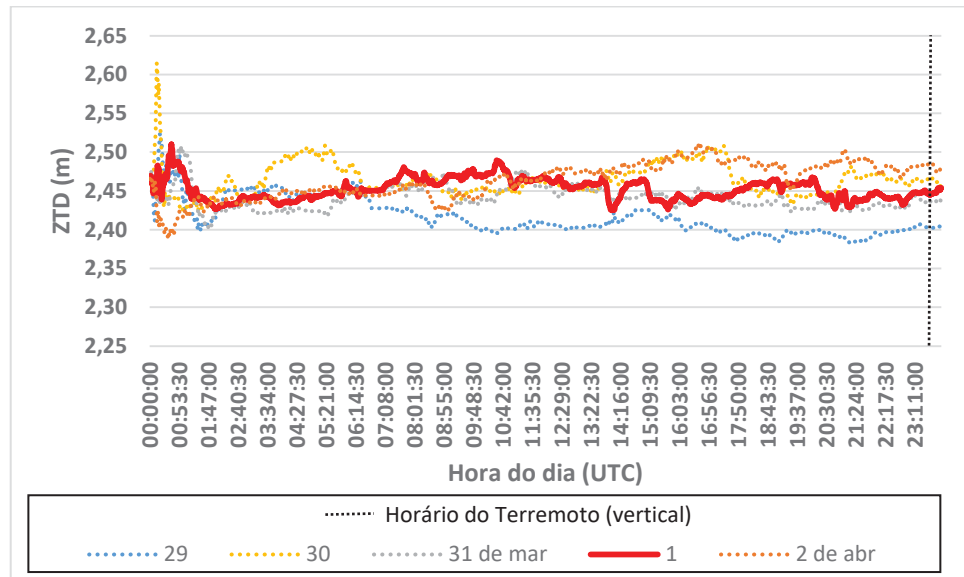
Com base nos resultados de valores de TEC ionosférico, estimados nas estações mais próximas ao epicentro do terremoto de Iquique, não foi possível identificar variações cósmicas abruptas visíveis do parâmetro ionosférico. É possível que a geometria dos satélites e/ou a disposição das estações em relação ao epicentro do tremor, tenham dificultado a presença de assinaturas sísmicas para o parâmetro ionosférico, no caso do terremoto de Iquique. Apesar da ausência de dados ao longo do dia para o satélite 32 (PRN 32), o que se levou em consideração para a escolha deste satélite foi o fato deste conter um intervalo de dados suficiente até o horário do tremor, de pelo menos 2 horas antes do tremor. É difícil deduzir o que ocorreu no processamento do GPS-TEC para que as informações de S4 para o dia do terremoto fossem estimadas e para os outros dias não.

4.3.3 Atraso troposférico no Zênite

Paralelamente à análise do TEC, para as mesmas estações foram analisadas as séries temporais do ZTD, estimado através do IBGE-PPP. Foram comparados 5 dias (FIGURA 30-32), sendo 3 dias anteriores ao terremoto e um dia após o terremoto.

A linha realçada em vermelho representa o comportamento do ZTD durante o dia de ocorrência do terremoto.

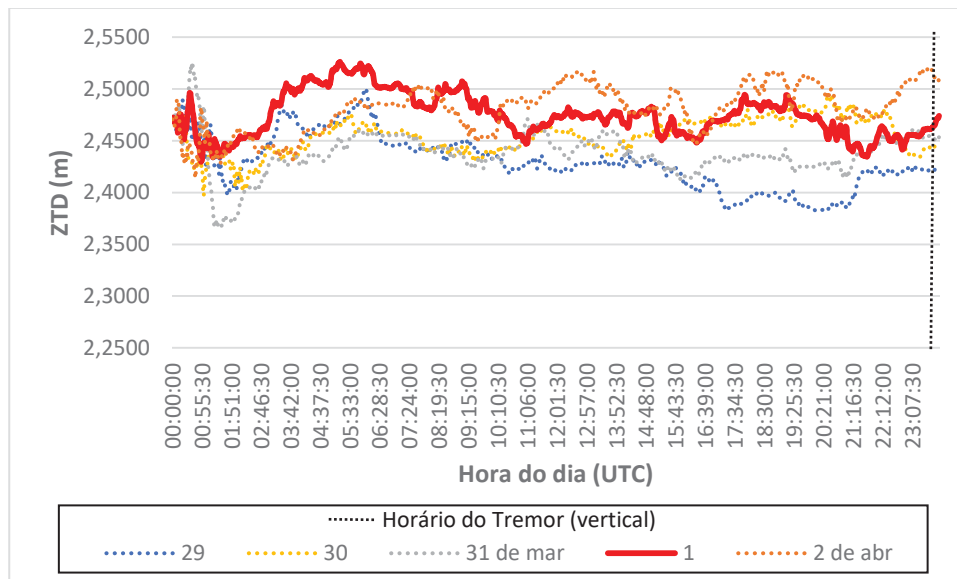
FIGURA 30 - Série temporal do ZTD estimado para a estação IQQE.



FONTE: A autora (2021).

Levando em consideração os dias que não ocorreu o terremoto como dias de referência, percebe-se na figura acima que a maior diferença entre os valores de ZTD em relação ao dia do terremoto ocorre em relação ao dia 29 de março. Porém ainda assim, não é uma variação tão significativa, e não ocorre em relação aos outros dias de referência. Próximo ao horário do terremoto a discrepância entre esses dois dias é a maior registrada, em torno de 0,05 m.

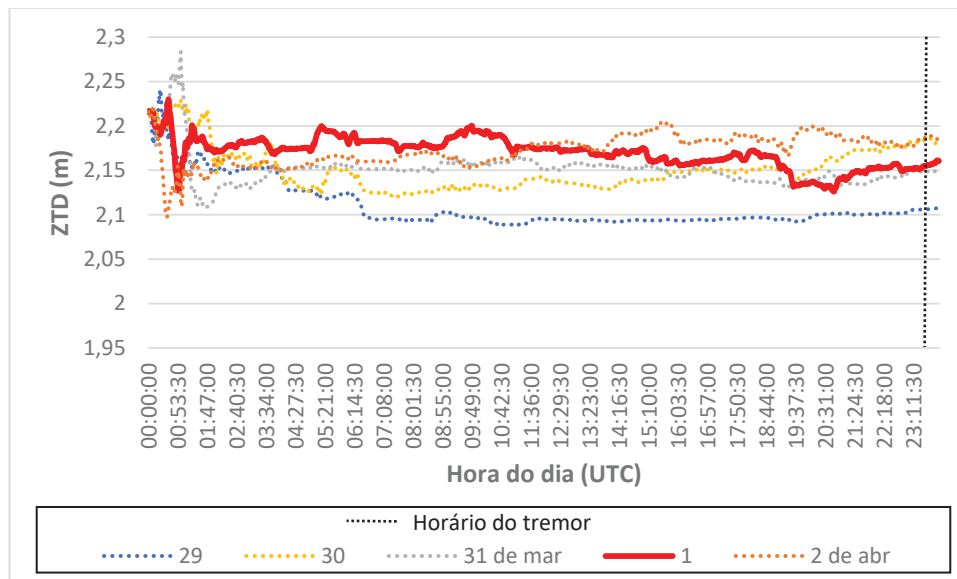
FIGURA 31 - Série temporal do ZTD estimado para a estação UTAR.



FONTE: A autora (2021).

Na série temporal referente a estação UTAR, observou-se uma mudança no comportamento do ZTD estimado. Quando se analisa os valores estimados no dia do terremoto e no dia posterior a ele, percebe-se uma diferença de comportamento da série em relação aos três dias anteriores ao evento. Próximo ao horário do terremoto a discrepância entre o dia 29 de março e o dia do terremoto (1 de abril) continua sendo a maior registrada.

FIGURA 32 - Série temporal do ZTD estimado para a estação PSGA.



FONTE: A autora (2021).

Uma mudança similar notada no gráfico da estação UTAR, pôde ser observada no gráfico da estação PSGA, estação essa mais próxima ao epicentro do terremoto. Notou-se um aumento gradativo nos valores da série ZTD dos dias anteriores em relação ao dia do terremoto, apesar de se observar um leve declive no final do dia do terremoto. Para o horário do terremoto, porém, a maior discrepância continuou sendo em relação ao dia 29 de março.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 CONCLUSÕES

Este trabalho demonstrou que utilização do posicionamento GNSS através do método de PPP, no modo cinemático, possui aplicabilidade viável na caracterização da variação das coordenadas de estações GNSS ativas. Os estudos foram realizados no momento de terremotos ocorridos na América do Sul e as discrepâncias posicionais das coordenadas foram observadas com base em coordenadas de referências, algumas estimadas em modo estático e outras fornecidas, como é o caso das soluções semanais do SIRGAS-CON. Também foram apresentadas as soluções de TEC ionosférico e ZTD e estas soluções foram comparadas a dias de referências, ou seja, dias anteriores ao tremor. A análise feita em relação aos dias posteriores foi realizada com o intuito de verificar se haveria variações na continuidade do comportamento (ou *background*) dos valores para cada um destes parâmetros. De certo modo, os objetivos relativos ao estudo realizado foram contemplados, mas nem todos os resultados demonstraram caracterização dos eventos sísmicos estudados, porém algumas considerações puderam ser feitas.

No contexto das análises conduzidas para o terremoto de Maule, através do posicionamento, o software RTKLIB apresentou muitas vantagens em relação ao IBGE-PPP. Primeiramente, o fato dos valores de discrepância se aproximarem de zero antes do momento da ruptura, demonstra que as soluções do RTKLIB permitem definições de configurações de processamento, o que o torna uma boa opção quando se tem objetivo de realizar simulações em tempo real. O RTKLIB exibe um comportamento fidedigno em ambas as estações, indicando bem as variações planimétricas próximas ao horário de ocorrência do terremoto. As variações das discrepâncias observadas apresentaram maior influência na variação da componente longitudinal (E-W), como constatado também por Montecino et al. (2017) em seu estudo. Essa movimentação está possivelmente associada à direção de subducção da placa de Nazca em relação a placa Sul-Americana, que movimenta-se sentido leste (HAYES et al., 2017). A solução da estação ANTC pós-processada pelo IBGE-PPP apresenta uma variação previamente detectada em relação ao horário de ocorrência do terremoto, com um salto da discrepância da componente longitudinal ocorrendo 4 minutos antes do horário do terremoto. É uma característica interessante em um contexto de predição de terremotos, porém um evento singular, que não necessariamente representa um comportamento generalizado e precisará ser comparado a outras estações presentes no contexto deste e de outros eventos.

As análises feitas utilizando-se os dados com intervalo de frequência de 1 segundo caracterizaram o movimento da estação SANT momentos após o terremoto. As discrepâncias neste caso não apresentaram valores tão elevados, no entanto se utilizou como referência as coordenadas semanais do SIRGAS-CON, diferentemente do que se realizou com a estimativa PPP com dados de 15 segundos de amostragem. Outro aspecto relevante das estimativas de 1s é que elas se aproximam mais das condições desejáveis para o monitoramento em tempo real.

A análise do TEC para a estação ANTC não apresentou nenhuma variação ou descontinuidade nas curvas do TEC que pudesse corresponder ao evento sísmico do terremoto de Maule. No entanto, acredita-se que as pequenas variações de TEC percebidas na estação SANT (de 1 – 2 TECU), no dia 27, podem estar associadas ao terremoto e indicar uma assinatura sísmica, por se distanciar do comportamento da curva do TEC dos dias de referência. Estes comportamentos do TEC também são vistos como não resultantes ou correlacionados com outros fenômenos externos, uma vez que o terremoto ocorreu em um dia de baixa atividade geomagnética e baixa atividade cintilação ionosférica. A estação CONZ, segundo o trabalho de Perevalova et al., (2014), para o mesmo satélite (20), conseguiu apresentar variações significativas de TEC em relação ao *background*, o que mais uma vez atesta que o comportamento observado nos gráficos da estação SANT podem ser consequências do terremoto de Maule. Apesar da influência deste evento na alta atmosfera, não foi possível detectar anomalias cossísmicas no ZTD, talvez as condições não fossem muito favoráveis para identificação deste parâmetro. Sendo assim, se faz necessário um entendimento mais aprofundado sobre os efeitos que os terremotos e as ondas de pressão podem causar na atmosfera e nos atrasos atmosféricos do GNSS.

O estudo do terremoto de Iquique demonstrou distintamente a caracterização do evento sísmico através do posicionamento. É notável, até na estação mais distante do epicentro apresentada neste trabalho, a movimentação sofrida por estas estações devido ao evento, que ocorre logo após o horário deste. Pôde-se perceber, neste caso, como a proximidade das estações interferem no comportamento dos gráficos de discrepância tendo em vista que as estações físicas sofrem com as movimentações abruptas durante eventos sísmicos e, portanto, apresentam isso em seus resultados. A análise do TEC para este tremor foi realizada e três estações e dois satélites foram selecionados para análise, no entanto, não foram detectadas assinaturas sísmicas nestes resultados. As séries temporais ZTD para Iquique demonstraram mudanças no comportamento, mas assim como para o terremoto de Maule, acredita-se que estas se enquadram em possíveis variações que estão dentro do esperado para a troposfera.

As análises do posicionamento GNSS, do TEC ionosférico e do ZTD levantaram a evidência que essas três técnicas, apesar de todas serem produtos GNSS, possuem diferentes parâmetros de influência embora se correlacionem entre si. Cada uma dessas abordagens é influenciada por diferentes fatores, o

posicionamento, por exemplo, além de sofrer influência dos erros atmosféricos, também sofre a interferência da movimentação da estação. O TEC ionosférico sofre interferência dos efeitos eletromagnéticos e de ondas de pressão atmosférica, assim como o ZTD, este, porém com o acréscimo dos efeitos de umidade e pressão atmosférica. São parâmetros que possuem suas particularidades e por isso a influência das ondas de pressão atuam de forma diferente em cada um deles. Para os casos estudados não se observou uma relação direta entre estes parâmetros, por isso a análise foi realizada individualmente, mas seria interessante encontrar a correlação entre estes parâmetros para estudos em geodinâmica, tendo em vista que estes compõem o posicionamento GNSS.

Em síntese, esta pesquisa suporta a potencial relação existente entre as ondas sísmicas e os distúrbios ionosféricos e troposféricos, que tem sido observado nas pesquisas citadas ao longo deste trabalho, podendo estes servir como meio de detecção ou entendimento de características precursoras, e que corroborem com o desenvolvimento de métodos de predição e detecção de terremotos.

5.2 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Recomenda-se para trabalhos futuros a realização de estudos de outros terremotos na América do Sul, dentro das características que se assemelham ao terremoto aqui estudados. É de fundamental importância entender possíveis características precursoras para que seja possível a corroboração de estratégias para mitigar os efeitos dos tremores, tendo em vista que não foi possível identificar assinaturas sísmicas prévias com as análises realizadas neste trabalho. As análises realizadas até então se limitaram à observação de variações no posicionamento, variações do ZTD e descontinuidades no TEC no momento da ocorrência do terremoto que também se faz muito importante para mapeamento dos distúrbios cosísmicos e as suas influências.

Outro aspecto que merece atenção é a busca pela integração de dados geodésicos à dados *in situ*, ou seja, com utilização de registros dos sismógrafos da região que se deseja estudar, cooperando, desta forma, em um melhor entendimento acerca das componentes dos processos de iniciação de uma ruptura. A integração e correlação de parâmetros é bastante indicada, tendo em vista que eventos geodinâmicos possuem um alto grau de complexidade devido às suas particularidades. Desta forma, acredita-se que com a integração e correlação adequada seria possível entender melhor a natureza e os processos envolvidos nestes eventos.

Por fim, estudos que permitam imageamento da ionosfera ou técnicas de representação da ionosfera com maior resolução, tais como mapas ionosféricos (2D) e até mesmo a chamada tomografia ionosférica (3D), poderiam ser de alguma ajuda para estudos como este. Especialmente, nos casos em que for possível incorporar observações da ionosfera oriundas de diversas fontes, como por exemplo, radiossondas, ionosondas, radiocultação, dentre outros. Dessa forma, seria possível avaliar os efeitos ionosféricos em maiores porções da superfície terrestre. Ainda comparece a necessidade de se investigar os fatores que afetam os atrasos atmosféricos, os quais afetam diretamente o posicionamento. Isso permitirá que seja possível isolar e detectar com confiança os efeitos das atividades sísmicas na ionosfera e na troposfera.

REFERÊNCIAS

ABBANY, Z. **Seis fatos sobre o Círculo de Fogo do Pacífico**. Disponível em: <<https://www.dw.com/pt-br/seis-fatos-sobre-o-c%C3%ADrculo-de-fogo-do-pac%C3%ADfico/a-52005240>>. Acesso em: 15 nov. 2022.

ALMEIDA, M. S.; DAL POZ, W. R. Posicionamento por ponto preciso e posicionamento relativo com GNSS: Qual é o método mais acurado atualmente? **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 22, n. 1, p. 175–195, 2016.

BAYNES, C. **Powerful 7.5-magnitude earthquake hits Ecuador**. Disponível em: <<https://www.independent.co.uk/news/world/americas/ecuador-earthquake-today-ambato-tsunami-palora-peru-border-usgs-damage-a8791671.html>>. Acesso em: 12 jul. 2020.

BBC. **Por que há tantos terremotos - e tão fortes - no México? - BBC News Brasil**. Disponível em: <<https://www.bbc.com/portuguese/internacional-41328378>>. Acesso em: 1 jan. 2021.

BOCK, Y.; MELGAR, D. Physical applications of GPS geodesy: A review. **Reports on Progress in Physics**, v. 79, n. 10, p. 106801, 2016.

BRANCO, P. **Serviço Geológico do Brasil**. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/CPRM-Divulga/Canal-Escola/Terremotos-1052.html>>. Acesso em: 4 maio. 2021.

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, 1996.

CDDIS. **CDDIS** |. Disponível em: <<https://cddis.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em: 2 out. 2021.

CNN. **More than 2 million affected by earthquake, Chile's president says - CNN.com**. Disponível em: <<http://www.cnn.com/2010/WORLD/americas/02/27/chile.quake/index.html>>. Acesso em: 23 abr. 2021.

COSTA, S. M. A. **INTEGRAÇÃO DA REDE GEODÉSICA BRASILEIRA AOS SISTEMAS DE REFERÊNCIA TERRESTRES**. Tese—Curitiba (PR): Universidade Federal do Paraná, 1999.

DABAS, R. S. et al. Ionospheric pre-cursors observed over low latitudes during some of the recent major earthquakes. **Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics**, v. 69, n. 15, p. 1813–1824, 2007.

DAVIES, K.; BAKER, D. M. Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964. **Journal of Geophysical Research**, v. 70, n. 9, p. 2251–2253, 1965.

DE AGUIAR, C. R.; CAMARGO, P. DE O. Modelagem em tempo real do erro sistemático das observáveis GPS devido à ionosfera. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 12, n. 1, p. 101–120, 2006.

DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE. **Servicios Climáticos**. Disponível em: <<https://climatologia.meteochile.gob.cl/application/requerimiento/producto/RE5007/370033>>. Acesso em: 3 ago. 2021.

DIXON, T. H. et al. Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 103, n. B7, p. 15157–15182, 1998.

GRAPENTHIN, R.; JOHANSON, I. A.; ALLEN, R. M. Operational real-time GPS-enhanced earthquake early warning. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 119, n. 10, p. 7944–7965, 2014.

GRINTER, T.; ROBERTS, C. **Precise point positioning: where are we now**. International global navigation satellite systems society IGSS symposium. **Anais...Citeseer**, 2011.

GRINTER, T.; ROBERTS, C. **Real time precise point positioning: are we there yet**. International Global Navigation Satellite Systems Society IGSS symposium. **Anais...2013**.

GU, G.; WANG, W. Advantages of GNSS in monitoring crustal deformation for detection of precursors to strong earthquakes. 2013.

GURBUZ, G.; JIN, S. **GPS observations of tropospheric disturbances following the 2010 MW= 8.8 Chile earthquake**. 2017 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). **Anais...IEEE**, 2017.

GUY, J.; SMITH, K.; CASTILLO, M. **Peru earthquake leaves one dead and several injured - CNN**. Disponível em: <<https://edition.cnn.com/2019/05/26/americas/peru-earthquake-may-intl/index.html>>. Acesso em: 12 jul. 2020.

HAMMERSTROM, J. A.; CORNELLY, P.-R. J. Total electron content (TEC) variations and correlation with seismic activity over Japan. **Journal of Young Investigators**, v. 31, n. 4, 2017.

HAYAKAWA, M. et al. Atmospheric gravity waves as a possible candidate for seismo-ionospheric perturbations. **Journal of Atmospheric Electricity**, v. 31, n. 2, p. 129–140, 2011.

HAYES, G. P. et al. **Tectonic summaries of magnitude 7 and greater earthquakes from 2000 to 2015**. [s.l.] US Geological Survey, 2017.

HEFTY, J.; GERHATOVA, L. Potential of precise point positioning using 1 Hz GPS data for detection of seismic-related displacements. **Acta Geodynamica et Geomaterialia**, v. 9, n. 3, p. 167, 2012.

HEKI, K.; ENOMOTO, Y. Preseismic ionospheric electron enhancements revisited. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 118, n. 10, p. 6618–6626, 2013.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; LICHTENEGGER, H.; WASLE, E. **GNSS—global navigation satellite systems: GPS, GLONASS, Galileo, and more**. [s.l.] Springer Science & Business Media, 2008.

IBGE. IBGE-PPP: Serviço on-line para Pós-Processamento de dados GNSS. p. 65, 1 maio 2020.

JIN, S.; HAN, L.; CHO, J. Lower atmospheric anomalies following the 2008 Wenchuan Earthquake observed by GPS measurements. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 73, n. 7–8, p. 810–814, 2011.

JIN, S.; OCCHIPINTI, G.; JIN, R. GNSS ionospheric seismology: Recent observation evidences and characteristics. **Earth-Science Reviews**, v. 147, p. 54–64, 2015.

KEAREY, P.; KEITH A. KLEPEIS; FREDERICK J. VINE. **GLOBAL TECTONICS**. 3. ed. [s.l.] Wiley-Blackwell, 2009.

KING, M.; EDWARDS, S.; CLARKE, P. Precise point positioning: Breaking the monopoly of relative GPS processing. **Engineering Surveying Showcase**, v. 10, n. 2002, p. 33–34, 2002.

KOUBA, J. Measuring seismic waves induced by large earthquakes with GPS. **Studia Geophysica et Geodaetica**, v. 47, n. 4, p. 741–755, 2003.

KRUEGER, C. P. et al. Posicionamento GNSS em Tempo Real: Evolução, Aplicações Práticas e Perspectivas para o Futuro. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 72, p. 1359–1379, 2020.

LANGLEY, R. B. Propagation of the GPS Signals. Em: **GPS for Geodesy**. [s.l.] Springer, 1996. p. 103–140.

LANNING, F. et al. EERI Earthquake Reconnaissance Team Report: M7. 8 Muisne, Ecuador Earthquake on April 16, 2016. 2016.

LARSON, K. M.; FREYMUELLER, J. T.; PHILIPSEN, S. Global plate velocities from the Global Positioning System. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 102, n. B5, p. 9961–9981, 1997.

LEONARD, R. S.; BARNES JR, R. A. Observation of ionospheric disturbances following the Alaska earthquake. **Journal of Geophysical Research**, v. 70, n. 5, p. 1250–1253, 1965.

LIU, J. Y. et al. Pre-earthquake ionospheric anomalies registered by continuous GPS TEC measurements. 2004.

LIU, J. Y. et al. Observations and simulations of seismoionospheric GPS total electron content anomalies before the 12 January 2010 M7 Haiti earthquake. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 116, n. A4, 2011a.

- LIU, J.-Y. et al. Ionospheric disturbances triggered by the 11 March 2011 M9.0 Tohoku earthquake. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 116, n. A6, 2011b.
- MARQUES, H. A. PPP em tempo real com estimativa das correções dos relógios dos satélites no contexto de rede GNSS. 2012.
- MOEHLE, J. et al. **The 27 February 2010 Central South Chile Earthquake: Emerging Research Needs and Opportunities**. [s.l.: s.n.]. Disponível em: <<https://www.google.com/search?client=firefox-b-d&q=EERI.+EERI+Special+Earthquake+Report++The+MW+8.8+Chile+Earthquake+of+February+27%2C+2010>>. Acesso em: 11 jul. 2020.
- MOEHLE, J.; RIDDELL, R.; BOROSCHEK, R. The Mw 8.8 Chile Earthquake of February 27, 2010. **Earthquake Engineering**, 2010.
- MONICO, J. F. G. Posicionamento por ponto de alta precisão utilizando o GPS: uma solução para a geodinâmica. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 18, n. 1, p. 39–48, 2000.
- MONICO, J. F. G. Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações—Editora UNESP. **São Paulo**, 2008.
- MONTECINO, H. D. et al. Effects on Chilean Vertical Reference Frame due to the Maule Earthquake co-seismic and post-seismic effects. **Journal of Geodynamics**, v. 112, p. 22–30, 2017.
- NGDC/WDS, N. G. D. C. / W. D. S. **NCEI Hazard Earthquake Search**. Disponível em: <<https://www.ngdc.noaa.gov/hazel/view/hazards/earthquake/search>>. Acesso em: 12 jul. 2020.
- NISTOR, S.; BUDA, A. S. Ambiguity resolution in precise point positioning technique: a case study. **Journal of Applied Engineering Sciences**, v. 5, n. 1, p. 53–60, 2015.
- OCCHIPINTI, G.; KOMJATHY, A.; LOGNONNÉ, P. Tsunami detection by GPS. **GPS world**, v. 19, n. 2, p. 51–57, 2008.
- OIWAKE CHO, K.; KU, S. **WDC for Geomagnetism, Kyoto**. Disponível em: <<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>>. Acesso em: 12 abr. 2021.
- OLIVEIRA JR, P. S. **Definition and implementation of a new service for precise GNSS positioning**. PhD Thesis—[s.l.: s.n.].
- OLIVEIRA JR, P. S. Influência da estimativa do gradiente horizontal troposférico no posicionamento GNSS de alta acurácia. 2015.
- PEREIRA, V. A. S.; CAMARGO, P. DE O. Estimativa e análise de índices de irregularidades da ionosfera utilizando dados GPS de redes ativas. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 19, n. 3, p. 374–390, 2013.

PEREVALOVA, N. P. et al. Threshold magnitude for ionospheric TEC response to earthquakes. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 108, p. 77–90, 2014.

PEREZ, J. A. S.; MONICO, J. F. G.; CHAVES, J. C. Velocity field estimation using GPS precise point positioning: the South American plate case. **Positioning**, v. 1, n. 05, 2003.

PETIT, G.; LUZUM, B. IERS conventions (2010). **Tech. Rep. DTIC Document**, v. 36, p. 180, 1 jan. 2010.

PRESS, F. et al. **PARA ENTENDER A TERRA**. 4. ed. [s.l.] Bookman, 2006.

RAVANELLI, M. et al. GNSS total variometric approach: first demonstration of a tool for real-time tsunami genesis estimation. **Scientific Reports (Nature Publisher Group)**, v. 11, n. 1, 2021.

ROBBINS, J. W.; SMITH, D. E.; MA, C. Horizontal crustal deformation and large scale plate motions inferred from space geodetic techniques. **Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics**, v. 23, p. 21–36, 1993.

ROW, R. V. Evidence of long-period acoustic-gravity waves launched into the F region by the Alaskan earthquake of March 28, 1964. **Journal of Geophysical Research**, v. 71, n. 1, p. 343–345, 1966.

ROW, R. V. Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere due to a nuclear detonation and an earthquake. **Journal of Geophysical Research**, v. 72, n. 5, p. 1599–1610, 1967.

SÁNCHEZ, L.; DREWES, H. Geodetic monitoring of the variable surface deformation in Latin America. Em: [s.l.] Springer, 2020.

SANZ SUBIRANA, J.; JUAN ZORNOZA, J. M.; HERNÁNDEZ-PAJARES, M. GNSS Data Processing, Volume I: Fundamentals and Algorithms. **ESA Communications, ESTEC, Noordwijk, Netherlands**, p. 145–161, 2013.

SAPUCCI, L. F. Estimativas do IWW utilizando receptores GPS em bases terrestres no Brasil: Sinergia entre a Geodésia e a Meteorologia. 2005.

SCHÖN, J. H. **Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics**. [s.l.] Elsevier, 2015.

SEEBER, G. Satellite Geodesy, 2nd completely revised and extended edition. **Walter de Gruyter GmbH & Co. KG**, v. 10785, p. 303–304, 2003.

SEEMALA, G. **GPS-TEC**. : GPS-TEC analysis program version 3. Mumbai, Maharashtra, India, 9 dez. 2020. Disponível em: <<https://seemala.blogspot.com/>>. Acesso em: 10 fev. 2021

SELLA, G. F.; DIXON, T. H.; MAO, A. REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 107, n. B4, p. ETG-11, 2002.

SHEARER, P. M. **Introduction to seismology**. [s.l.] Cambridge university press, 2009.

SHUANG-GEN, J. et al. Real-time monitoring and prediction of ionospheric electron content by means of GPS. **Chinese Astronomy and Astrophysics**, v. 28, n. 3, p. 331–337, 2004.

SMITH, D. E. et al. Tectonic motion and deformation from satellite laser ranging to LAGEOS. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 95, n. B13, p. 22013–22041, 1990.

SOUZA, J. S.; ALVES, D. B. M.; VANI, B. C. Estudo do comportamento da Cintilação Ionosférica em diferentes regiões brasileiras e seu impacto no posicionamento GNSS. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 67, n. 1, p. 97–109, 2015.

SPIPKER JR, J. J. et al. **Global positioning system: theory and applications, volume I**. [s.l.] American Institute of Aeronautics and Astronautics, 1996.

TAKASU, T. RTKLIB ver. 2.4. 2 Manual. **RTKLIB: An Open Source Program Package for GNSS Positioning**, p. 29–49, 2013.

TAKASU, T. **RTKLIB**. Tokyo, Japan, 29 dez. 2020. Disponível em: <<https://rtklib.com/>>

TEUNISSEN, P.; MONTENBRUCK, O. **Springer handbook of global navigation satellite systems**. [s.l.] Springer, 2017.

TIWARI, R. et al. **WMod assisted PLL GPS software receiver for mitigating scintillation affect in high latitude region**. 2011 XXXth URSI General Assembly and Scientific Symposium. **Anais...IEEE**, 2011.

TORGE, W. **Geodesy, 3a. edição**. [s.l.] Walter de Gruyter GmbH & Co, 2001.

TURCOTTE, D. L.; SCHUBERT, G. **Geodynamics**. [s.l.] Cambridge university press, 2002.

USGS. **Earthquakes**. Disponível em: <<https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/earthquakes>>. Acesso em: 12 jul. 2020a.

USGS. **M 7.8 - 27km SSE of Muisne, Ecuador**. Disponível em: <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20005j32/impact>>. Acesso em: 11 jul. 2020b.

USGS. **M 8.0 - 78km SE of Lagunas, Peru**. Disponível em: <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us60003sc0/impact>>. Acesso em: 12 jul. 2020c.

USGS. **M 7.5 - 111km ESE of Palora, Ecuador**. Disponível em: <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us2000jlfv/impact>>. Acesso em: 12 jul. 2020d.

- UZEL, T. et al. Monitoring the tectonic plate movements in Turkey based on the national continuous GNSS network. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 6, n. 9, p. 3573–3580, 2013.
- VALLADARES, C. E. et al. Simultaneous observation of traveling ionospheric disturbances in the Northern and Southern Hemispheres. **Ann. Geophys**, v. 27, n. 4, p. 1501–1508, 2009.
- VILLAR-VEGA, M.; SILVA, V. Assessment of earthquake damage considering the characteristics of past events in South America. **Soil Dynamics and Earthquake Engineering**, v. 99, p. 86–96, 2017.
- WANG, G. et al. Performance of high-rate kinematic GPS during strong shaking: Observations from shake table tests and the 2010 Chile earthquake. **Journal of Geodetic Science**, v. 2, n. 1, p. 15–30, 2012.
- XIANG, Y. et al. Carrier phase-based ionospheric observables using PPP models. **Geodesy and Geodynamics**, v. 8, n. 1, p. 17–23, 2017.
- YUE, H. et al. Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile Mw= 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 119, n. 10, p. 7786–7804, 2014.
- ZUMBERGE, J. F. et al. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. **Journal of geophysical research: solid earth**, v. 102, n. B3, p. 5005–5017, 1997.