



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/02.22.01.32-TDI

**ESTIMATIVA DE TAXAS DE DEFORMAÇÃO
TECTÔNICA PARA A PARTE CENTRAL DA PLACA
TECTÔNICA SUL-AMERICANA COM BASE EM
SÉRIES TEMPORAIS GNSS**

Lucas de Brito Vieira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Antonio Lopes Padilha, e Haroldo Antonio Marques, aprovada em 13 de março de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/422F67E>>

INPE
São José dos Campos
2020

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

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

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/02.22.01.32-TDI

**ESTIMATIVA DE TAXAS DE DEFORMAÇÃO
TECTÔNICA PARA A PARTE CENTRAL DA PLACA
TECTÔNICA SUL-AMERICANA COM BASE EM
SÉRIES TEMPORAIS GNSS**

Lucas de Brito Vieira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Antonio Lopes Padilha, e Haroldo Antonio Marques, aprovada em 13 de março de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/422F67E>>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Vieira, Lucas de Brito.

V673e Estimativa de taxas de deformação tectônica para a parte central da placa tectônica Sul-Americana com base em séries temporais GNSS / Lucas de Brito Vieira. – São José dos Campos : INPE, 2020.

xvi + 86 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/02.22.01.32-TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2020.

Orientadores : Drs. Antonio Lopes Padilha, e Haroldo Antonio Marques.

1. Estações GNSS.
2. Placa tectônica Sul-Americana.
3. Estimativa de velocidade.
4. Taxas de deformação tectônica.
5. Mecanismos focais I.Título.

CDU 551.24



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

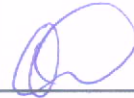
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): Lucas de Brito Vieira

Título: "ESTIMATIVA DE TAXAS DE DEFORMAÇÃO TECTÔNICA PARA A PARTE CENTRAL DA PLACA TECTÔNICA SUL-AMERICANA COM BASE EM SÉRIES TEMPORAIS GNSS"

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

Dr. Cristiano Max Wrasse

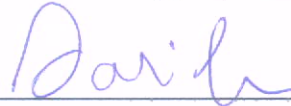


Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Antonio Lopes Padilha

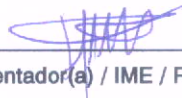


Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Haroldo Antonio Marques



Orientador(a) / IME / Rio de Janeiro - RJ

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Eurico Rodrigues de Paula



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta



Convidado(a) / UFU / Uberlândia - MG

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela dádiva da vida.

A meus pais, André Viana e Maria da Conceição, e irmãos, Alana Carmem e Matheus Brito, pelo cuidado e carinho dispensados a mim, mesmo estando longe.

Aos meus orientadores, Dr. Antonio Padilha e Dr. Haroldo Marques, pela paciência e excelência demonstradas no decorrer da pesquisa.

Ao Dr. Marcelo Assumpção, pela concessão dos dados de mecanismos focais da intraplaca sul-americana.

Ao Dr. Giuliano Marotta, por disponibilizar o código Strain_GNSS para o desenvolvimento da presente pesquisa.

Aos meus amigos, Abimael Barbosa e William Ferreira, pelo companheirismo nesses dois anos de mestrado.

Aos pesquisadores e funcionários do CEA I e CEA II, pela contribuição em algum sentido.

Ao CNPq, pela bolsa de fomento de pesquisa acadêmica.

RESUMO

Este trabalho teve por objetivo determinar as taxas de deformação tectônica no interior da placa tectônica sul-americana a partir de estimativas de velocidades de estações GNSS. Para esse propósito, foram selecionadas 63 estações com cerca de 10 anos de dados pertencentes à rede SIRGAS-C. As velocidades dessas estações foram estimadas de acordo com metodologias baseadas no Método dos Mínimos Quadrados (MMQ) e no estimador de tendências mediana MIDAS. As velocidades estimadas apresentaram valores de cerca de 13,90 mm/ano (MMQ) e 11,49 mm/ano (MIDAS) e orientação preferencialmente para NO no interior da placa da América do Sul, sendo as estimativas do MMQ mais precisas que as estimativas do MIDAS. As taxas de deformação tectônica foram calculadas a partir das velocidades estimadas pelos dois métodos usando as abordagens do VISR (células de Voronoi), GeoStrain (colocação por mínimos quadrados) e Strain_GNSS (triangulação de Delaunay). Em geral, as taxas de deformação tectônica calculadas foram da ordem de -1,17 nanostrain/ano (MMQ) e -0,74 nanostrain/ano (MIDAS) para o VISR, -2,83 nanostrain/ano (MMQ) e -1,18 nanostrain/ano (MIDAS) para o GeoStrain e $-9,60 \times 10^{-7}$ strain/ano (MMQ) e $-4,20 \times 10^{-6}$ strain/ano (MIDAS) para o Strain_GNSS, com taxas orientadas para NL-SO, NO-SL e L-O em diferentes regiões da placa para os três métodos. Com exceção dos cálculos com o Strain_GNSS, as taxas de dilatação mostraram predomínio de compressão na maior parte da intraplaca sul-americana, com domínios de extensão localizados na região nordeste, no caso do VISR, e ao longo de toda margem Equatorial Atlântica, no caso do GeoStrain. Comparações com mecanismos focais sugerem boa concordância entre o campo de deformação calculado e o campo de tensões para vários domínios tectônicos da intraplaca sul-americana. Porém, uma direção NO-SL indicada pelos mecanismos focais para a parte central da placa e estendendo-se para a região amazônica não é modelada por nenhuma das técnicas aqui utilizadas. Uma densidade maior de estações GNSS, com tempos de operação mais longos, é necessária para melhorar a qualidade dos resultados.

Palavras-chave: estações GNSS. placa tectônica Sul-Americana. estimativa de velocidade. taxas de deformação tectônica. mecanismos focais.

ESTIMATION OF TECTONIC STRAIN RATES FOR THE CENTRAL PART OF THE SOUTH AMERICAN TECTONIC PLATE BASED ON GNSS TIME SERIES

ABSTRACT

This work aimed to determine tectonic deformation rates in the inner part the South American tectonic plate based on velocity estimates of GNSS stations. Sixty tree stations with about 10 years of data belonging to the SIRGAS-C network were selected. The velocities of these stations were estimated using the Least Squares Method (LSM) and the MIDAS median trend estimator. The estimated velocities showed values of about 13.90 mm/year (LSM) and 11.49 mm/year (MIDAS) and a NW preferred orientation inside the South American plate, with LSM estimates being more accurate than the MIDAS estimates. Tectonic strain rates were calculated from the velocities estimated by the two methods using the VISR (Voronoi cells), GeoStrain (least squares placement) and Strain_GNSS (Delaunay triangulation) approaches. The calculated tectonic strain rates were in the range $-1.17 \text{ nanostrain/year}$ (LSM) and $-0.74 \text{ nanostrain/year}$ (MIDAS) for VISR, $-2.83 \text{ nanostrain/year}$ (LSM) and $-1.18 \text{ nanostrain/year}$ (MIDAS) for GeoStrain and $-9.60 \times 10^{-7} \text{ strain/year}$ (LSM) and $-4.20 \times 10^{-6} \text{ strain/year}$ (MIDAS) for Strain_GNSS, with rates oriented to NE-SW, NW-SE and EW in different regions for the three methods. With the exception of calculations with Strain_GNSS, dilatation rates showed a predominance of compression in most of the South American intraplate, with extension domains located in the northeast region, in the case of VISR, and along the entire Atlantic Equatorial margin, in the case of GeoStrain. Comparisons with focal mechanisms suggest good agreement between the calculated strain field and the stress field for various tectonic domains of the South American intraplate. However, an NW-SE direction indicated by the focal mechanisms for the central part of the plate and extending toward the Amazon region is not modeled by any of the techniques used here. A higher density of GNSS stations, with longer operating times, is necessary to improve the quality of the results.

Keywords: GNSS stations. South American tectonic plate. velocity estimation. tectonic strain rates. focal mechanisms.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Estações GNSS	5
1.2 Placa Sul-Americana	7
2.1 Distribuição da velocidade ($\hat{\mathbf{v}}$) em função de \mathbf{p}	14
2.2 Ajuste de função de covariância gaussiana as covariâncias amostrais.	21
2.3 Plano de falha.	25
2.4 Modelo da trajetória das ondas P irradiadas de uma falha transcorrente.	26
2.5 Mecanismos focais e tensões principais.	27
2.6 Plano de fratura e tensões principais.	29
3.1 Estações GNSS selecionadas.	32
3.2 Séries temporais das componentes leste, norte e vertical com ajuste de velocidade para a estação BRAZ.	33
3.3 Ajustes das funções de covariância.	35
3.4 Mecanismos focais da intraplaca sul-americana.	37
4.1 Velocidades das estações GNSS.	39
4.2 Valores da componente norte dos vetores velocidade.	40
4.3 Valores da componente leste dos vetores velocidade.	41
4.4 Valores da componente vertical dos vetores velocidade.	42
4.5 Diferenças (MMQ - MIDAS) entre compoentes de velocidade.	43
4.6 Precisão da componente norte dos vetores velocidade.	45
4.7 Precisão da componente leste dos vetores velocidade.	46
4.8 Precisão da componente vertical dos vetores velocidade.	47
5.1 Taxas de deformação tectônica principal mínima (VISR).	50
5.2 Taxas de deformação tectônica principal mínima e incertezas (VISR).	51
5.3 Taxas de deformação tectônica principal mínima (GeoStrain).	52
5.4 Taxas de deformação tectônica principal mínima (Strain_GNSS).	53
5.5 Taxas de deformação tectônica principal mínima e incertezas (Strain_ GNSS).	54
5.6 Taxas de dilatação tectônica e taxas de deformação tectônica principal mínima (VISR).	55
5.7 Incertezas das taxas de dilatação tectônica (VISR).	57
5.8 Taxas de dilatação tectônica e taxas de deformação tectônica principal mínima (GeoStrain).	58

5.9	Taxas de dilatação tectônica e taxas de deformação tectônica principal mínima (Strain_GNSS).	59
5.10	Incertezas das taxas de dilatação tectônica (Strain_GNSS).	60
6.1	Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (VISR - MMQ).	62
6.2	Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (VISR - MIDAS).	63
6.3	Taxas de dilatação tectônica e mecanismos focais (VISR).	64
6.4	Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (GeoStrain - MMQ).	65
6.5	Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (GeoStrain - MIDAS).	66
6.6	Taxas de dilatação tectônica e mecanismos focais (GeoStrain).	67
6.7	Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (Strain_GNSS - MMQ).	68
6.8	Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (Strain_GNSS - MIDAS).	69
6.9	Taxas de dilatação tectônica e mecanismos focais (Strain_GNSS).	70

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 Média (\hat{V}), desvio padrão (σ) e erro médio quadrático (ϵ) das diferenças entre as componentes das velocidades estimadas pelo MMQ e pelo MIDAS.	44
A.1 Velocidades estimadas por meio do MMQ.	85
A.2 Velocidades estimadas por meio do MIDAS.	86

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	3
1.2 Justificativa	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	9
2.1 Estimativa de velocidade de estações GNSS	9
2.1.1 Modelos funcional e estocástico para séries temporais GNSS	9
2.1.2 Estimador de tendência MIDAS para velocidade de estações GNSS	12
2.2 Determinação de taxas de deformação tectônica a partir de estações GNSS	15
2.2.1 VISR	15
2.2.2 GeoStrain	18
2.2.3 Strain_GNSS	23
2.3 Mecanismo focal	25
2.4 Determinação dos esforços presentes nas placas intracontinentais	27
3 METODOLOGIA	31
3.1 Estações selecionadas	31
3.2 Estimação de velocidades	32
3.3 Considerações sobre a determinação de taxas de deformação tectônica	33
3.3.1 VISR	34
3.3.2 GeoStrain	34
3.3.3 Strain_GNSS	36
3.4 Campo de tensões na intraplaca Sul-Americana	36
4 VELOCIDADES DE ESTAÇÕES GNSS NA INTRAPLACA SUL-AMERICANA	39
4.1 Velocidades de estações GNSS na intraplaca Sul-Americana	39
4.2 Precisões das velocidades calculadas	44
5 TAXAS DE DEFORMAÇÃO TECTÔNICA NA INTRAPLACA SUL-AMERICANA	49
5.1 Taxas de deformação tectônica principal	49
5.1.1 VISR	49

5.1.2	GeoStrain	52
5.1.3	Strain_GNSS	53
5.2	Taxas de dilatação tectônica	55
5.2.1	VISR	55
5.2.2	GeoStrain	57
5.2.3	Strain_GNSS	59
6	COMPARAÇÃO ENTRE AS TAXAS DE DEFORMAÇÃO TECTÔNICA CALCULADAS E OS MECANISMOS FOCAIS CONHECIDOS	61
6.1	VISR	61
6.2	GeoStrain	64
6.3	Strain_GNSS	67
7	SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	71
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75
	APÊNDICE A - ESTIMATIVAS DE VELOCIDADES	85

1 INTRODUÇÃO

O GNSS (*Global Navigation Satellite System*) permite realizar posicionamento na superfície terrestre e em suas proximidades a partir de observações derivadas de sinais de rádio transmitidos por satélites artificiais (SEEBER, 2008; LEICK et al., 2015; HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001; MONICO, 2008; BOCK; MELGAR, 2016; TEUNISSEN; MONTENBRUCK, 2017). Desde o surgimento do GPS (*Global Positioning System*), durante a década de 1980, o posicionamento por satélites tem promovido notável revolução nas mais diversas áreas do conhecimento e atividades práticas. Atualmente, além do GPS (Norte-Americano), existem vários tipos de GNSS em operação, tais como o GLONASS (*Global Orbiting Navigation Satellite System*, Russo) e o Galileo (Europeu), além de sistemas em desenvolvimento, como por exemplo, o IRNSS (*Indian Regional Navigation Satellite System*, Indiano) e o QZSS (*Quasi-Zenith Satellite System*, Japonês).

Avanços significativos, decorrentes do uso do GNSS, têm sido observados, de forma especial, em áreas como a Geofísica, Sismologia, Ciências Atmosféricas, Hidrologia e em estudos ionosféricos e de riscos naturais. No INPE, estudos anteriores usando sinais GNSS em dissertações e teses junto ao curso de pós-graduação em Geofísica Espacial se concentraram principalmente nos efeitos dispersivos da ionosfera sobre a propagação desses sinais (PAULA, 1987; FEDRIZZI, 1999; JONAH, 2013; NOGUEIRA, 2013; CARMO, 2018). Nesse caso, o atraso diferencial de diferentes percursos e frequências, causado por tais efeitos, é proporcional à integral da densidade eletrônica ao longo do caminho entre o satélite e a antena de recepção do sinal GNSS no solo. A integral da densidade eletrônica é conhecida como conteúdo eletrônico total e suas variações são usadas para detectar perturbações na ionosfera causadas por uma ampla variedade de fontes. Entre elas estão incluídas aquelas relacionadas com variações da ionização diária, de sazonalidade, presença de diferentes anomalias e irregularidades no plasma ionosférico, fase do ciclo solar e ocorrência de tempestades magnéticas (KOMJATHY, 1997).

Além desses efeitos externos à superfície da Terra, existem outros efeitos internos que afetam os sinais GNSS e que também são observáveis. Entre eles estão as perturbações atmosféricas causadas por terremotos, tsunamis, erupções vulcânicas ou por eventos convectivos profundos. Como exemplo desse tipo de perturbação podem ser citados os chamados Distúrbios Ionosféricos Sismogênicos Propagantes (SAIDs), cujos efeitos sobre o TEC foram recentemente estudados por Sánchez-Juarez (2019). O estudo aqui desenvolvido segue a linha inversa dessa aplicação e se enquadra no

contexto de utilizar dados de GNSS para incrementar o conhecimento sobre a dinâmica interna da Terra. Em uma escala global, as séries temporais de deslocamento do GNSS podem ser usadas para medir diretamente os movimentos relativos das grandes placas litosféricas rígidas que compõem a crosta da Terra (teoria da Tectônica de Placas). Por outro lado, em escalas regionais, as variações do GNSS podem medir desvios da teoria de placas tectônicas em termos de deformações nos limites e no interior dessas placas.

Nesse sentido, no contexto das regiões intraplaca, as observações realizadas por estações GNSS têm sido usadas na determinação de taxas de deformação tectônica, que em conjunto com dados de tensão, são úteis para a compreensão da geodinâmica dessas regiões. Como exemplo, [Galgana e Hamburguer \(2010\)](#), determinaram taxas de deformação tectônica a partir de dados GNSS, para caracterizar a deformação ativa da Zona Sismogênica do Vale Wabash (ZSVW). Eles identificaram domínios de compressão e extensão ao longo do ZSVW e sugeriram que a deformação observada seria devido a rebote pós-glacial ou resultado de terremotos ocorridos nas bordas da placa Norte Americana. [Craig et al. \(2016\)](#), calcularam taxas de deformação tectônica a partir de dados GNSS na Fenoscândia e demonstraram que os grandes terremotos de falha reversa ocorridos na região entre 11 e 9 mil anos, foram devidos a liberação de tensão compressional acumulada na litosfera durante um ciclo glacial. [Tarayoun et al. \(2018\)](#), determinaram a deformação tectônica no Vale de Saint Lawres (VSL), leste do Canadá, a partir de 143 estações GPS contínuas e de campanha. Por meio da metodologia por eles utilizada, avaliaram o impacto da herança estrutural em escala litosférica no controle da localização de deformação em VSL e sua influência sobre a sismicidade regional.

Na intraplaca Sul-Americana, investigações de deformação ativa a partir de dados de GNSS, em conjunto com dados de tensão, também têm sido realizadas com o fim de se compreender sua geodinâmica. [Brunetto et al. \(2019\)](#) analisaram a deformação na região sudeste da América do Sul a partir de dados de estações GNSS pertencentes à rede SIRGAS-CON. As deformações encontradas sugerem um regime compressivo transpressivo na região investigada e indicam fortemente a influência de tensões de campo longínquo, geradas nas margens da placa. [Marotta et al. \(2013\)](#) usaram dados de 140 estações da rede SIRGAS-CON para calcular taxas de deformação tectônica na intraplaca Sul-Americana. As deformações encontradas permitiram determinar regiões de contração e extensão ao longo da intraplaca e sugerem a influência de diferentes tensões associadas a características geológicas regionais. [Vaca et al. \(2019\)](#) calcularam taxas de deformação tectônica no Equador e investigaram sua relação

com o campo de tensão regional. A concordância entre as taxas e as tensões possibilitou estabelecer restrições aos processos de deformação ativos no Equador, o que resultou na confecção de um catálogo sísmico mais preciso para a região.

Esses estudos refletem o estado atual do que se conhece e entende acerca da deformação tectônica e suas implicações geodinâmicas na América do Sul. Todavia, ainda não representa todo o conhecimento que se pode obter sobre essa temática com os dados atualmente disponíveis. Nesse sentido, o objetivo do presente trabalho é determinar as taxas de deformação tectônica na intraplaca Sul-Americana, a fim de melhor caracterizar o campo de deformação presente na intraplaca e sua relação com o campo de tensões na região.

1.1 Objetivos

Objetivo geral: Determinar taxas de deformação tectônica por meio de estimativas de velocidades de estações GNSS, a fim de se conhecer o campo de deformação presente na intraplaca sul-americana e sua relação com o campo de tensões presentes na região.

Objetivos específicos:

- Estimativa dos vetores velocidade de estação a partir de séries temporais de coordenadas GNSS;
- Determinação de taxas de deformação por meio das metodologias VISR, GeoStrain e Strain_GNSS;
- Comparação das taxas de deformação calculadas com mapas de soluções de mecanismo focal.

1.2 Justificativa

O uso de séries temporais de coordenadas GNSS tem se tornado, nos últimos anos, mais frequente em trabalhos sobre estimativas de velocidades e investigações de taxas de deformação tectônica (MÉTIVIER et al., 2014; BOCK; MELGAR, 2016; MAROTTA et al., 2013; SÁNCHEZ; DREWES, 2016). A razão disso é que as séries temporais fornecem um panorama da mudança de posição de estações GNSS, o que aliado com formulações sólidas provenientes da Análise Estatística, da Física e da Geodinâmica, permite obter informações relevantes para estudos geodinâmicos.

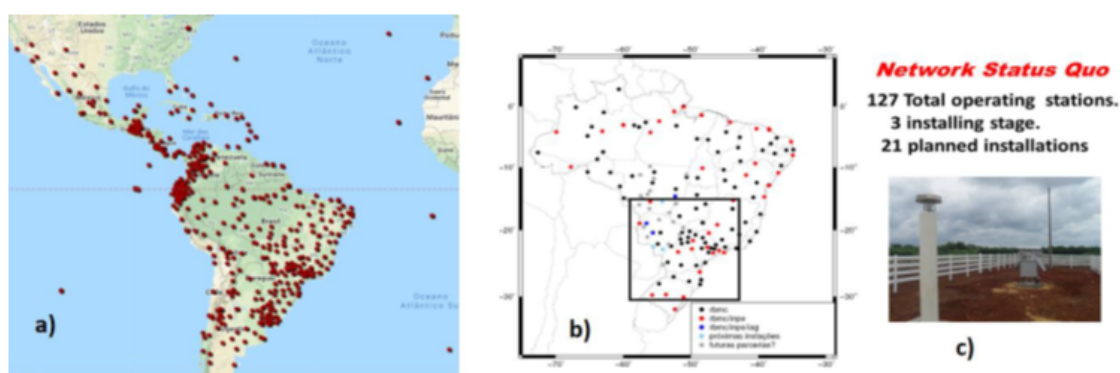
A estimativa de velocidades a partir de séries temporais de coordenadas GNSS, geralmente, é feita mediante o uso do Método dos Mínimos Quadrados (MMQ). Tal método tem sido amplamente utilizado devido ao fato de ser um estimador ótimo e de variância mínima e que permite aplicar o controle da qualidade aos parâmetros ajustados fazendo uso da Matriz de Variância-Covariância (MVC) e de testes estatísticos. Os parâmetros estimados via MMQ são ótimos, considerando observações redundantes e sob condições de normalidade, de modo que eles refletem bem o que ocorre na realidade e influenciam nas investigações sobre taxas de deformação.

Apesar disso, a aplicação do MMQ em séries temporais GNSS requer a realização de diversas etapas envolvendo procedimentos estatísticos para limpeza das séries, estimativas de modelo estocástico e detecção e modelagem de *breakpoints*. Nesse sentido, Blewitt et al. (2016) apresentaram estimativa de velocidade baseada em um estimador robusto denominado MIDAS, o qual se mostra insensível às descontinuidades e possíveis *outliers* nas séries temporais, o que facilita a estimação automática. As velocidades estimadas automaticamente pelo código MIDAS são disponibilizadas publicamente para centenas de estações distribuídas ao redor do mundo e podem ser encontradas nos arquivos do NGL (*Nevada Geodetic Laboratory* - <http://geodesy.unr.edu/>).

Neste trabalho serão utilizadas velocidades estimadas pelo NGL/MIDAS e também velocidades estimadas por MMQ derivadas de séries temporais de estações GNSS pertencentes à rede de monitoramento contínuo SIRGAS-C (Figura 1.1a). Vale ressaltar que existem na intraplaca sul-americana estações instaladas no âmbito de projeto de pesquisas do INPE em cooperação com o IAG/USP (Figura 1.1b). Tais estações possuem receptores e antenas GNSS do tipo *choke ring* (anéis concêntricos) e estão posicionadas sobre marcos de concreto robusto instalados em solo e atingindo profundidade de poucos metros, visando atendimento ao monitoramento geodinâmico (Figura 1.1c). Apesar disso, as séries temporais estimadas para a rede

INPE-IAG possuem atualmente dados de aproximadamente 3 anos, o que é muito pouco para análises geofísicas. Por outro lado, as séries temporais estimadas pela rede SIRGAS-C podem ser utilizadas, visto que atualmente tem-se aproximadamente 20 anos de dados para diversas estações.

Figura 1.1 - Estações GNSS



a) Estações GNSS da rede SIRGAS-C; b) Localização de estações INPE/IAG; c) Exemplo de estação em solo para monitoramento geodinâmico do INPE/IAG.

Fonte: a) SIRGAS (2019); b) e c) Marques et al. (2018)

A rede SIRGAS-C é formada, atualmente, por cerca de 400 estações GNSS, cujas coordenadas são estimadas diariamente na solução em rede com o *software* Bernese ou no modo de posicionamento absoluto com o *software* GIPSY. As coordenadas estimadas são disponibilizadas abertamente em arquivos SINEX e repassadas para o DGFI-TUM (*Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut* - Alemanha), que é um centro de análise do IGS RNAAC SIRGAS (*IGS Regional Network Associate Analysis Centre for SIRGAS*), o qual gera a solução para as coordenadas das estações semanalmente.

No que diz respeito aos processos geodinâmicos envolvidos neste estudo, sabe-se que a litosfera da Terra está dividida em diferentes blocos de rocha, denominados placas tectônicas (CONDIE, 1997; TARBUCK, 2013). Essas placas estão sujeitas a diferentes configurações de esforços decorrentes, principalmente, da atividade mantélica, a qual impulsiona a movimentação e fricção entre elas. Como um efeito direto da atuação desses esforços na parte superior da litosfera terrestre (crosta) está a deformação de rochas em profundidade, a qual pode ocorrer de diferentes maneiras e intensidades

dependendo dos tipos de esforços aplicados (SHEARER, 2009; LOWRIE; FICHTNER, 2007; STEIN; WYSESSION, 2009). À taxa com a qual uma determinada região da crosta é deformada dá-se o nome de taxa de deformação tectônica.

Atualmente, existem diversas ferramentas computacionais que permitem calcular taxas de deformação tectônica e, portanto, conhecer como se dá a deformação na crosta terrestre, usando as velocidades obtidas de estações GNSS (CARDOZO; ALLMENDINGER, 2009; GOUDARZI et al., 2015; SHEN et al., 1996; PIETRANTONIO; RIGUZZI, 2004; TEZA et al., 2008; ALLMENDINGER et al., 2007). Dentre essas ferramentas estão o VISR, o GeoStrain e o Strain_GNSS, as quais calculam taxas de deformação tectônica de acordo com abordagens específicas. O VISR determina a deformação pela iteração de seu código em pontos de interpolação regularmente distribuídos em uma região segmentada em células de Voronoi. Por outro lado, o GeoStrain calcula as taxas de deformação por meio da aplicação do método da Colocação dos Mínimos Quadrados (QMC) aos dados de velocidade das estações GNSS de uma região investigada. Por último, o Strain_GNSS computa deformações crustais por meio da aplicação de um método semelhante ao Método dos Elementos Finitos (MEF) em uma região segmentada em triângulos de Delaunay.

As taxas de deformação obtidas por meio dessas ferramentas têm sido usadas no estudo da geodinâmica de diferentes regiões no mundo. Tal aplicação resulta do fato de as taxas de deformação permitirem a caracterização geodinâmica regional, dando subsídios a possíveis interpretações sobre os seus fatores causativos (CALAIS et al., 2006; SALAMANCA, 2016; SMALLEY-JR et al., 2003). Dessa forma, servem como meio de gerar modelos mais precisos de ameaça regional de terremotos (BEAUVAL et al., 2018), além de serem um parâmetro essencial na confecção de modelos que melhor descrevem os fenômenos resultantes da dinâmica terrestre nas regiões sob investigação (KREEMER et al., 2018; STAMPS et al., 2018; XIN et al., 2018).

No estudo de regiões localizadas no interior de placas tectônicas, como no caso da intraplaca sul-americana (Figura 1.2), onde a atividade sísmica é baixa e suas causas pouquíssimo conhecidas, o uso de taxas de deformação tectônica serve como um parâmetro complementar, permitindo compreender como a deformação ativa corresponde ao campo de tensões presente em uma região. Em geral, o campo de tensões de regiões intraplaca é razoavelmente conhecido devido, principalmente, à determinação dos mecanismos focais de terremotos ocorridos na região e, em menor grau, a medidas *in-situ*, medidas de *break-out* e medidas geológicas em estruturas quaternárias (LOPES, 2008).

Figura 1.2 - Placa Sul-Americana



Fonte: EarthHow (2019)

É nessa temática de fornecer informações complementares sobre as taxas de deformação tectônica no interior da placa Sul-Americana que se enquadra este trabalho. Essas taxas serão aqui determinadas a partir das velocidades estimadas para estações GNSS localizadas na região.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta seção são apresentados os conceitos que fundamentam o que se objetiva fazer neste trabalho. Inicialmente é feita uma abordagem acerca da estimativa de velocidade de estações GNSS a partir do MMQ e, posteriormente, a apresentação do estimador robusto MIDAS. Em seguida, são expostas as abordagens usadas pelo VISR, GeoStrain e Strain_GNSS para o cálculo de taxas de deformação tectônica a partir da velocidade de estações GNSS. Por último, faz-se uma abordagem dos conceitos de mecanismo focal e tensão máxima horizontal (SHmax).

2.1 Estimativa de velocidade de estações GNSS

As séries temporais de coordenadas de estações GNSS são, em geral, formadas pela sobreposição de componentes determinísticas e de componentes aleatórias. A fim de distinguir essas componentes e estimar as que estão diretamente ligadas à movimentação da estação, normalmente se faz uso dos modelos funcional e estocástico. O modelo funcional descreve as componentes determinísticas das séries temporais, as quais refletem a realidade física das observações. O modelo estocástico, por sua vez, descreve os ruídos decorrentes de efeitos de ambiente e os relacionados ao aparato das estações GNSS.

2.1.1 Modelos funcional e estocástico para séries temporais GNSS

O modelo funcional para séries temporais é formulado pelas Equações 2.1 e 2.2 (AMIRI-SIMKOOEI, 2007; TEUNISSEN; AMIRI-SIMKOOEI, 2008):

$$E\{y\} = A \cdot x \quad (2.1)$$

$$D\{y\} = Q_y = Q_0 + \sum_{K=1}^p \sigma_K^2 \cdot Q_K \quad (2.2)$$

onde y nas duas equações é um vetor aleatório composto de m observações, x é o vetor de n parâmetros, A é a matriz Jacobiana (*Design*) e $E\{ \}$ e $D\{ \}$ são, respectivamente, os operadores de esperança e dispersão. $D\{ \}$ representa ainda a Matriz de Variância Covariância (MVC), a qual é expressa pela combinação linear

de matrizes cofatoras (Q_K) e pela parte conhecida do modelo estocástico Q_0 . As matrizes cofatoras, em geral, descrevem os efeitos estocásticos do tipo ruído branco (*white*) e ruídos coloridos (*flicker* e *random walk*). As componentes de variância σ_K^2 podem ser estimadas para compor o modelo estocástico.

O modelo funcional de séries temporais GNSS para modelagem de componentes de sazonalidade anuais e semianuais é expressa pela Equação 2.3 (AMIRI-SIMKOOEI et al., 2007):

$$y(t) = y_0 + r \cdot t + \sum_{m=1}^q [a_m \cdot \cos(\omega_m \cdot t) + b_m \cdot \text{sen}(\omega_m \cdot t)] + \delta(t) + v_y \quad (2.3)$$

onde

$y(t)$ - valores observados no instante t ;

y_0 e r - são o valor inicial de y em $t=0$ e a inclinação do termo linear, respectivamente;

a_m e b_m - coeficientes dos termos trigonométricos/periódicos;

ω_m - frequência harmônica;

$m = 1, \dots, q$ - número de termos sazonais;

$\delta(t)$ - ocorrência de *breakpoints*;

v_y - resíduos.

A inclinação r do termo linear representa a estimativa de velocidade (aqui considerada constante) para a estação geodésica. Usualmente, para séries temporais GNSS, assume-se $m=2$ nos termos trigonométricos, a fim de considerar tanto a amplitude anual como a semianual. A frequência ω pode ser estimada, porém é comum representá-la em função de $\pi \cdot t$ com boa aproximação, como nas equações de amplitude $[a_1 \cdot \cos(2 \cdot t) \cdot b_1 \cdot \text{sen}(2 \cdot t)]$ e $[a_2 \cdot \cos(4 \cdot t) \cdot b_2 \cdot \text{sen}(4 \cdot t)]$ para variações anuais e semianuais, respectivamente (AMIRI-SIMKOOEI, 2007; AMIRI-SIMKOOEI et al., 2007).

Os *breakpoints* $\delta(t)$ provocados pela troca de antena/hardware, descontinuidades no processamento de dados ou abalos sísmicos, afetam séries temporais de coordenadas GNSS, causando mudanças na estimativa de parâmetros e em sua precisão (WILLIAMS, 2003; HACKL et al., 2011). Eles podem ser modelados pela Equação 2.4:

$$\delta = \sum_{j=1}^{n_g} g_j \cdot H(t_i + T_{g_j}) + \sum_{j=1}^{n_h} h_j \cdot H(t_i - T_{h_j}) \cdot t_i + \sum_{j=1}^{n_k} k_j \cdot \exp \left[1 - \left(\frac{t_i - T_{K_j}}{\tau_j} \right) \right] \cdot H(t_i - T_{K_j}) \quad (2.4)$$

onde H é a função de passos *Heaviside*; o primeiro termo se refere a uma correção de n_g *offsets*, cada um com magnitude g_j na época T_{g_j} ; e os termos subsequentes referem-se a uma modelagem de movimentos pós-sísmicos com taxa de mudança h_j e/ou decaimento exponencial com magnitude k_j , considerando terremotos sucedidos entre T_{h_j} e T_{k_j} .

A partir das Equações 2.1 e 2.4, é possível representar o vetor de parâmetros pela Equação 2.5:

$$x = \left[y_0 \quad r \quad a_1 \quad b_1 \quad a_2 \quad b_2 \quad \vec{g} \quad \vec{h} \quad \vec{k} \right]^T \quad (2.5)$$

O modelo estocástico para séries temporais é representado pela matriz de covariância das observações Q_y (Equação 2.2), podendo ser escrita em termos das variâncias dos ruídos dos tipos *white*, *flicker* e *random walk*, conforme a Equação 2.6 (AMIRI-SIMKOOEI, 2007; MARQUES, 2013):

$$Q_y = Q_0 + \sigma_w^2 \cdot I + \sigma_f^2 \cdot Q_f + \sigma_{rw}^2 \cdot Q_{rw} \quad (2.6)$$

onde σ_w^2 representa a componente de variância relacionada ao ruído branco, I é a matriz identidade e Q_f e Q_{rw} são as matrizes cofatoras relacionadas, respectivamente, com os ruídos *flicker* e *random walk*, as quais são multiplicadas pelas respectivas componentes de variância σ_f^2 e σ_{rw}^2 .

2.1.2 Estimador de tendência MIDAS para velocidade de estações GNSS

O MIDAS é um estimador de tendência mediana, sendo um variante do estimador de Theil-Sen (BLEWITT et al., 2016; THEIL, 1950; SEN, 1968). Ele é usado para estimar a velocidade de estações GNSS a partir de suas séries temporais, segundo a metodologia descrita a seguir.

Seja um conjunto de dados $[x_1, x_2, \dots, x_n]$ de séries temporais GNSS. As inclinações α de todos os possíveis pares de dados observados podem ser escritas pela Equação 2.7:

$$\alpha = \frac{x_j - x_i}{t_j - t_i} \quad (2.7)$$

onde x_i é um dado observado no tempo t_i .

A mediana das inclinações α é determinada pela disposição em rol dos valores de α e verificação do número n de dados. Se n for um número ímpar, a mediana será o valor no centro do *ranking*; se n for par, a mediana será a média dos dois valores centrais (Equação 2.8).

$$Mediana = \begin{cases} valor_{\alpha} \left[\frac{(n+1)}{2} \right] & \text{para } n \text{ ímpar} \\ \frac{valor_{\alpha} \left(\frac{n}{2} \right) + valor_{\alpha} \left(\frac{n}{2} + 1 \right)}{2} & \text{para } n \text{ par} \end{cases} \quad (2.8)$$

Para se estimar a velocidade de estações GNSS a partir do estimador MIDAS, geralmente, é selecionado um conjunto de dados separados por 1 ano. Isso torna o estimador menos sensível às possíveis descontinuidades presentes nas séries temporais e o mantém insensível à sazonalidade. Além disso, Blewitt et al. (2016) mostraram que a seleção de dados separados com esse intervalo de tempo facilita os cálculos e é suficiente para a determinação da velocidade de estações de forma precisa.

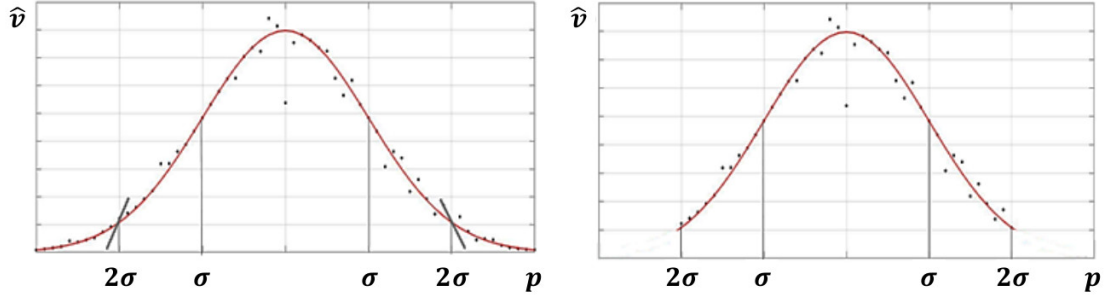
No estimador de Theil-Sen, a presença de descontinuidades em séries temporais afeta a estimativa. Em geral, elas podem produzir uma distribuição multimodal de inclinações de até 365 pares de dados que as abrangem. As descontinuidades menores que 2 desvios padrão do ruído de dados podem produzir uma distribuição unimodal distorcida. No MIDAS, esse problema com descontinuidades é resolvido calculando-se, previamente, um valor inicial de tendência mediana pelo uso das inclinações de todos os pares de dados selecionados. Em seguida, as inclinações que tiverem mais de 2 desvios padrão em cada um dos lados da mediana são definidas como *outliers*.

O desvio padrão do parâmetro (velocidade) estimado pelo MIDAS é calculado com base no estimador de dispersão MAD (*Median of Absolute Deviations*), que na forma descrita por Wilcox (2012) é expresso pela Equação 2.9:

$$\begin{aligned} MAD &= \text{Median}_p |valor(p) - valor_\alpha| \\ \sigma &= 1.4826 \cdot MAD \end{aligned} \tag{2.9}$$

A estimativa do desvio padrão dada pela Equação 2.9 pressupõe que a maior parte dos dados observados seguem aproximadamente uma distribuição normal, com uma pequena parte sendo *outliers*. Após a estimativa ser feita, os valores finais da mediana e do desvio padrão são calculadas ao se fazer o corte das caudas da distribuição além de 2 desvios padrão (Figura 2.1). Esse procedimento é ilustrado pela sequência de passos apresentada na Equação 2.10.

Figura 2.1 - Distribuição da velocidade (\hat{v}) em função de p .



(Gráficos ilustrativos formados a partir de dados sintéticos).

Fonte: Produção do autor.

$$\begin{aligned}
 \text{Passo 1 : } \hat{v} &= \text{mediana}_p|\text{valor}(p)| \\
 \sigma &= 1.4826 \cdot \text{mediana}_p|\text{valor}(p) - \text{valor}_\alpha| \\
 \text{Passo 2 : } &\text{selecione } \{q = p\} \text{ para todos } |\text{valor}(p) - \text{valor}_\alpha| < 2\sigma \quad (2.10) \\
 \hat{v} &= \text{mediana}_p|\text{valor}(q)| \\
 \sigma &= 1.4826 \cdot \text{mediana}_p|\text{valor}(q) - \text{valor}_\alpha|
 \end{aligned}$$

A partir do uso da estimativa para o desvio padrão no *Passo 2* da Equação 2.10, o erro padrão formal na mediana pode ser estimado pela Equação 2.11, supondo-se que a distribuição é aproximadamente normal (KENNEY; KEEPING, 1954):

$$\hat{v} = \sqrt{\frac{\pi}{2}} \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \approx 1.2533 \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \quad (2.11)$$

onde N é o número efetivo de q inclinações independentes selecionados no *Passo 2* da Equação 2.11. N é calculado dividindo-se o número real N_{real} por um fator 4 para que o número de vezes que os dados observados originais usados para formar pares seja considerado.

A incerteza de velocidade do MIDAS é calculada como o erro padrão escalado na mediana (Equação 2.12).

$$\hat{s} = 3\hat{\sigma} \quad (2.12)$$

onde o fator de 3 é escolhido de modo que a precisão do parâmetro seja realisticamente próxima do Erro Médio Quadrático (EMQ).

2.2 Determinação de taxas de deformação tectônica a partir de estações GNSS

Nesta subseção são descritas as três técnicas utilizadas neste trabalho para calcular as taxas de deformação tectônica.

2.2.1 VISR

A deformação crustal pode ser calculada a partir das posições e velocidades conhecidas de estações GNSS por meio da Equação 2.13:

$$\begin{bmatrix} V_{N_1} \\ V_{L_1} \\ V_{N_2} \\ V_{L_2} \\ \dots \\ V_{N_j} \\ V_{L_j} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \Delta L_1 & \Delta N_1 & \Delta L_1 & 0 \\ 0 & 1 & -\Delta L_1 & 0 & \Delta N_1 & \Delta L_1 \\ 1 & 0 & \Delta L_2 & \Delta N_2 & \Delta L_2 & 0 \\ 0 & 1 & -\Delta L_2 & 0 & \Delta N_2 & \Delta L_2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 0 & \Delta L_j & \Delta N_j & \Delta L_j & 0 \\ 0 & 1 & -\Delta L_j & 0 & \Delta N_j & \Delta L_j \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} s_N \\ s_L \\ \omega \\ \epsilon_{NN} \\ \epsilon_{NL} \\ \epsilon_{LL} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \delta_{N_1} \\ \delta_{L_1} \\ \delta_{N_2} \\ \delta_{L_2} \\ \dots \\ \delta_{N_i} \\ \delta_{L_i} \end{bmatrix} \quad (2.13)$$

onde V_{N_i} e V_{L_i} são as componentes horizontais da velocidade da i -ésima estação, ΔN_i e ΔL_i são as diferenças entre as coordenadas (norte e leste, respectivamente) de uma estação e um ponto de observação R, s_N e s_L são componentes de translação, ω é a rotação e ϵ_{NN} , ϵ_{NL} e ϵ_{LL} são as componentes de deformação horizontal.

A Equação 2.13 pode ser escrita de forma compacta, conforme a Equação 2.14:

$$\mathbf{v} = A\mathbf{m} + \delta \quad (2.14)$$

em que \mathbf{v} é o vetor de velocidades, A é a matriz *design*, \mathbf{m} o vetor das incógnitas de translação, rotação e deformação e δ o vetor de erros.

Assumindo que $\delta \sim N(0, \mathbf{C})$, sendo \mathbf{C} a matriz de covariância das velocidades, uma solução por mínimos quadrados tem a forma da Equação 2.15:

$$\mathbf{m} = (A^T \cdot \mathbf{C} \cdot A)^{-1} \cdot A^T \cdot \mathbf{C} \cdot \mathbf{v} \quad (2.15)$$

No entanto, a solução da Equação 2.15 resulta na deformação tectônica média de uma região, o que implica na supressão de variações locais de deformação. Para acurar isso, o VISR leva em conta a reponderação de dados baseada na distância dos dados de velocidade a um ponto de interpolação R e a sua distribuição espacial. A matriz \mathbf{C} é reconstruída, multiplicando-se os elementos de sua diagonal principal por uma função de ponderação, dada pela Equação 2.16:

$$P_i = D_i \times G_i \quad (2.16)$$

onde D_i é uma função dependente da distância e G_i é uma função dependente da cobertura espacial. D_i pode assumir a forma de uma função gaussiana (Equação 2.17):

$$D_i = e^{\left(\frac{-\Delta R_i^2}{S^2}\right)} \quad (2.17)$$

ou quadrática (Equação 2.18):

$$D_i = \frac{1}{\left(1 + \frac{\Delta R_i^2}{S^2}\right)} \quad (2.18)$$

em que S é um parâmetro de suavização espacial. Tanto na forma quadrática como na forma gaussiana, D_i decresce com o aumento de S . A diferença entre os dois casos é que, na forma gaussiana, a função reduz o peso mais rapidamente com a distância ΔR_i , sendo mais apropriada quando há uma distribuição aproximadamente homogênea de dados. Por outro lado, a função quadrática é mais eficiente quando os dados de velocidade estão mais esparsos.

Para garantir que a distribuição de pesos entre os dados de velocidade nas proximidades de um ponto de interpolação R seja feita de forma ótima, um limite D_0 é estabelecido para a função de ponderação de distância D_i , além do qual a ponderação é nula. Esse procedimento estabelece um raio de ponderação, dentro do qual a distribuição de pesos é otimizada, considerando-se o limite W_t do coeficiente total de reponderação $W = \sum_i P_i$. Para $D_0 = 0,01$, significa que o raio de seleção é de $R_0 = 2,15S$ para a ponderação gaussiana e $R_0 = 10S$ para a ponderação quadrática.

No caso da função de ponderação dependente da cobertura espacial, G_i , a região estudada é incorporada a triângulos de Delaunay (formados por trios de estações), os quais são inseridos em células de Voronoi. As áreas dessas células são usadas como coeficientes de reponderação, conforme a Equação 2.19:

$$G_i = \frac{jB_i}{\sum_{k=1}^j B_k} \quad (2.19)$$

onde B_i é a área de superfície da célula de Voronoi para a i -ésima velocidade, e j é o número total de pontos de dados selecionados.

Uma vez que as ponderações dependentes da distância (D_i) e dependentes da cobertura espacial (G_i) sejam consideradas na reconstrução de \mathbf{C} , o vetor \mathbf{m} (Equação 2.13) pode ser calculado. Os termos de deformação de \mathbf{m} são, então, usados para o cálculo da taxa de deformação tectônica principal.

De acordo com a teoria da deformação, qualquer ponto situado na superfície da Terra pode ser caracterizado por dois eixos mutualmente perpendiculares, um dos quais representa a deformação máxima, enquanto o outro representa a deformação mínima (CRONIN; RESOR, 2017). Tais eixos são chamados de "eixos principais", cujas deformações associadas podem ser determinadas a partir dos elementos de deformação de \mathbf{m} por meio das Equações 2.20 e 2.21:

$$E_{\text{Pmáx}} = \frac{1}{2} \cdot \left[(\epsilon_{nn} + \epsilon_{ll}) + \sqrt{(\epsilon_{nn} - \epsilon_{ll})^2 + (2 \cdot \epsilon_{nl})^2} \right] \quad (2.20)$$

$$E_{\text{Pmín}} = \frac{1}{2} \cdot \left[(\epsilon_{nn} + \epsilon_{ll}) - \sqrt{(\epsilon_{nn} - \epsilon_{ll})^2 + (2 \cdot \epsilon_{nl})^2} \right] \quad (2.21)$$

A direção do eixo de taxa de deformação tectônica principal máxima ($\gamma_{\text{máx}}$) é determinada pela Equação 2.22:

$$\gamma_{\text{máx}} = \arctan \left(\frac{\epsilon_{nl}}{E_{\text{Pmáx}} - \epsilon_{nl}} \right) \quad (2.22)$$

A soma dos elementos de deformação de \mathbf{m} fornece a taxa de dilatação tectônica, Dil (Equação 2.23):

$$Dil = \epsilon_{nn} + \epsilon_{ll} \quad (2.23)$$

2.2.2 GeoStrain

A Equação 2.14, na Seção 2.2.1, na abordagem da colocação dos mínimos quadrados do GeoStrain possui a forma da Equação 2.24:

$$\mathbf{V}_{\text{gs}} = A_{\text{gs}} \mathbf{m}_{\text{gs}} + \mathbf{h} + \mathbf{n} \quad (2.24)$$

em que \mathbf{V}_{gs} é o vetor de velocidades no caso do GeoStrain, \mathbf{A}_{gs} é a matriz *design*, \mathbf{m}_{gs} o vetor das incógnitas de translação, rotação e deformação, \mathbf{h} é o vetor do sinal correlacionado nos pontos de observação e \mathbf{n} é o vetor de ruído. \mathbf{V}_{gs} , \mathbf{A}_{gs} e \mathbf{m}_{gs} compõem a parte determinística da Equação 2.24, enquanto \mathbf{h} e \mathbf{n} constituem a parte estocástica. Nessa abordagem, o vetor do sinal \mathbf{h} representa a deformação da crosta e o vetor de ruídos \mathbf{n} os erros de medição nos pontos de observação.

Para calcular o campo da taxa de deformação tectônica, o GeoStrain estima a taxa anual das velocidades horizontais de estações GNSS como um sinal de campo aleatório. Nesse sentido, a parte determinística da Equação 2.19 é eliminada usando o método dos mínimos quadrados ordinário com a condição de contorno de soma zero. A Equação 2.24 é, então, reduzida para a Equação 2.25:

$$\mathbf{V}_{\text{gs}} = \mathbf{h} + \mathbf{n} \quad (2.25)$$

Uma vez que \mathbf{h} e \mathbf{n} possuem valores aleatórios e são não enviesados, a expectativa estatística de ambos é nula (Equação 2.26):

$$E(\mathbf{V}_{\text{gs}}) = E(\mathbf{h}) + E(\mathbf{n}) = 0 \quad (2.26)$$

onde E é o operador de esperança estatística. Usando esse operador, é possível calcular as matrizes de covariância do sinal $\mathbf{C}_{\mathbf{h}}$ (Equação 2.27):

$$\mathbf{C}_{\mathbf{h}} = E(\mathbf{h} \cdot \mathbf{h}^T) \quad (2.27)$$

e do ruído $\mathbf{C}_{\mathbf{n}}$ (Equação 2.28):

$$\mathbf{C}_{\mathbf{n}} = E(\mathbf{n} \cdot \mathbf{n}^T) \quad (2.28)$$

O sinal $\hat{\mathbf{h}}$, o qual pode ser interpolado em qualquer ponto arbitrário \mathbf{u} , é expresso pela Equação 2.29:

$$\hat{\mathbf{h}} = (\mathbf{h}^T \cdot \mathbf{u}^T)^T \quad (2.29)$$

uma solução para Equação 2.29 é dada pela aplicação do critério de mínimo quadrado na forma (Equação 2.30):

$$\hat{\mathbf{h}}^T \cdot C_h^{-1} \cdot \hat{\mathbf{h}} + \hat{\mathbf{n}}^T \cdot C_n^{-1} \cdot \hat{\mathbf{n}} \rightarrow \min \quad (2.30)$$

Aplicando o método dos multiplicadores de Lagrange sobre a Equação 2.25, é possível encontrar a expressão de $\hat{\mathbf{h}}$ em termos da matriz de covariância $\mathbf{C}_{\mathbf{h}\mathbf{u}}$ entre o sinal no ponto de observação e o sinal \mathbf{u} em um ponto arbitrário (Equação 2.31):

$$\hat{\mathbf{h}} = C_{\mathbf{h}\mathbf{u}} \cdot \mathbf{O} \quad (2.31)$$

onde $\mathbf{O} = \mathbf{C}_{\mathbf{V}_{\mathbf{gs}}}^{-1} \cdot \mathbf{V}_{\mathbf{gs}}$ é o vetor de correlação. A covariância total das observações é dada pela Equação 2.32:

$$\mathbf{C}_{\mathbf{V}_{\mathbf{gs}}} = \mathbf{C}_{\mathbf{h}} + \mathbf{C}_{\mathbf{n}} \quad (2.32)$$

Assumindo que o campo aleatório de velocidades seja homogêneo e isotrópico, é possível definir uma função de covariância para explicar a correlação espacial entre dois pontos de observação. A função de covariância relaciona as auto covariâncias \mathbf{C} com a distância d , de acordo com uma função gaussiana (Equação 2.33):

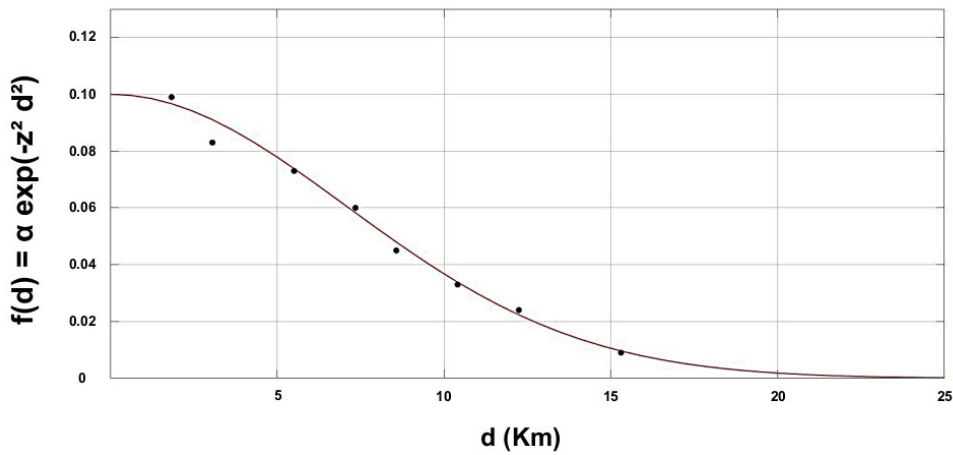
$$f(d) = \alpha \cdot e^{-z^2 \cdot d^2} \quad (2.33)$$

ou quadrática (Equação 2.34):

$$f(d) = \frac{\alpha}{1 + z^2 \cdot d^2} \quad (2.34)$$

onde α e z são constantes, cuja estimação deve ser feita, por exemplo, pelo ajuste ordinário dos mínimos quadrados (Figura 2.2). Tanto na Equação 2.33 quanto na Equação 2.34, α tem a mesma unidade de covariância e é igual a $\mathbf{C}(0)$, e z é o chamado comprimento de correlação, distância a partir da qual o ajuste da função de covariância passa a ter um comportamento assintótico.

Figura 2.2 - Ajuste de função de covariância gaussiana as covariâncias amostrais.



(Gráfico ilustrativo formado a partir de dados sintéticos).

Fonte: Produção do autor.

Uma vez que $\mathbf{C}_{\mathbf{V}_{gs}}$ seja estimada, ela é usada para o cálculo de \mathbf{O} na Equação 2.31, a qual está relacionada ao tensor de taxa de deformação tectônica \mathbf{T} pela Equação 2.35:

$$\mathbf{T} = \frac{\partial \hat{\mathbf{h}}}{\partial \hat{\mathbf{x}}} = \frac{\partial \mathbf{C}_{\mathbf{hu}}}{\partial \hat{\mathbf{x}}} \cdot \mathbf{O} \quad (2.35)$$

A Equação 2.34 pode ser expressa na forma da Equação 2.36:

$$\mathbf{T} = \mathbf{e} + \mathbf{r} \quad (2.36)$$

onde \mathbf{e} é o tensor de deformação e \mathbf{r} é o tensor de rotação. O tensor \mathbf{e} é definido pela Equação 2.37:

$$\mathbf{e} = \begin{bmatrix} e_{nn} & e_{nl} \\ e_{ln} & e_{ll} \end{bmatrix} \quad (2.37)$$

em que e_{nn} e e_{ll} são as deformações nas direções norte e leste, respectivamente, e e_{nl} e e_{ln} são deformações de orientação intermediária.

A partir dos elementos da diagonal principal da Equação 2.37, é possível determinar as taxas de deformação tectônica principal máxima ($e_{p_{\max}}$) e mínima ($e_{p_{\min}}$) por meio das Equações 2.38 e 2.39, respectivamente.

$$e_{p_{\max}} = \frac{1}{2} \cdot \left[(e_{nn} + e_{ll}) + \sqrt{(e_{nn} - e_{ll})^2 + (2 \cdot e_{nl})^2} \right] \quad (2.38)$$

$$e_{p_{\min}} = \frac{1}{2} \cdot \left[(e_{nn} + e_{ll}) - \sqrt{(e_{nn} - e_{ll})^2 + (2 \cdot e_{nl})^2} \right] \quad (2.39)$$

A orientação da deformação tectônica principal máxima (β_{\max}) é dada pela Equação 2.40:

$$\beta_{\max} = \arctan \left(\frac{e_{ln}}{e_{p_{\max}} - e_{ln}} \right) \quad (2.40)$$

A taxa de dilatação tectônica Λ (Equação 2.41) é igual ao traço da Equação 2.36:

$$\Lambda = e_{nn} + e_{ll} \quad (2.41)$$

2.2.3 Strain_GNSS

Outra forma de se calcular taxas de deformação tectônica a partir das velocidades horizontais de estações GNSS, é por meio da geração de uma malha triangular, cujos vértices são as posições das estações. A malha é constituída de tal forma que um círculo circunscrito em cada triângulo contenha apenas os seus vértices e a angulação entre os vértices seja aproximadamente a mesma.

Considerando v_n e v_l como as componentes norte e leste, respectivamente, da velocidade de uma estação, a seguinte aproximação, dada pela Equação 2.42, pode ser feita (DEVOTI et al., 2002):

$$\begin{bmatrix} v_{n_i} \\ v_{l_i} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} v_{n_r} \\ v_{l_r} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \frac{\partial v_n}{\partial n} & \frac{\partial v_n}{\partial l} \\ \frac{\partial v_l}{\partial n} & \frac{\partial v_l}{\partial l} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \Delta n_i \\ \Delta l_i \end{bmatrix} \Leftrightarrow \mathbf{V}_{n,l_i} = \mathbf{V}_{n,l_r} + \nabla_v \Delta \mathbf{X}_{n,l} \quad (2.42)$$

onde $[v_{n_r} \ v_{l_r}]^T$ é o vetor das velocidades horizontais de um ponto arbitrário \mathbf{r} , ∇_v é o tensor de gradiente de velocidade e $\Delta \mathbf{X}_{n,l}$ a diferença entre as coordenadas geodésicas de um vértice i e \mathbf{r} .

Uma vez que as velocidades horizontais v_{n_r} e v_{l_r} são desconhecidas, torna-se necessário a aplicação de um método de interpolação para sua estimação em um ponto arbitrário. Para esse fim, o método dos Elementos Finitos é usado considerando-se o \mathbf{r} como o centróide de cada triângulo.

O tensor de gradiente de velocidade no centróide (∇_v) pode ser calculado a partir da Equação 2.43:

$$\begin{bmatrix} v_{n_1} \\ v_{l_1} \\ v_{n_2} \\ v_{l_2} \\ v_{n_3} \\ v_{l_3} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \Delta n_1 & \Delta l_1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta n_1 & \Delta l_1 \\ 1 & 0 & \Delta n_2 & \Delta l_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta n_2 & \Delta l_2 \\ 1 & 0 & \Delta n_3 & \Delta l_3 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta n_3 & \Delta l_3 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} v_{n_r} \\ v_{l_r} \\ \frac{\partial v_n}{\partial n} \\ \frac{\partial v_n}{\partial l} \\ \frac{\partial v_l}{\partial n} \\ \frac{\partial v_l}{\partial l} \end{bmatrix} \quad (2.43)$$

cuja solução pode ser obtida pela aplicação da teoria de inversão, como na Equação 2.15.

O tensor de taxas de deformação tectônica é escrito em termos de $\nabla_{\mathbf{v}}$ de acordo com a Equação 2.44:

$$\Gamma = \begin{bmatrix} \epsilon_{n,n} & \epsilon_{n,l} \\ \epsilon_{l,n} & \epsilon_{l,l} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial v_n}{\partial n} & \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\partial v_n}{\partial l} + \frac{\partial v_l}{\partial n} \right) \\ \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\partial v_l}{\partial n} + \frac{\partial v_n}{\partial l} \right) & \frac{\partial v_l}{\partial l} \end{bmatrix} \quad (2.44)$$

As taxas de deformação tectônica principal máxima ($\Gamma_{p\acute{m}ax}$) e mínima ($\Gamma_{p\acute{m}in}$) são determinadas pelas Equações 2.45 e 2.46, respectivamente:

$$\Gamma_{p\acute{m}ax} = \frac{1}{2} \cdot \left[(e_{n,n} + e_{l,l}) + \sqrt{(e_{n,n} - e_{l,l})^2 + (2 \cdot e_{n,l})^2} \right] \quad (2.45)$$

$$\Gamma_{p\acute{m}in} = \frac{1}{2} \cdot \left[(e_{n,n} + e_{l,l}) - \sqrt{(e_{n,n} - e_{l,l})^2 + (2 \cdot e_{n,l})^2} \right] \quad (2.46)$$

A direção da taxa de deformação tectônica principal máxima $\alpha_{m\acute{a}x}$ é dada pela Equação 2.47:

$$\alpha_{m\acute{a}x} = \arctan \left(\frac{e_{l,n}}{\Gamma_{p\acute{m}ax} - e_{l,n}} \right) \quad (2.47)$$

A taxa de dilatação tectônica Θ é calculada por meio da Equação 2.48:

$$\Theta = e_{n,n} + e_{l,l} \quad (2.48)$$

As incertezas das deformações crustais determinadas por meio do Strain_GNSS são computadas pela aplicação da Lei da Propagação de Covariâncias (LPC) sobre as incertezas das velocidades de estações GNSS (Equação 2.49):

$$C_{\Gamma} = J \cdot C_{V_{n,l}} \cdot J^T \quad (2.49)$$

onde C_{Γ} é a matriz de covariância do tensor de deformação tectônica Γ , J é a matriz Jacobiana e $C_{V_{n,l}}$ é a matriz de covariância das velocidades horizontais.

2.3 Mecanismo focal

Os terremotos, de acordo com a teoria de Reid (1910), ocorrem em regiões que estão sujeitas a esforços tectônicos, sendo que a energia associada a esses esforços é armazenada na crosta na forma de deformação elástica. A deformação é acumulada até que a resistência da rocha em profundidade seja excedida, de modo que ocorra a sua ruptura (fraturamento e falhamento). As rochas ao serem fraturadas ou falhadas podem ser caracterizadas, de acordo com (AKI; RICHARDS, 2002), em termos do *strike* (ϕ), *dip* (δ) e *rake* (λ), os quais são ilustrados na Figura 2.3.

Figura 2.3 - Plano de falha.

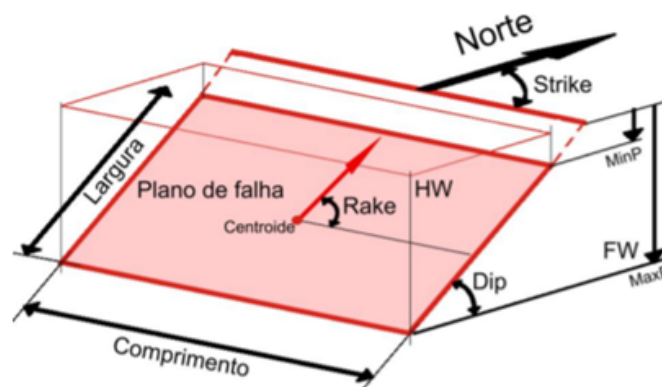


Ilustração de plano de falha (em vermelho) e ângulos *strike* (ϕ), *dip* (δ) e *rake* (λ).

Fonte: Salamanca (2016).

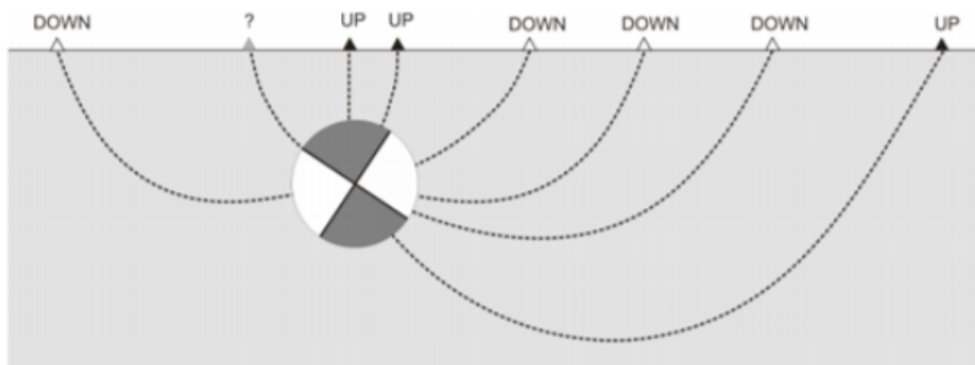
O *dip*, também chamado de mergulho, é definido como o ângulo entre o plano de falha e o plano horizontal da superfície terrestre e varia de 0° a 90° . O *strike* ou azimute é o ângulo formado entre a intersecção do plano de falha com o norte geográfico, é

medido no sentido horário e varia entre 0° e 360° . O *rake* ou rejeito, por sua vez, é o ângulo entre o vetor de deslocamento e o *strike*, medido no plano de falha e varia de -180° a 180° .

A deformação elástica e subsequente ruptura da rocha em profundidade podem ocorrer de diferentes maneiras. O mecanismo focal é uma forma de descrever a deformação associada a uma ruptura crustal. Para se determinar um mecanismo focal, em geral, usa-se o ajuste das polaridades das primeiras chegadas das ondas P (GOLDSTEIN; DODGE, 1999; HARDEBECK; SHEARER, 2002; HAVSKOV; OTTEMOLLER, 2010; HOFSTETTER, 2014). Essa metodologia parte da observação de que, ao se movimentar, uma falha faz com que o primeiro movimento da onda P seja para cima ou para baixo, dependendo da direção do movimento da falha e da sua posição relativa à estação. A partir disso procura-se resolver o problema inverso de determinar ϕ , δ e λ .

A Figura 2.4 mostra as trajetórias das ondas P desde o plano de falha até diferentes estações localizadas na superfície da Terra. Os triângulos brancos representam as estações nas quais o registro de polaridade da onda P é negativa (para baixo). Os triângulos pretos representam as estações onde a onda P observada tem polaridade positiva (para cima). O triângulo cinza indica uma estação na qual não se sabe a polaridade da onda P observada, em virtude dessa onda ter sido gerada ao longo do plano da falha.

Figura 2.4 - Modelo da trajetória das ondas P irradiadas de uma falha transcorrente.

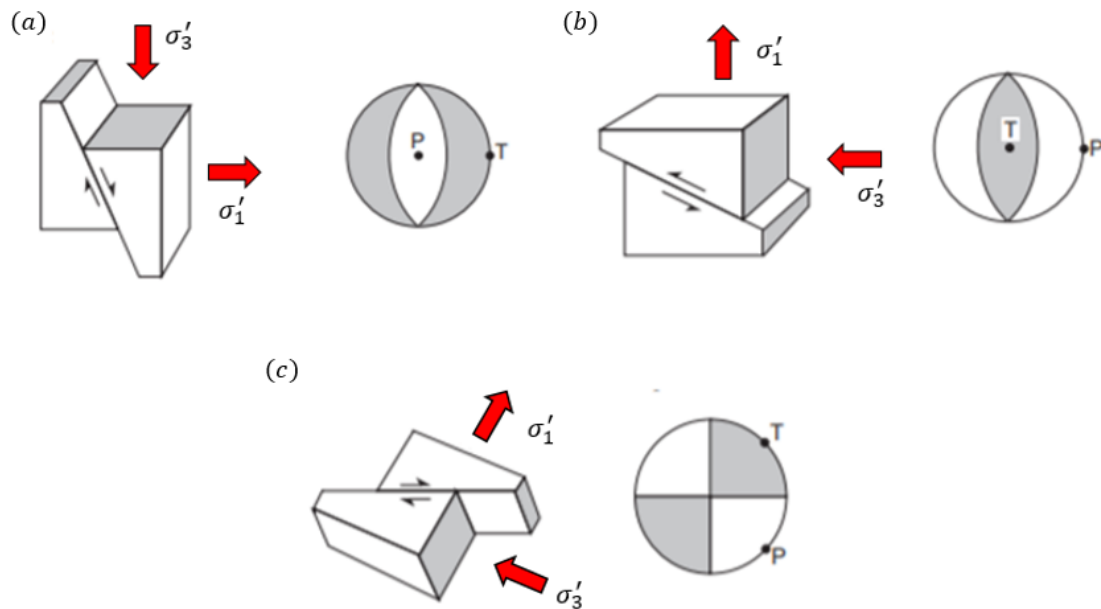


As ondas são registradas por diferentes estações de monitoramento sísmico localizadas na superfície da Terra.

Fonte: Dias (2016).

O mecanismo focal é representado por um diagrama chamado de *beach balls* (Figura 2.5). Os diagramas mostram a magnitude relativa das tensões tectônicas, a orientação do campo de tensões, o eixo de dilatação P (quadrante claro) e o eixo de compressão T (quadrante escuro). A magnitude relativa das tensões tectônicas caracterizam os regimes de falhas normais, inversas ou transcorrentes (REIS, 2012). A partir de um mecanismo focal é possível se obter informações como a localização do epicentro, a profundidade do ponto focal, o momento sísmico e a magnitude e orientação do momento sísmico, o qual é uma medida da energia liberada na ocorrência de um terremoto.

Figura 2.5 - Mecanismos focais e tensões principais.



(a) Falha normal, (b) falha inversa e (c) falha de cisalhamento.

Fonte: Adaptado de Lowrie e Fichtner (2007).

2.4 Determinação dos esforços presentes nas placas intracontinentais

A determinação dos esforços (tensões) acumulados nas placas tectônicas é crucial para avaliar o risco sísmico em qualquer região. Esses esforços podem ser induzidos por diferentes mecanismos, mas considera-se que o movimento da placa litosférica, que resulta em tensões horizontais e verticais, seja o principal fator que controla

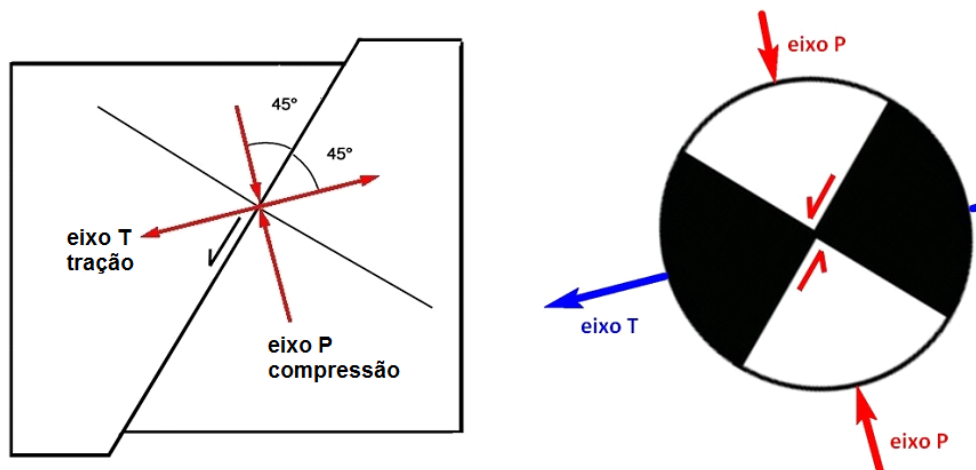
o campo regional (TWISS; MOORES, 1992). A magnitude e direção desses campos de tensão regionais é localmente modificada pela adição e remoção de cargas sobre a litosfera, associadas, por exemplo, a geleiras, fluidos naturais e injetados por represas, construções e escavações artificiais, bem como efeitos térmicos relacionados com o aquecimento e resfriamento de rochas devido a glaciação e vulcanismo (TWISS; MOORES, 1992).

Diferentes trabalhos mostram que a orientação dos campos de tensão intraplaca é geralmente uniforme em grandes regiões. Um parâmetro usado para aferir os esforços é o SHmax, definido como o azimute no qual o esforço horizontal é máximo. Tipicamente, esse azimute varia apenas algumas dezenas de graus ao longo de milhares de quilômetros. A determinação desse campo de esforços regionais facilita o isolamento de anomalias locais, atribuídas a uma variedade de agentes locais, incluindo ajuste isostático e respostas às diferentes perturbações locais na crosta anteriormente referidas.

Há muitos métodos que podem ser empregados para determinar a orientação do campo de esforços no interior da Terra (AMADEI; STEPHANSSON, 1997). Eles podem ser agrupados em duas categorias gerais: indicadores de esforços geológicos (ou seja, aqueles que podem ser observados a partir de deformações na estrutura geológicas) e medições *in situ* dos esforços. Os indicadores de esforços geológicos incluem efeitos sobre uma variedade de feições geológicas, incluindo anticlinais superficiais e falhas. São tipicamente confinados a profundidades rasas e usados para determinar a orientação dos eixos maiores (SHmax) e menores (SHmin) presentes durante o processo de deformação e fraturamento da rocha. Não são usados para determinar os esforços regionais e por isso são de pouca importância para o nosso trabalho. Mais importantes são as determinações da orientação e magnitude da tensão *in situ*, as quais podem ser medidas usando vários testes em poços profundos, incluindo fraturamento hidráulico, sobrefuração (*overcoring*) e quebras nos poços (*wellbore breakouts*). Essas técnicas permitem determinar ou aproximar a magnitude e/ou orientação do campo de tensão nas imediações do poço (ENGELDER, 2014). Embora importantes para inferir os esforços regionais, há poucas medidas disponíveis no interior da Placa Sul-Americana que podem ser usadas para nosso estudo.

Mais importante para o nosso caso é a determinação do esforço liberado durante eventos sísmicos e que pode ser estimado usando soluções para o mecanismo focal de terremotos. Nesse caso, examina-se a relação geométrica da direção do movimento na falha que provocou o terremoto, obtendo as zonas de tração e compressão definidas pelas ondas P em ambos os lados da falha. Os principais eixos horizontais de tensão podem então ser aproximados, como mostrado na Figura 2.6. As zonas do primeiro movimento compressivo nos dois lados da falha estão na direção dos blocos dessa falha. Por outro lado, as zonas do primeiro movimento de tração estão na direção oposta ao movimento do bloco da falha. Mapeiam-se então quatro zonas (ou quadrantes) em torno do epicentro da falha. O eixo P é definido como a linha que corta os dois quadrantes de tração e corresponde a uma aproximação de SHmax. Observe-se que o resultado é aproximado, pois, embora o SHmax esteja sempre dentro dos quadrantes de tração, ele não é necessariamente coincidente com o eixo P. As soluções de mecanismo focal dos terremotos são extremamente úteis na definição do SHmax, mas nem sempre fornecem resultados precisos. Em grande parte isso decorre do fato de que eles indicam as características do esforço liberado pelo terremoto considerando a geometria da falha envolvida, mas não a tensão incipiente total que o gerou.

Figura 2.6 - Plano de fratura e tensões principais.



Relação geométrica entre as tensões principais de compressão e tração e o plano de fratura que se forma em uma rocha homogênea, desconsiderando o atrito interno. Conforme discutido no texto, o SHmax aproxima-se do eixo P.

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

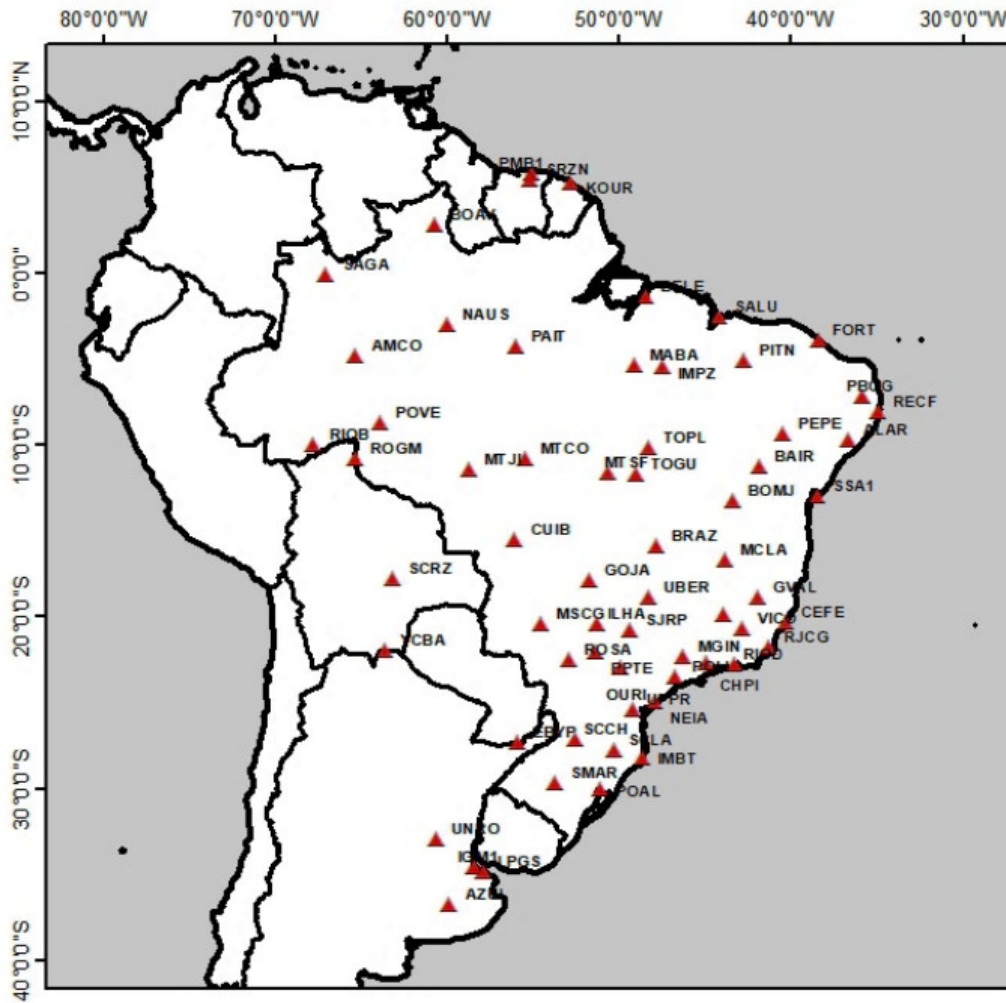
3 METODOLOGIA

Nesta seção são apresentados os aspectos metodológicos seguidos para o que se objetiva fazer neste trabalho. Inicialmente, são apresentadas as estações GNSS selecionadas da rede SIRGAS-C, bem como um exemplo gráfico da abordagem de estimação de velocidades feitas por meio dos MMQ e MIDAS, a partir das séries temporais das estações. Em seguida, são descritas as considerações feitas para a determinação das taxas de deformação tectônica por meio dos VISR, GeoStrain e Strain_GNSS. Por último, faz-se uma descrição sobre o campo de tensões na intraplaca sul-americana.

3.1 Estações selecionadas

Dentre as estações pertencentes à rede de monitoramento contínuo SIRGAS-C, foram selecionadas 63 estações para o cálculo de velocidades. Os critérios aqui utilizados para seleção foram a distribuição geográfica (estações localizadas na parte central da intraplaca continental, englobando basicamente a região continental brasileira e algumas estações em países vizinhos) e o tempo disponível de aquisição de dados para minimizar erros no cálculo de velocidade (pelo menos 10 anos de aquisição contínua de dados GNSS). Exceções a esse critério de tempo de aquisição foram feitas para algumas estações nas regiões norte (AMCO, MTCO, MTJI e PAIT) e centro-oeste (SCRZ e YCBA) do Brasil para compensar a falta de estações com esse tempo de operação nessas regiões. As estações escolhidas são identificadas na Figura 3.1, com detalhes das coordenadas geográficas, intervalos de aquisição de dados e velocidades calculadas nos três eixos (Norte, Leste e Vertical) nas Tabelas 1 e 2 do Apêndice A.

Figura 3.1 - Estações GNSS selecionadas.



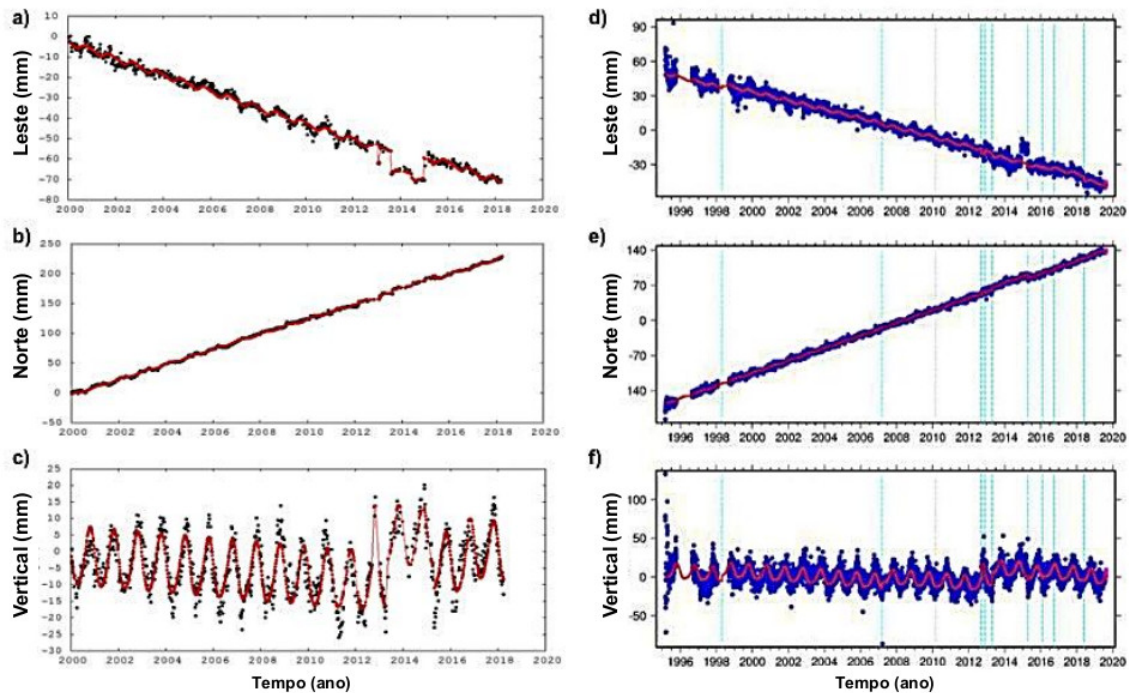
Fonte: Produção do autor.

3.2 Estimação de velocidades

As séries temporais das estações selecionadas foram usadas para a estimativa de velocidades por meio das metodologias do MMQ e MIDAS. Neste trabalho, as estimativas de velocidades por MMQ (Seção 2.1) foram realizadas com base nas subrotinas e scripts desenvolvidos em pesquisa de pós-doutorado realizada em 2018-2019 no INPE (MARQUES; PADILHA, 2019). Por sua vez, as estimativas de velocidade do MIDAS foram as fornecidas de forma automática pelo NGL, disponível em <http://geodesy.unr.edu/>.

A Figura 3.2 mostra um exemplo gráfico de estimativa de velocidades a partir de séries temporais de estações GNSS para os casos do MMQ e MIDAS.

Figura 3.2 - Séries temporais das componentes leste, norte e vertical com ajuste de velocidade para a estação BRAZ.



Ajustes de velocidade para o MMQ (a, b e c) e MIDAS (d, e e f).

Fonte: disponível em: <http://geodesy.unr.edu/>.

3.3 Considerações sobre a determinação de taxas de deformação tectônica

Após as velocidades serem estimadas, elas foram usadas no cálculo das taxas de deformação crustal de acordo com a metodologia do VISR (código fonte disponível em: <https://sourceforge.net/projects/geostrain/>), acessado em fevereiro de 2020), GeoStrain (fonte disponível em: <http://scec.ess.ucla.edu/zshen/visr/visr.html>), acessado em fevereiro de 2020) e Strain_GNSS (código disponibilizado pela Universidade de Brasília - UnB). Antes, no entanto, são feitas as seguintes considerações sobre o cálculo de taxas de deformação por meio desses métodos.

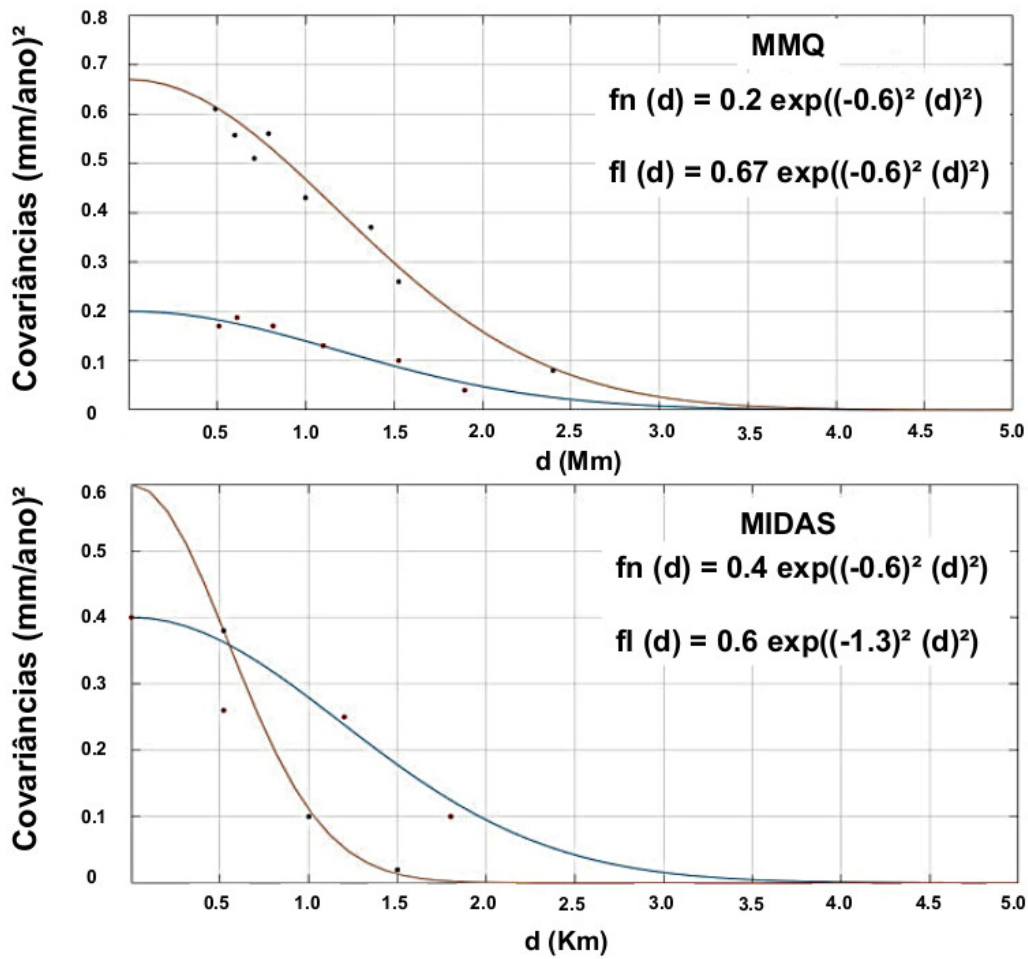
3.3.1 VISR

O VISR determina as taxas de deformação posteriormente à reconstrução da matriz de covariância \mathbf{C} das velocidades, levando em conta a reponderação de dados dependente da distância (D_i) e da distribuição espacial (G_i) de estações. O parâmetro D_i depende do tipo da função de reponderação, aqui assumida como sendo gaussiana, e do coeficiente de reponderação W_t , assumido como sendo igual a 10 km, tanto para o caso das velocidades estimadas pelo MMQ quanto pelo MIDAS. O parâmetro G_i foi calculado em células de Voronoi.

3.3.2 GeoStrain

O GeoStrain segue uma metodologia diferente. Considerando as velocidades das estações GNSS como um sinal de campo aleatório, ele calcula a sua matriz de covariância ($\mathbf{C}_{\mathbf{v}_{gs}}$), considerando-a apenas como uma função dependente da distância (d) entre pares de estações (Equações 2.33 e 2.34). A matriz $\mathbf{C}_{\mathbf{v}_{gs}}$ é, então, estimada pelo ajuste da função a uma distribuição de pontos de covariâncias amostrais. Neste trabalho, as funções de covariância (f), para as velocidades horizontais do MMQ e MIDAS, são do tipo gaussiana e seus ajustes são mostrados na Figura 3.3.

Figura 3.3 - Ajustes das funções de covariância.



Componentes norte (linha azul) e leste (linha laranja) das velocidades estimadas pelo MMQ e MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

O tensor de taxas de deformação tectônica é, posteriormente, calculado de acordo com a Equação 2.34. Cada função ajustada da Figura 3.3 resulta após a aplicação da Equação 2.34 nas componentes ϵ_{nn} e ϵ_{ll} . As incertezas para essas componentes são dadas em $f(0)$. No caso do MMQ as incertezas são de $fn_{MMQ}(0) = 0,20$ nanostrain/ano e $fl_{MMQ}(0) = 0,67$ nanostrain/ano. Enquanto para o MIDAS, são de $fn_{MIDAS}(0) = 0,40$ nanostrain/ano e $fl_{MIDAS}(0) = 0,60$ nanostrain/ano.

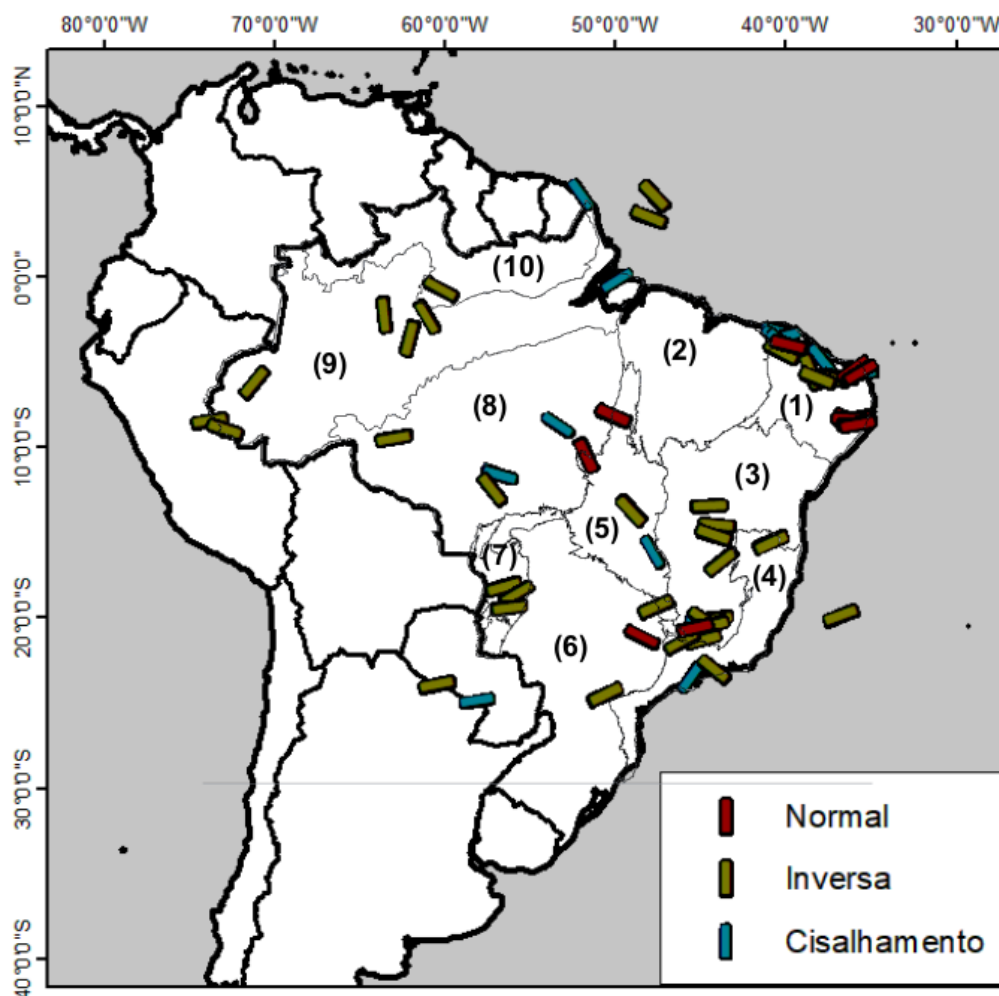
3.3.3 Strain_GNSS

O Strain_GNSS determina taxas de deformação tectônica pelo método da triangulação de Delaunay. Como a distribuição de estações é irregular (ver Figura 3.1), as distâncias entre elas na malha variou desde um mínimo de 47,61 km a um máximo de 3.216,17 km. A distância média entre as estações foi de cerca de 556,00 km.

3.4 Campo de tensões na intraplaca Sul-Americana

Uma vez que as taxas de deformação crustal sejam calculadas por meio do VISR, GeoStrain e Strain_GNSS, elas podem ser comparadas com o campo de tensões da parte interna da placa tectônica da América do Sul dados pelos mecanismos focais conhecidos da literatura (Figura 3.4).

Figura 3.4 - Mecanismos focais da intraplaca sul-americana.



Barras amarelas representam mecanismos de falhas inversas, barras azuis de falhas cisalhantes e barras laranjas representam mecanismos de falhas normais. (1) Província Borborema; (2) Bacia do Parnaíba; (3) Cráton São Francisco; (4) Província Mantiqueira; (5) Província Tocantins; (6) Bacia do Paraná; (7) Bacia do Chaco Pantanal; (8) e (10) Bacia do Amazonas; (9) Cráton do Amazonas.

Fonte: Mecanismos focais compilados de Assumpção et al. (2016).

Os mecanismos focais apresentados na Figura 3.4 são produtos de diversos trabalhos desenvolvidos durante as duas últimas décadas sobre a atividade sísmica na intraplaca sul-americana (ASSUMPÇÃO, 1992; ASSUMPÇÃO, 1998; ASSUMPÇÃO et al., 2016; LOPES, 2008; DIAS, 2016) e refletem as tensões tectônicas atuantes na região.

O campo de tensões na intraplaca da América do Sul é caracterizado, principalmente, por mecanismos focais de falhas inversas e cisalhantes, e, em menor grau, por mecanismos de falhas normais (ASSUMPÇÃO et al., 2016). Na região nordeste, as tensões são caracterizadas por uma compressão L-O regional e uma extensão que se orienta de forma perpendicular ao longo da margem Equatorial. Tais tensões, possivelmente, estão relacionadas a contrastes de densidade regionais e a cargas de sedimentos na porção continental da intraplaca (ASSUMPÇÃO, 1992; LOPES, 2008; ASSUMPÇÃO et al., 2016).

Na região sudeste e na bacias do Chaco e Pantanal, tensões de compressão tendem a se orientar aproximadamente para L-O. Porém, ao longo da margem do Atlântico, as tensões estão direcionadas consoantes a costa e são afetadas pelos efeitos decorrentes da sua proximidade. Tais efeitos incluem a extensão decorrente do empurrão provocado pelo dorsal meso-atlântica e a flexão causada pela carga de sedimentos sobre a margem continental (ASSUMPÇÃO et al., 2016).

Por último, na região central da intraplaca, tensões compressivas estão orientadas aproximadamente para NO-SL, enquanto na bacia do Amazonas, as tensões estão direcionadas aproximadamente para N-S. Essa última orientação, em especial, representa uma rotação de cerca de 75° em relação a tensão padrão regional verificada na intraplaca sul-americana, cuja direção é L-O (LOPES, 2008; ASSUMPÇÃO et al., 2016).

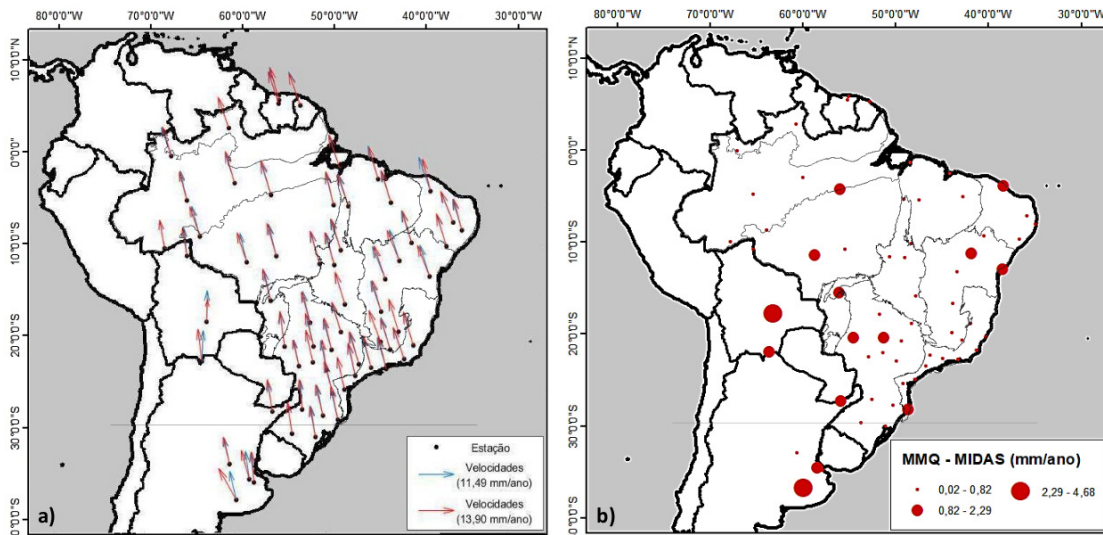
4 VELOCIDADES DE ESTAÇÕES GNSS NA INTRAPLACA SUL-AMERICANA

Nesta seção são apresentadas as velocidades estimadas por meio do MMQ e MIDAS no interior da placa tectônica da América do Sul. Também são apresentadas as precisões envolvidas e uma análise comparativa entre ambas as estimativas.

4.1 Velocidades de estações GNSS na intraplaca Sul-Americana

As velocidades discretas das estações selecionadas na intraplaca Sul-Americana, estimadas a partir do MMQ e MIDAS, são mostradas na Figura 4.1. Pode-se observar que a maioria dos vetores estão orientados preferencialmente para NNO, com alguns poucos vetores estando direcionados aproximadamente para N, concentrados na Bolívia. Essas orientações das velocidades são compatíveis com as apresentadas por outros estudos para essa mesma região (MAROTTA et al., 2013; COSTA et al., 2009). A figura também mostra a diferença entre ambas as estimativas, indicando que as maiores diferenças concentram-se na parte oeste do arranjo (Bolívia e Argentina).

Figura 4.1 - Velocidades das estações GNSS.

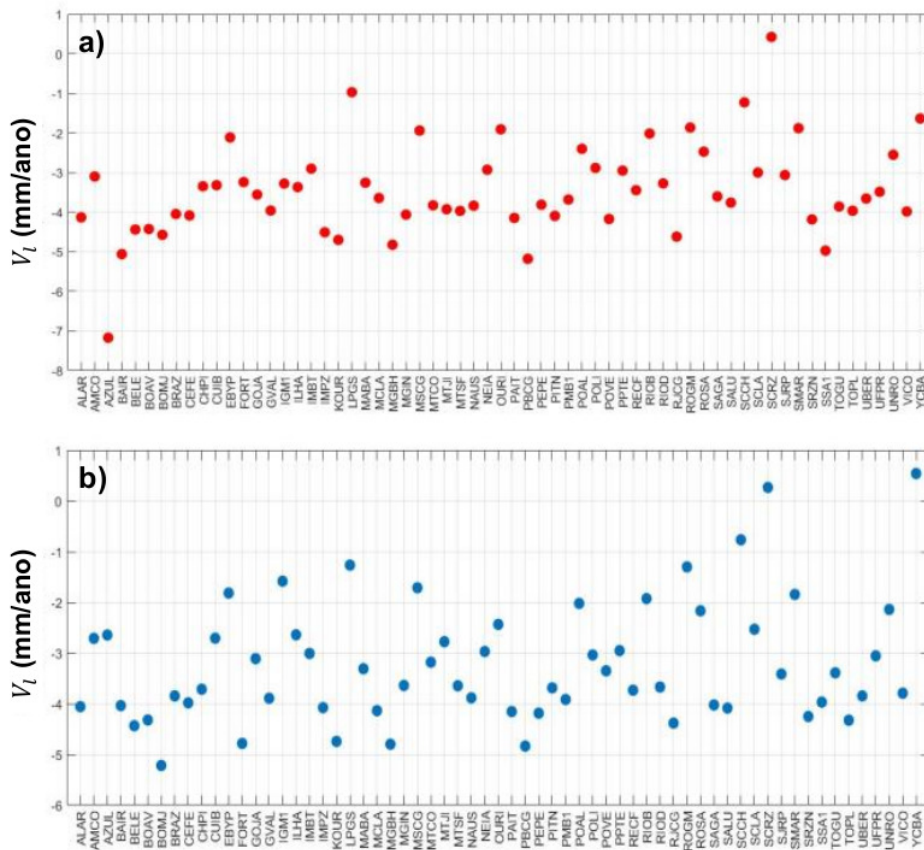


(a) Estimativas do MIDAS (setas azuis) e do MMQ (setas vermelhas) e (b) diferenças entre ambas as estimativas em cada uma das estações.

Fonte: Produção do autor.

Por sua vez, a componente leste (V_l) mostra variação entre $-7,17 \text{ mm/ano} < V_{l_{\text{MMQ}}} < 0,42 \text{ mm/ano}$ e $-5,21 < V_{l_{\text{MIDAS}}} < 0,54 \text{ mm/ano}$. No caso das velocidades determinadas pelo MMQ, a quase totalidade das estações tem essa componente apontando para oeste (sinal negativo), com a única exceção da estação SCRZ (a única que aponta para leste). Há alguns valores discrepantes entre estações bastante próximas, caso da AZUL (velocidade de $-7,17 \text{ mm/ano}$) e LPGS (velocidade de $-0,97 \text{ mm/ano}$), situadas na Argentina. Os resultados obtidos pelo MIDAS são mais coerentes, com as duas estações da Bolívia (SCRZ e YCBA) apontando para leste, enquanto todas as demais apontam para oeste. Não há valores tão discordantes entre estações contíguas, mas também não se observa uma clara tendência regional dos vetores de velocidade. A distribuição geral das intensidades da componente leste das velocidades estimadas pelos dois métodos é mostrada na Figura 4.3.

Figura 4.3 - Valores da componente leste dos vetores velocidade.

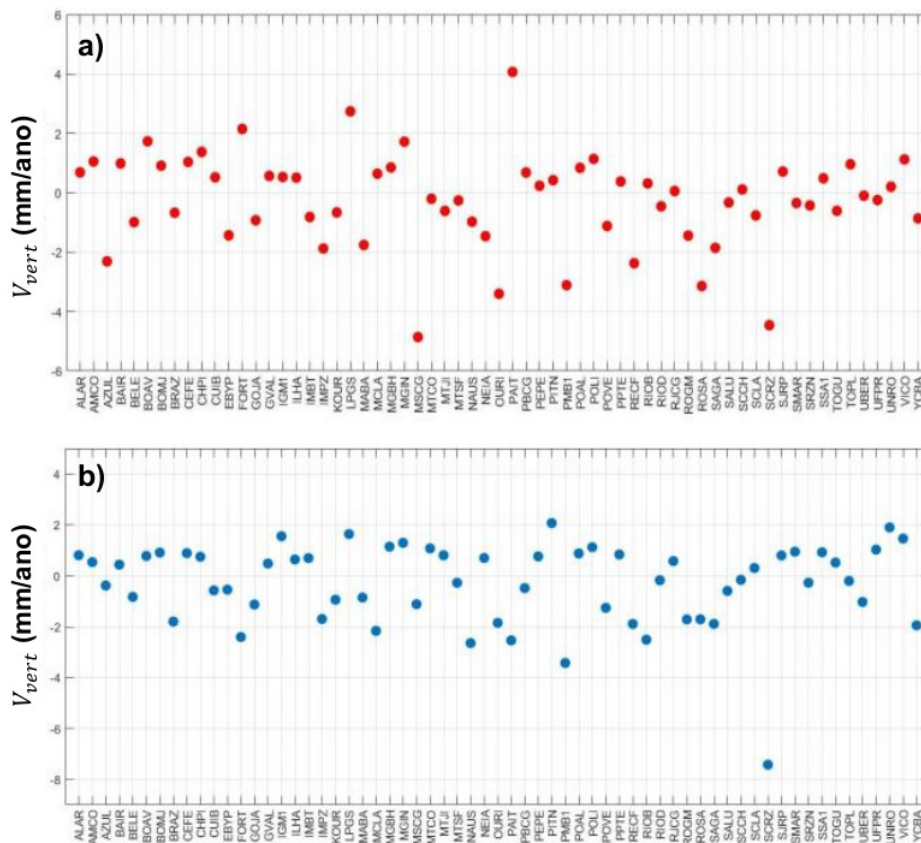


(a) MMQ (círculos vermelhos) e (b) do MIDAS (círculos azuis).

Fonte: Produção do autor.

Por fim, a componente vertical dos vetores velocidade (V_{vert}) também apresenta valores extremos discordantes, com $-4,86 \text{ mm/ano} < V_{vert_{MMQ}} < 4,06 \text{ mm/ano}$ e $-7,42 \text{ mm/ano} < V_{vert_{MIDAS}} < 2,07 \text{ mm/ano}$. A maior velocidade vertical negativa pelo MMQ é observada na estação MSCG, na margem do Pantanal Matogrossense, enquanto pelo MIDAS ocorre na SCRZ, na Bolívia. Valores extremos positivos são observados pelo MMQ na estação PAIT, na Bacia Amazônica, e pelo MIDAS na PITN, na Província Borborema do Nordeste do Brasil. A distribuição geral das magnitudes da componente vertical das velocidades estimadas pelos dois métodos é mostrada na Figura 4.4.

Figura 4.4 - Valores da componente vertical dos vetores velocidade.

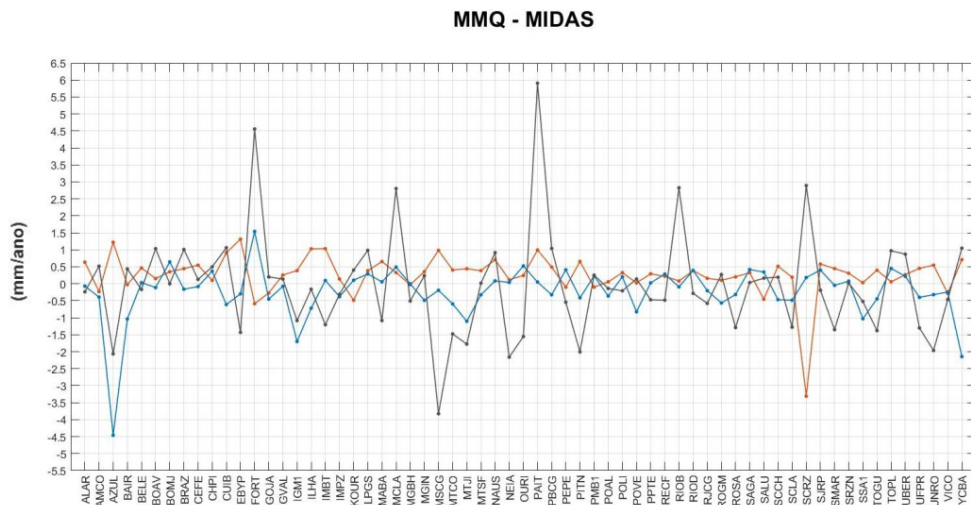


(a) MMQ (círculos vermelhos) e (b) do MIDAS (círculos azuis).

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.5 consiste em um gráfico das diferenças entre as componentes das velocidades estimadas pelo MMQ e MIDAS. A partir dela é possível verificar o nível geral de discordância entre as velocidades estimadas pelos dois métodos. Nota-se que as maiores diferenças são vistas nas estações AZUL e SCRZ e que a componente vertical é a mais variável.

Figura 4.5 - Diferenças (MMQ - MIDAS) entre componentes de velocidade.



Componentes norte (linha laranja), leste (linha azul) e vertical (linha cinza) das velocidades estimadas pelo MMQ e MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

A Tabela 1 mostra a média (\hat{V}), o desvio padrão (σ) e o erro médio quadrático (ϵ) das diferenças entre as componentes V_n , V_l e V_{vert} , calculadas por meio do MMQ e aquelas calculadas por intermédio do MIDAS. Observa-se que, assim como visto na Figura 4.5, as maiores discrepâncias entre os dois métodos aparecem na componente vertical.

Tabela 4.1 - Média (\hat{V}), desvio padrão (σ) e erro médio quadrático (ϵ) das diferenças entre as componentes das velocidades estimadas pelo MMQ e pelo MIDAS.

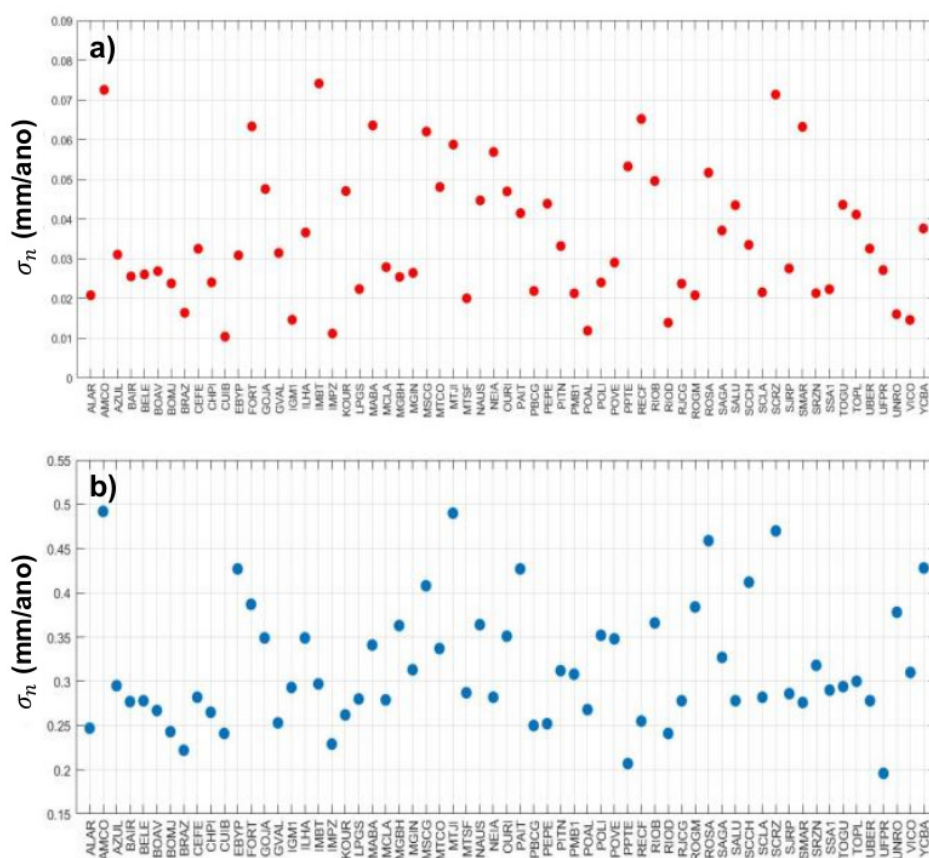
	V_n (mm/ano)	V_l (mm/ano)	V_{vert} (mm/ano)
\hat{V}	0,27	-0,23	-0,03
σ	0,60	0,77	1,53
ϵ	0,66	0,80	1,53

4.2 Precisões das velocidades calculadas

Crucial para as estimativas a serem desenvolvidas neste estudo é a precisão com que as velocidades são calculadas pelos dois métodos utilizados. Bastos et al. (2010) e Nordman (2010) sugerem que, para aplicações geodinâmicas, as precisões das velocidades estimadas devem ser da ordem de 0,01 mm/ano. As precisões para todas as componentes são mostradas nas Figuras 4.6 a 4.8. Constata-se que as estimativas pelo MMQ fornecem resultados com desvios muito menores do que aqueles obtidos pelo MIDAS. No entanto, verifica-se que tanto as velocidades do MMQ, como do MIDAS, usadas nesse trabalho não seguem a sugestão de 0,01 mm/ano.

As precisões da componente norte das velocidades alcançadas pelo MMQ, apresentaram valores de 0,01 mm/ano a 0,07 mm/ano, com um valor médio de cerca de 0,03 mm/ano. Por sua vez, as estimativas de velocidade para a componente norte do MIDAS alcançaram precisões de cerca de 0,20 mm/ano a 0,50 mm/ano, tendo um valor médio de 0,31 mm/ano.

Figura 4.6 - Precisão da componente norte dos vetores velocidade.

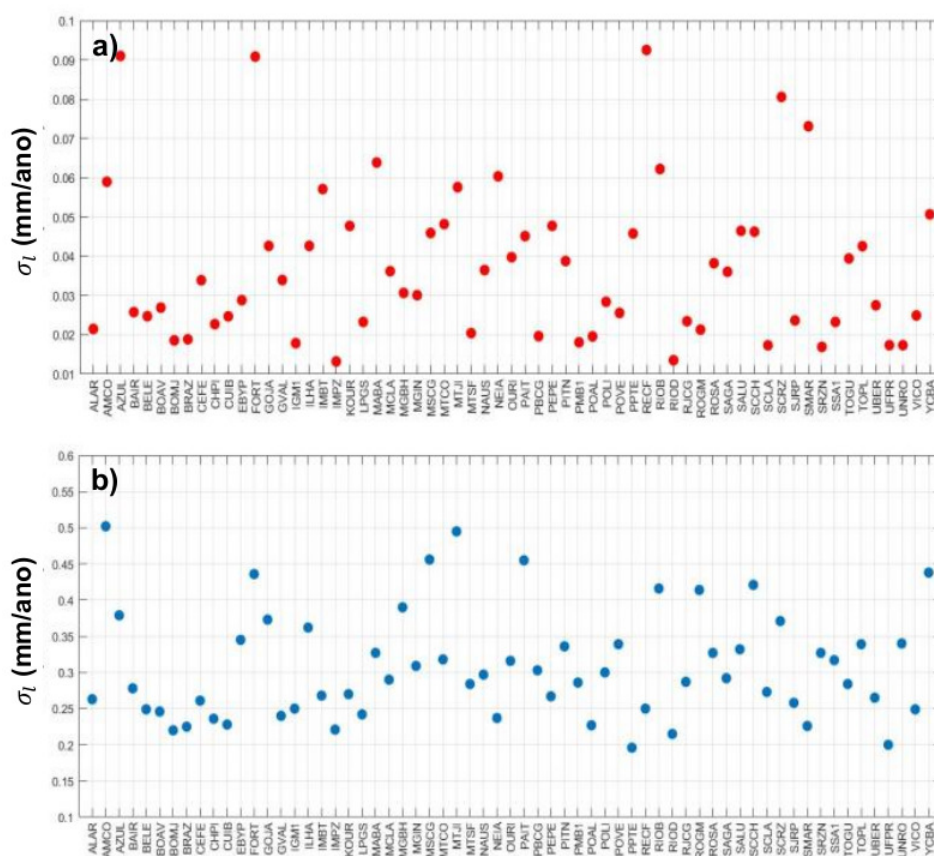


(a) MMQ (círculos vermelhos) e (b) MIDAS (círculos azuis). Observe-se a significativa diferença na escala vertical entre os dois gráficos (desvios no MMQ são muito menores).

Fonte: Produção do autor.

Para a componente leste, as precisões alcançadas pelo MMQ variaram desde 0,02 mm/ano a 0,06 mm/ano, com um valor médio de 0,03 mm/ano. Já as precisões alcançadas pelo MIDAS variaram de aproximadamente 0,20 mm/ano a 0,52 mm/ano.

Figura 4.7 - Precisão da componente leste dos vetores velocidade.

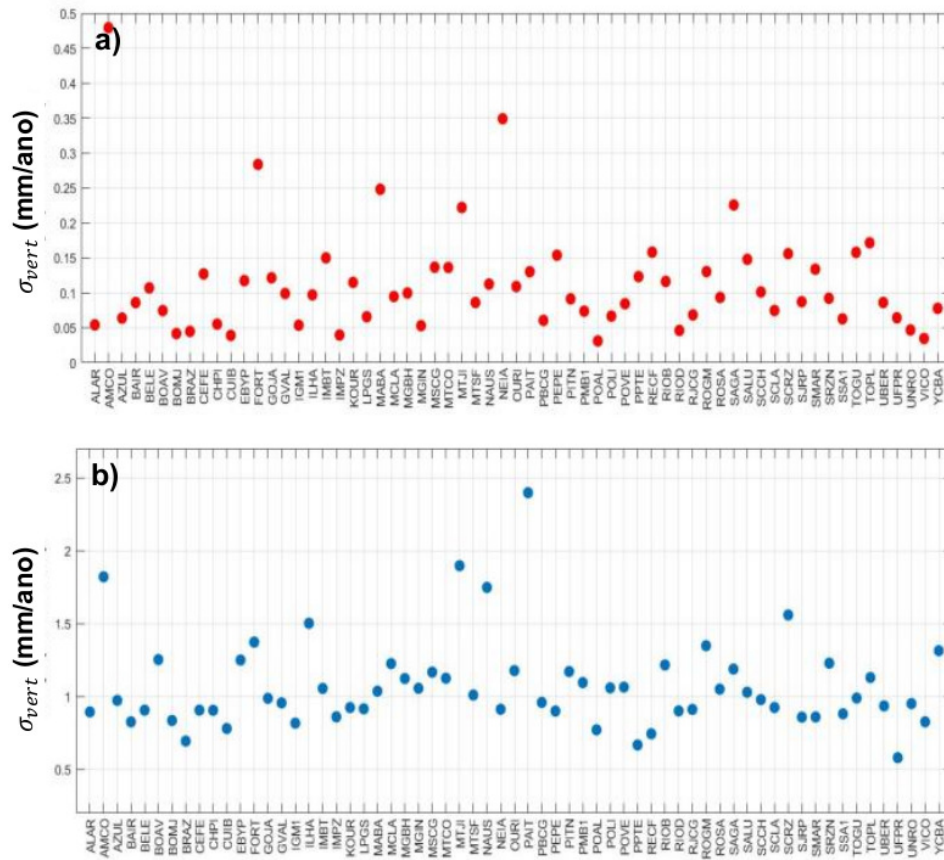


(a) MMQ (círculos vermelhos) e (b) MIDAS (círculos azuis). Novamente a escala vertical é significativamente diferente em ambos os gráficos (desvios no MMQ são muito menores).

Fonte: Produção do autor.

Por último, as precisões da componente vertical das velocidades estimadas pelo MMQ apresentaram valores desde 0,04 mm/ano a 0,15 mm/ano, tendo um valor médio de cerca de 0,11 mm/ano. As precisões alcançadas pelo MIDAS para essa componente, por sua vez, variou de 0,58 mm/ano a 2,49 mm/ano, com uma média de 1,08 mm/ano.

Figura 4.8 - Precisão da componente vertical dos vetores velocidade.



(a) MMQ (círculos vermelhos) e (b) MIDAS (círculos azuis). Escala vertical do MMQ muito menor que a do MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

5 TAXAS DE DEFORMAÇÃO TECTÔNICA NA INTRAPLACA SUL-AMERICANA

Nesta seção são apresentadas as taxas de deformação tectônica principal e de dilatação tectônica modeladas por meio do VISR, GeoStrain e Strain_GNSS, a partir das velocidades estimadas pelo MMQ e MIDAS, descritas na Seção 4.

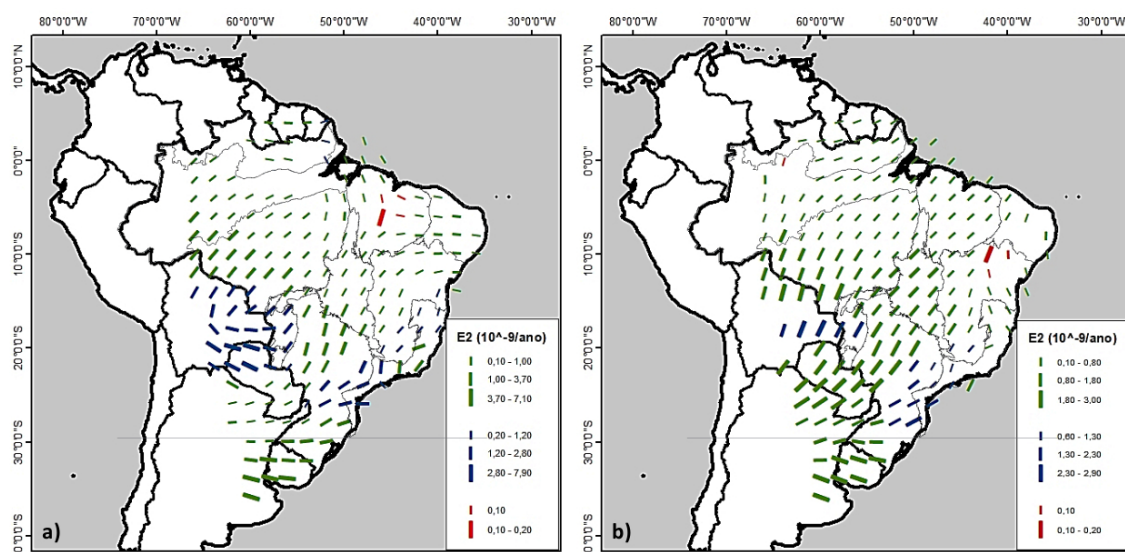
5.1 Taxas de deformação tectônica principal

De acordo com a teoria da deformação (como mencionado na Seção 2.2), qualquer ponto situado na superfície da Terra pode ser caracterizado por dois eixos mutuamente perpendiculares, um dos quais representando deformação máxima, enquanto o outro representando deformação mínima (CRONIN; RESOR, 2017). Tais eixos são denominados de "eixos principais" e podem ser ambos de extensão (deformação positiva), ambos de compressão (deformação negativa) ou um deles ser de extensão e o outro de compressão. Nas Subseções 5.1.1, 5.1.2 e 5.1.3, a seguir, são apresentadas as taxas de deformação tectônica principal mínima calculadas na intraplaca sul-americana, utilizando os três métodos anteriormente descritos.

5.1.1 VISR

A Figura 5.1 mostra as taxas de deformação tectônica principal mínima calculadas por meio do VISR a partir das velocidades estimadas pelo MMQ (a) e MIDAS (b) na plataforma sul-americana.

Figura 5.1 - Taxas de deformação tectônica principal mínima (VISR).



Modelos criados a partir das estimativas de velocidades feitas por meio do (a) MMQ e (b) MIDAS. As barras representam as taxas de deformação tectônica principal mínima, assim como suas orientações. Barras verdes indicam que os eixos máximos e mínimos de deformação são de extensão e compressão; barras azuis sinalizam que os dois eixos são de compressão; e barras vermelhas indicam que ambos os eixos são extensivos.

Fonte: Produção do autor.

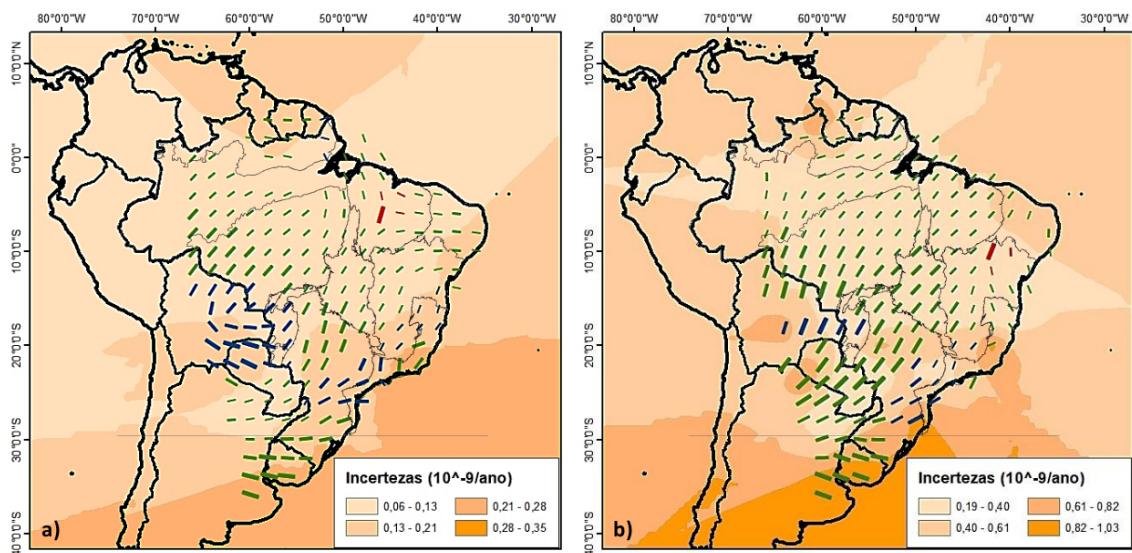
As deformações calculadas a partir das velocidades estimadas por meio do MMQ (Figura 5.1a), apresentam magnitudes da ordem de -7,10 a 0,20 nanostrain/ano, enquanto as calculadas por meio das estimativas de velocidade do MIDAS (Figura 5.1b), de cerca de -3,00 a 0,20 nanostrain/ano. Em ambos os casos, as taxas de deformação tectônica principal mínima crescem em direção a oeste, o que é esperado devido à presença dos Andes e a atividade tectônica de margem convergente nessa região.

No que diz respeito as orientações das taxas de deformação tectônica principal, as deformações modeladas a partir do MMQ são mais variáveis ao longo da plataforma sul-americana, apresentando, em geral, deformações direcionadas para L-O, NL-SO e NO-SL. Já as deformações modeladas a partir das estimativas de velocidade do MIDAS, apresentam uma direção preferencial para NL-SO na maior parte da área estudada. Esse aspecto, de uniformidade de direções numa área grande, que também é visto na região norte do mapa do MMQ, decorre de problemas na modelagem

associados à distribuição de estações e à qualidade das velocidades estimadas, e sugere a necessidade de densificação de estações GNSS.

A Figura 5.2 mostra o mapa de incertezas envolvidas na modelagem de deformação principal mínima a partir das estimativas de velocidade do MMQ (a) e MIDAS (b). Nota-se que, em geral, as incertezas ligadas ao MMQ (de 0,06 a 0,35 nanostrain/ano) são menores do que as vinculadas ao MIDAS (de 0,19 a 1,03 nanostrain/ano). Esse resultado está relacionado com a maior precisão com que as velocidades são calculadas no método MMQ, conforme mostrado anteriormente.

Figura 5.2 - Taxas de deformação tectônica principal mínima e incertezas (VISR).



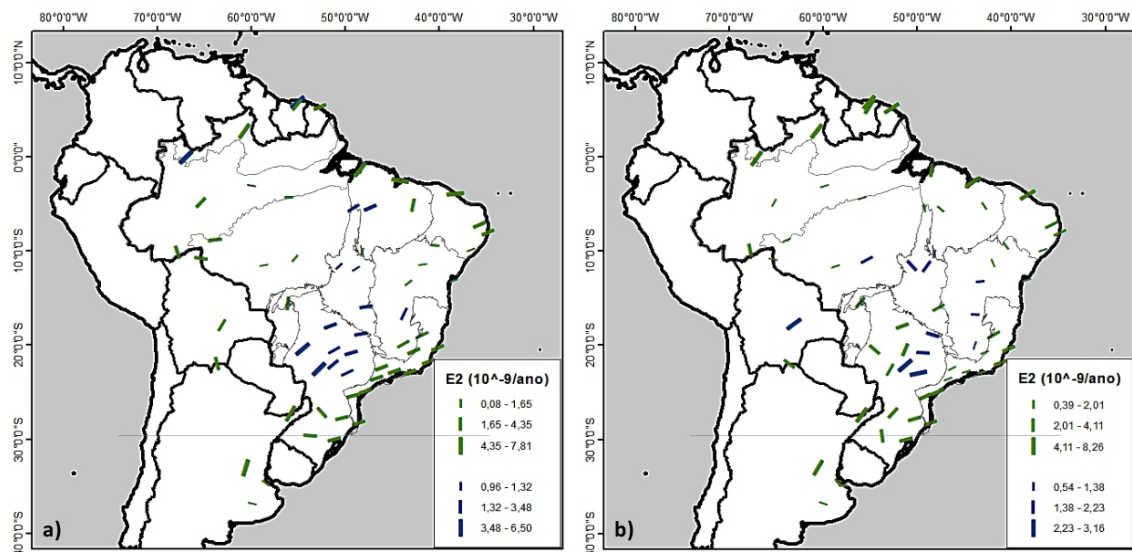
Modelos criados a partir das velocidades estimadas pelo (a) MMQ e (b) MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

5.1.2 GeoStrain

A Figura 5.3 mostra as taxas de deformação tectônica principal mínima modeladas por meio do GeoStrain usando as velocidades estimadas pelo MMQ (a) e pelo MIDAS (b).

Figura 5.3 - Taxas de deformação tectônica principal mínima (GeoStrain).



Modelos criados a partir das estimativas de velocidades feitas pelo (a) MMQ e (b) MIDAS. Barras verdes indicam que os eixos máximos e mínimos de deformação são de extensão e compressão; barras azuis sinalizam que os dois eixos são de compressão; e barras vermelhas indicam que ambos os eixos são extensivos.

Fonte: Produção do autor.

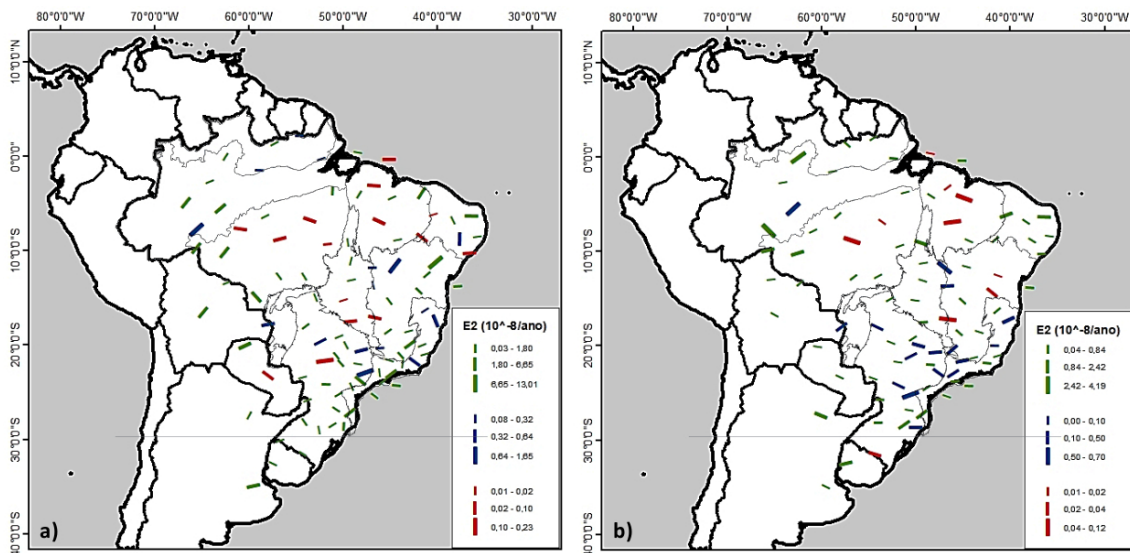
As deformações principais modeladas a partir das estimativas de velocidade do MMQ variam de -7,81 a 0,78 nanostrain/ano, enquanto as modeladas a partir das velocidades do MIDAS, variam de -8,26 a 0,39 nanostrain/ano. Os menores valores de deformação (inferiores a 1,5 nanostrain/ano) estão presentes na província Borborema, bacia do Amazonas, cráton São Francisco e província Tocantins, tanto para o MMQ, quanto para o MIDAS. Os maiores valores, por sua vez, ocorrem na bacia do Paraná, bacia do Amazonas e na Argentina.

Em termos de orientação, as taxas de deformação são variáveis nos mapas da Figura 5.3. De modo geral, as deformações são orientadas para NL-SO, L-O e NO-SL, tanto no caso do MMQ, quanto no do MIDAS.

5.1.3 Strain_GNSS

A Figura 5.4 mostra as taxas de deformação tectônica principal mínima modeladas por meio do Strain_GNSS a partir das velocidades estimadas pelo MMQ (a) e pelo MIDAS (b).

Figura 5.4 - Taxas de deformação tectônica principal mínima (Strain_GNSS).



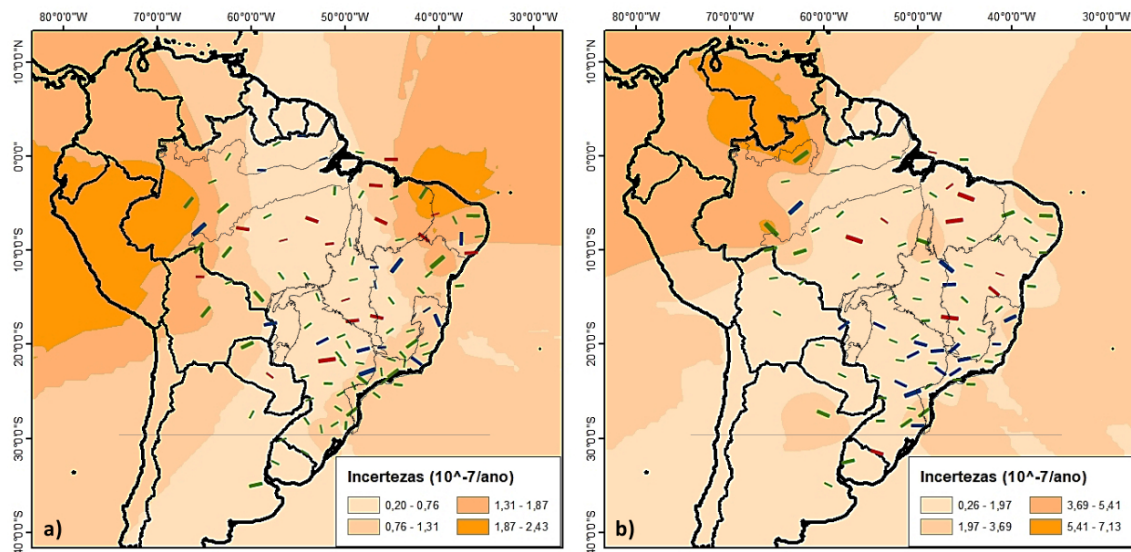
Modelos criados a partir das velocidades estimadas pelo (a) MMQ e (b) MIDAS. Barras verdes indicam que os eixos máximos e mínimos de deformação são de extensão e compressão; barras azuis sinalizam que os dois eixos são de compressão; e barras vermelhas indicam que ambos os eixos são extensivos.

Fonte: Produção do autor.

As taxas de deformação tectônica principal mínima modeladas a partir das velocidades estimadas pelo MMQ (Figura 5.4a), variam de $-13,01 \times 10^{-8}$ a $0,23 \times 10^{-8}$ strain/ano, apresentando orientações, em geral, para L-O, N-S, NL-SO e NO-SL. Já as deformações modeladas a partir das velocidades do MIDAS (Figura 5.4b) variam de $-4,20 \times 10^{-8}$ a $0,12 \times 10^{-8}$ strain/ano, estando direcionadas, em geral, para L-O, NL-SO e NO-SL. Os menores valores de deformação no caso do MMQ estão localizados nas bacias do Paraná, Amazonas, Pantanal e Parnaíba, enquanto as deformações menos intensas no caso do MIDAS, ocorrem nas bacias do Paraná, Amazonas e Parnaíba, na província Borborema e no cráton São Francisco.

Os mapas de incertezas das deformações tectônicas principais são mostrados na Figura 5.5. Verifica-se que as incertezas das deformações principais são maiores do que as próprias deformações e que as incertezas ligadas ao resultado do MMQ (de $0,20$ a $2,43 \times 10^{-7}$ strain/ano) são menores que as relacionadas ao MIDAS (de $0,26 \times 10^{-7}$ a $7,13 \times 10^{-7}$ strain/ano).

Figura 5.5 - Taxas de deformação tectônica principal mínima e incertezas (Strain_GNSS).



Modelos criados a partir das velocidades estimadas pelo (a) MMQ e (b) MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

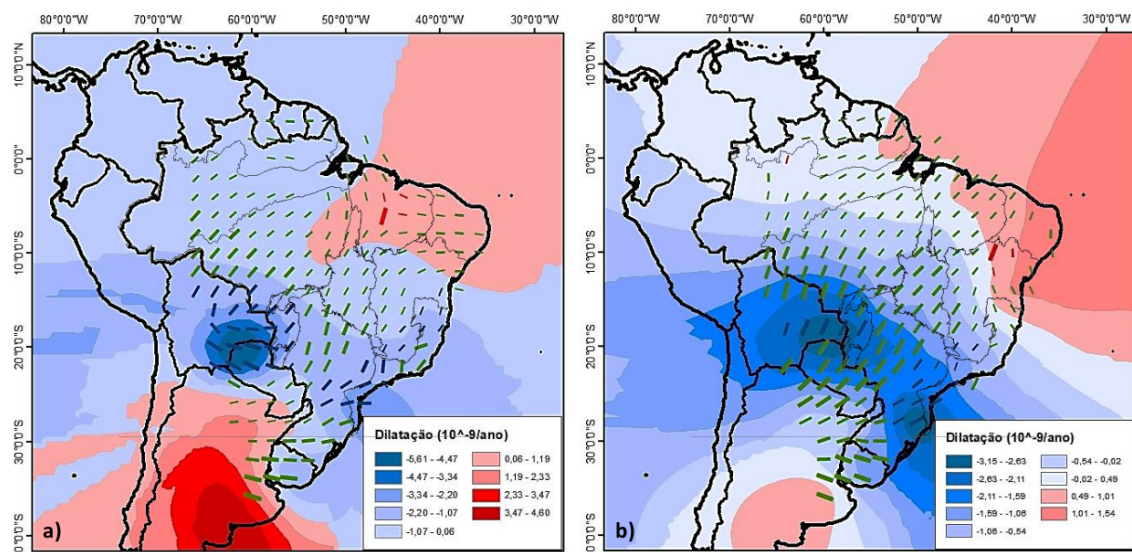
5.2 Taxas de dilatação tectônica

A taxa de dilatação tectônica representa a mudança relativa das características da deformação em uma determinada região, identificando zonas onde ocorre compressão (dilatação negativa) e outras onde se verifica extensão (dilatação positiva). Nas Subseções 5.2.1, 5.2.2 e 5.2.3, a seguir, são apresentadas as taxas de dilatação tectônica calculadas por meio do VISR, GeoStrain e Strain_GNSS na intraplaca sul-americana.

5.2.1 VISR

A Figura 5.6 mostra os mapas de taxas de dilatação tectônica obtidas por meio do VISR, para os casos do MMQ (a) e do MIDAS (b) na plataforma sul-americana.

Figura 5.6 - Taxas de dilatação tectônica e taxas de deformação tectônica principal mínima (VISR).



Modelos criados a partir das velocidades estimadas do (a) MMQ e (b) MIDAS. As regiões em azul representam compressão (dilatação negativa) e as regiões em vermelho representam extensão (dilatação positiva).

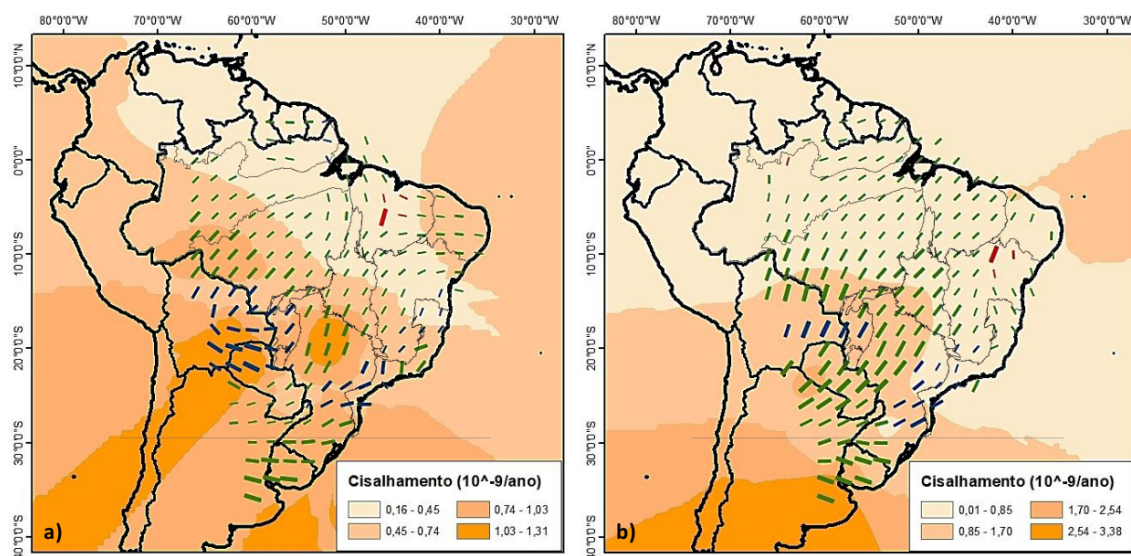
Fonte: Produção do autor.

O mapa de dilatação tectônica do MMQ (Figura 5.6a) é caracterizado por domínios de extensão ao sul, a nordeste e em parte da região norte, com domínios de compressão ocupando a maior porção da plataforma sul-americana. Nas regiões norte e nordeste, a extensão cobre a província Borborema, bacia do Parnaíba e partes da província Tocantins, bacia do Amazonas e cráton São Francisco, apresentando valores da ordem de 1,19 a 2,33 nanostrain/ano. As regiões de compressão, por sua vez, se estendem desde a bacia do Paraná, a sudeste, ao cráton do Amazonas, a noroeste da plataforma sul-americana, tendo magnitudes de -1,07 a -5,61 nanostrain/ano. Entre os territórios da Bolívia e Paraguai, existe um máximo de compressão de -5,61 nanostrain/ano.

O mapa de dilatação tectônica do MIDAS (Figura 5.6b), por sua vez, também é formado por domínios de extensão ao sul, a nordeste e na região norte, tendo domínios de compressão abrangendo praticamente todas as províncias geológicas da intraplaca sul-americana, com exceção apenas da província Borborema. As regiões de extensão possuem magnitudes da ordem de 0,49 a 1,54 nanostrain/ano, enquanto as regiões de compressão apresentam valores de cerca de -3,15 a -0,02 nanostrain/ano.

As incertezas envolvidas na modelagem do mapa de dilatação tectônica são mostradas na Figura 5.7. Nota-se que as incertezas ligadas às deformações calculadas a partir das estimativas de velocidade do MMQ são menores que as associadas ao MIDAS. Esse resultado é similar ao dos mapas anteriores.

Figura 5.7 - Incertezas das taxas de dilatação tectônica (VISR).



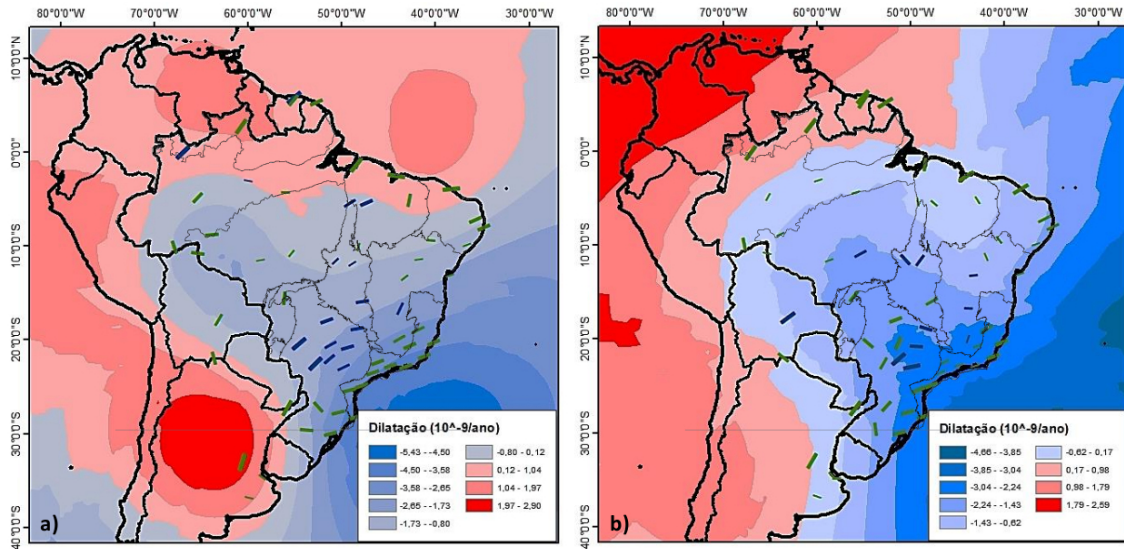
Modelos criados a partir das estimativas de velocidade do (a) MMQ e (b) MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

5.2.2 GeoStrain

A Figura 5.8 mostra os mapas de taxas de dilatação tectônica obtidas por meio do método da colocação por mínimos quadrados, para os casos do MMQ (a) e do MIDAS (b) no interior da placa sul-americana.

Figura 5.8 - Taxas de dilatação tectônica e taxas de deformação tectônica principal mínima (GeoStrain).



Modelos criados a partir das velocidades estimadas do (a) MMQ e (b) MIDAS. As regiões em azul representam compressão (dilatação negativa) e as regiões em vermelho representam extensão (dilatação positiva).

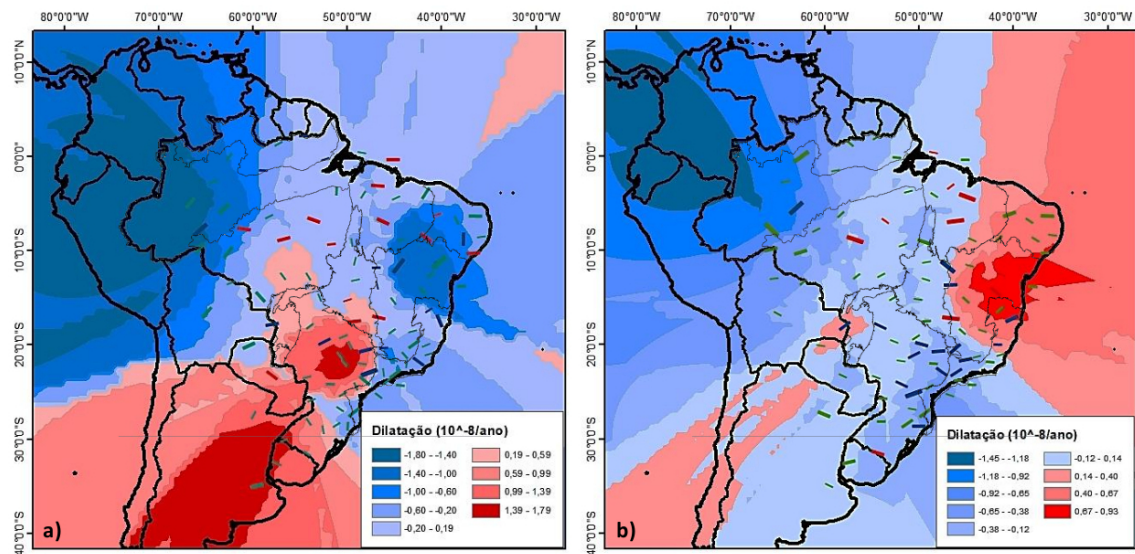
Fonte: Produção do autor.

Os mapas de taxas de dilatação tectônica do MMQ (Figura 5.8a) e MIDAS (Figura 5.8b) apresentam domínios de compressão que se intensificam desde a bacia do Amazonas em direção à margem oriental da plataforma sul-americana. Os valores de compressão aumentam desde -0,80 a -5,43 nanostrain/ano, no caso do MMQ, e de -0,62 a -4,66 nanostrain/ano, no caso do MIDAS. Os domínios de extensão, por sua vez, contornam a região norte e parte da região nordeste no mapa do MMQ, enquanto no mapa do MIDAS, os domínios de extensão se limitam a região norte. Os domínios de extensão possuem um valor de 0,12 a 2,90 nanostrain/ano, no caso do MMQ, e de 0,17 a 2,59 nanostrain/ano, no caso do MIDAS.

5.2.3 Strain_GNSS

A Figura 5.9 mostra os mapas de taxas de dilatação tectônica obtidas por meio do Strain_GNSS, para os caso do MMQ (a) e do MIDAS (b) na intraplaca sul-americana.

Figura 5.9 - Taxas de dilatação tectônica e taxas de deformação tectônica principal mínima (Strain_GNSS).



Modelos criados a partir das velocidades estimadas pelo (a) MMQ e (b) MIDAS. As regiões em azul representam compressão (dilatação negativa) e as regiões em vermelho representam extensão (dilatação positiva).

Fonte: Produção do autor.

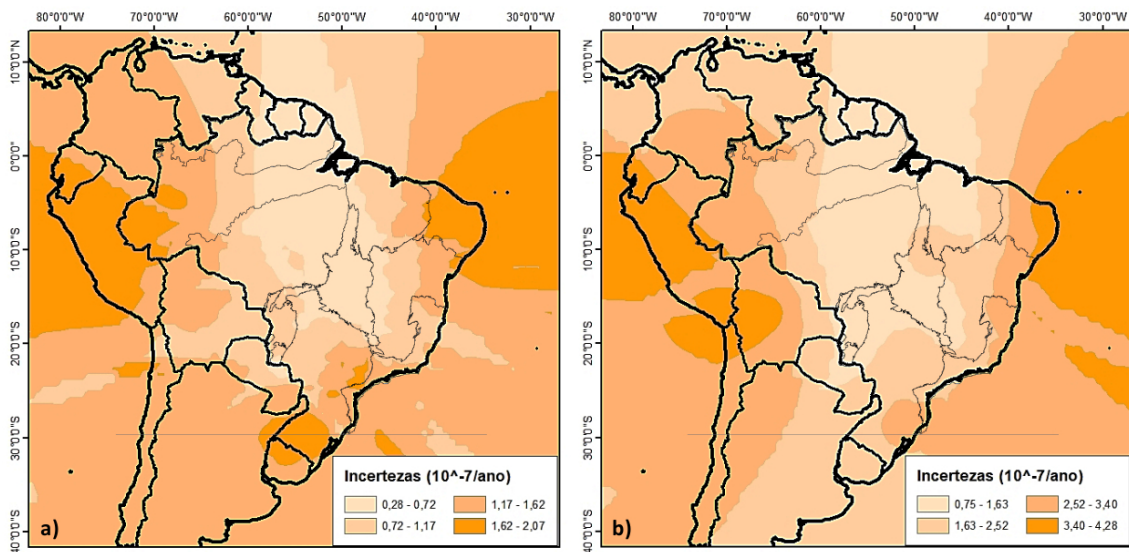
O mapa de taxas de dilatação tectônica do MMQ (Figura 5.9a) apresenta domínios de compressão na maior parte da intraplaca sul-americana, com domínios de extensão localizados nas regiões centro-oeste e sul. Os domínios de compressão possuem magnitudes de $-1,80 \times 10^{-8}$ a $-0,20 \times 10^{-8}$ strain/ano, estando os seus maiores valores (superiores a $-1,40 \times 10^{-8}$ strain/ano) situados no nordeste (entre a província Borborema, cráton São Francisco e bacia Parnaíba) e no norte (na bacia do Amazonas) da plataforma sul-americana. Já os domínios de extensão, apresentam valores de $0,19 \times 10^{-8}$ a $1,79 \times 10^{-8}$ strain/ano, tendo o seu valor máximo ($1,79 \times 10^{-8}$ strain/ano)

na bacia do Paraná.

No caso do mapa do MIDAS (Figura 5.9b), os domínios de compressão também ocupam a maior parte da intraplaca sul-americana, tendo domínios de extensão na região nordeste e em parte da região centro-oeste. A compressão possui valores da ordem de $-1,45 \times 10^{-8}$ a $-0,12 \times 10^{-8}$ strain/ano, apresentando suas maiores intensidades na bacia do Amazonas, enquanto a extensão possui valores de $0,14 \times 10^{-8}$ a $0,93 \times 10^{-8}$ strain/ano, tendo seus maiores valores no nordeste (na província Borborema, bacia do Parnaíba, cráton São Francisco e bacia Mantiqueira).

As incertezas vinculadas às taxas de dilatação tectônica obtidas por meio do Strain_GNSS a partir das velocidades estimadas pelo MMQ e MIDAS são mostradas na Figura 5.10. Verifica-se que as maiores incertezas estão associadas a dilatação modelada a partir do MIDAS.

Figura 5.10 - Incertezas das taxas de dilatação tectônica (Strain_GNSS).



Modelos criados a partir das estimativas de velocidade do (a) MMQ e (b) MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

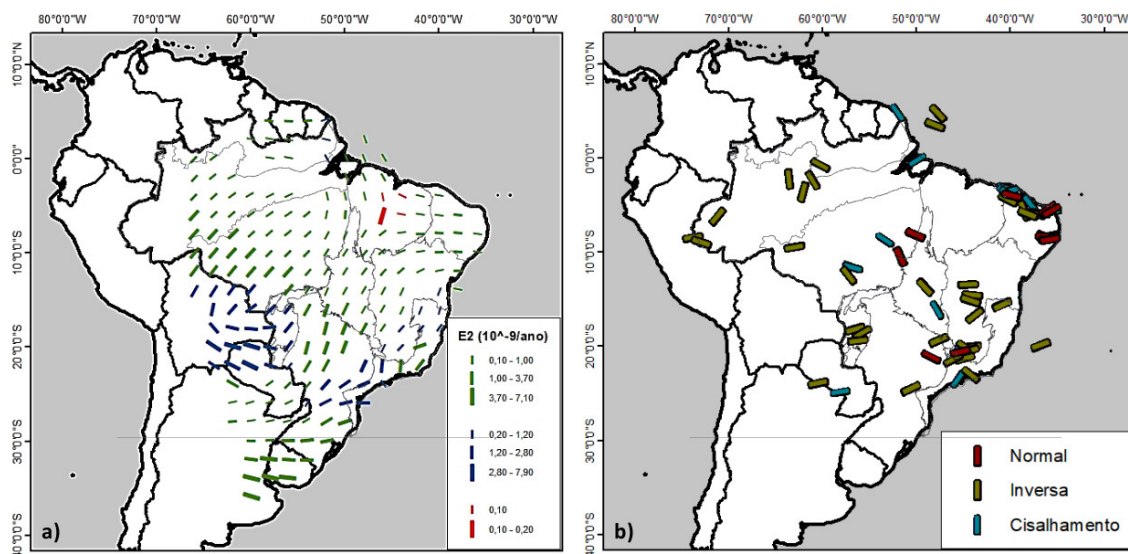
6 COMPARAÇÃO ENTRE AS TAXAS DE DEFORMAÇÃO TECTÔNICA CALCULADAS E OS MECANISMOS FOCALIS CONHECIDOS

Nesta seção é feita uma análise comparativa entre as orientações das taxas de deformação tectônica obtidas neste trabalho com o mapa de soluções de mecanismos focais da intraplaca sul-americana, apresentado anteriormente na Figura 3.4. As deformações consideradas são aquelas apresentadas na seção anterior, modeladas por meio do VISR, GeoStrain e Strain_GNSS, tanto para o caso do MMQ quanto para o MIDAS. As taxas de dilatação tectônica também são levadas em conta, possibilitando a comparação entre regiões de compressão e extensão modeladas geodesicamente e aquelas previstas pelo campo de tensões na intraplaca.

6.1 VISR

A Figura 6.1 mostra os mapas de taxas de deformação tectônica principal mínima obtidas a partir das estimativas de velocidade do MMQ e dos mecanismos focais derivados para a intraplaca sul-americana. A partir dela, é possível identificar algumas concordâncias entre as direções das taxas de deformação tectônica e dos mecanismos focais: no sul do cráton São Luís, NL-SO (I), na bacia do Paraná, NL-SO (II), na bacia do Pantanal, NL-SO (III), na província Borborema, L-O (V) e aproximadamente no limite sul do Paraguai, NL-SO (VI) e na margem equatorial, além do limite norte da bacia do Parnaíba, NO-SL (VII). Há, porém, diferenças significativas especialmente na parte central do Brasil, onde a direção predominante NO-SL dos mecanismos focais na Faixa Brasília, cráton e bacia Amazônica não são mostrados no mapa de deformação tectônica, o qual indica uma direção predominante NL-SO. Observe-se que mesmo os modelos numéricos desenvolvidos em estudos sísmicos para os esforços atuantes na parte central da placa Sul-Americana também falham em mostrar essa direção NO-SL indicada pelos dados observados na parte central e norte do Brasil (ASSUMPÇÃO *et al.*, 2016).

Figura 6.1 - Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (VISR - MMQ).

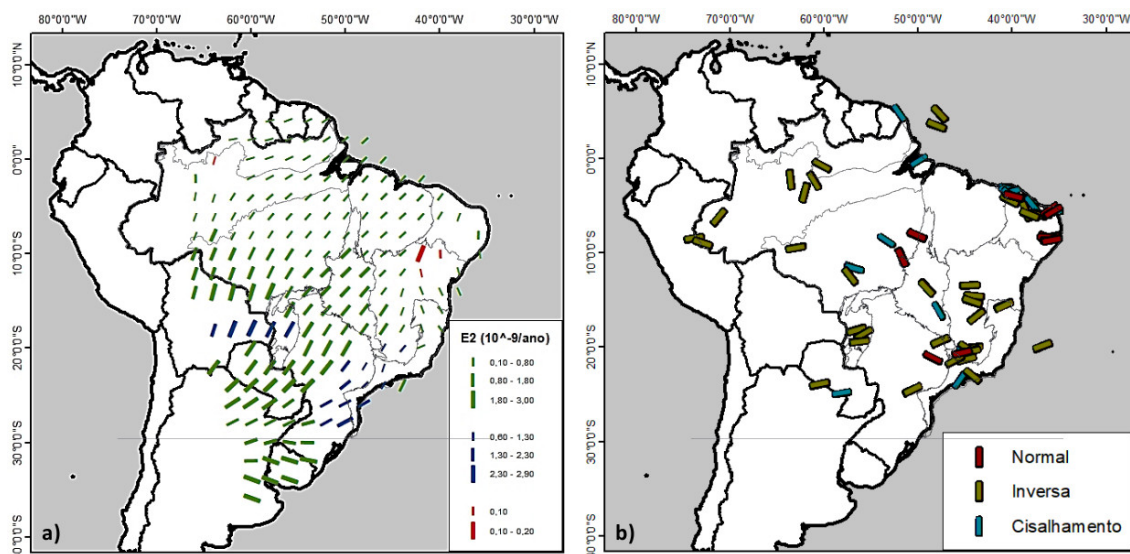


Mapas de taxas de deformação tectônica principal mínima (a) e mecanismos focais (b). Deformações modeladas por meio do VISR a partir das velocidades estimadas pelo MMQ.

Fonte: Produção do autor.

No caso das taxas de deformação tectônica principal do MIDAS (Figura 6.2), apesar de em menor quantidade, também é possível encontrar algumas congruências nas orientações das taxas de deformação e dos mecanismos focais. Como exemplo, há concordâncias no sul do cráton São Luís, NL-SO (I), na bacia do Paraná, NL-SO (II) e aproximadamente na bacia do Pantanal, NL-SO (III) e na fronteira meridional do Paraguai, NL-SO (IV). A diferença mais significativa é observada na Província Borborema do extremo nordeste do Brasil, onde as estimativas do MIDAS não se correlacionam com as direções observadas pelos dados de mecanismos focais. Analogamente ao caso do MMQ, o mapa das taxas de deformação pelo MIDAS também não consegue modelar a direção predominante NO-SL para a parte central do Brasil e região amazônica, definida pelos mecanismos focais.

Figura 6.2 - Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (VISR - MIDAS).



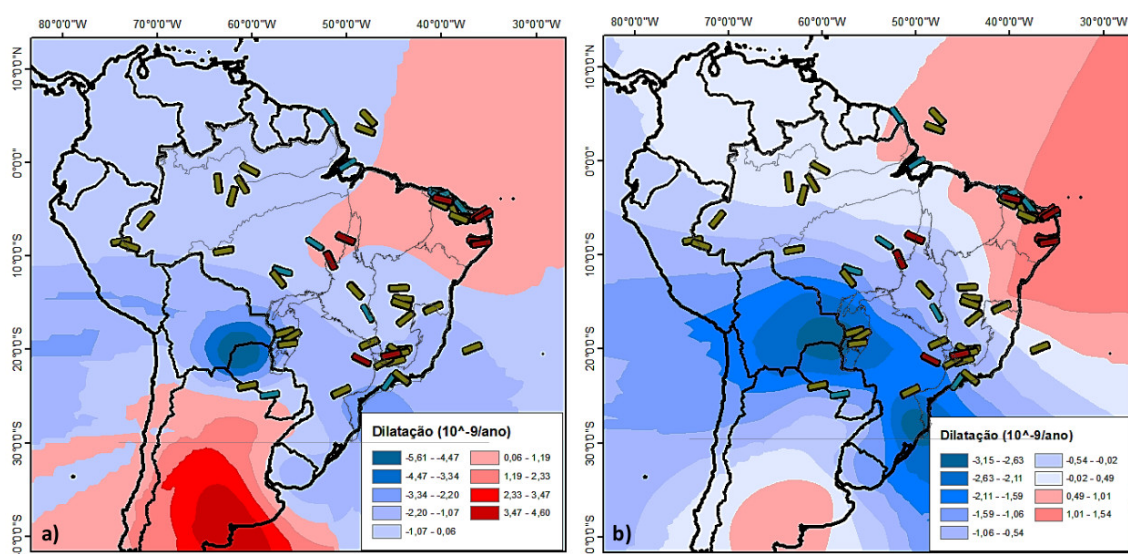
Mapas de taxas de deformação tectônica principal mínima (a) e mecanismos focais (b). Deformações modeladas por meio do VISR a partir das velocidades estimadas pelo MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

A não concordância entre as direções das taxas de deformação tectônica, em ambos os casos, e os mecanismos focais na região norte da plataforma sul-americana provavelmente decorre da baixa concentração de dados GNSS nessa região.

Os mapas de taxas de dilatação tectônica da Figura 6.3, concordam com o fato dos mecanismos focais indicarem um campo de tensão predominantemente compressivo na intraplaca sul-americana. Os domínios de extensão na região nordeste, estão de acordo com o fato de existirem tensões extensivas (direcionadas para N-S) presente nessa região.

Figura 6.3 - Taxas de dilatação tectônica e mecanismos focais (VISR).



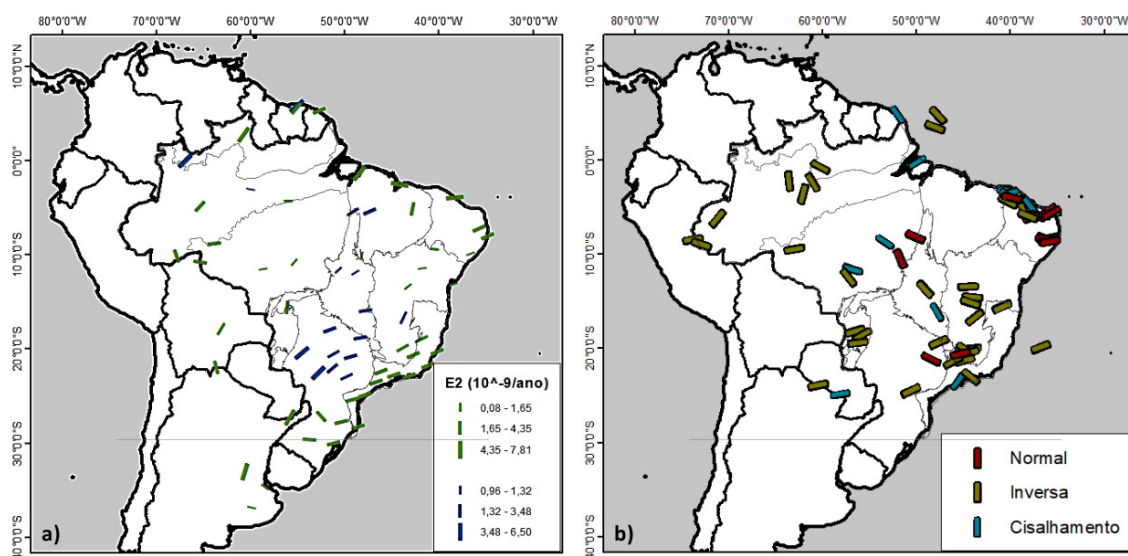
Mapas de taxas de dilatação tectônica e mecanismos focais para os casos das deformações modeladas por meio do VISR a partir das velocidades estimadas pelo MMQ (a) e MIDAS (b).

Fonte: Produção do autor.

6.2 GeoStrain

A Figura 6.4 mostra uma comparação dos mapas de taxas de deformação tectônica principal obtidas a partir das velocidades estimadas pelo MMQ com os mecanismos focais presentes na intraplaca sul-americana. Diferente do caso do VISR, as posições das taxas de deformação tectônica coincidem com as posições das estações GNSS, que não são exatamente as posições dos mecanismos focais. Apesar disso, é possível encontrar algumas congruências nas orientações de algumas taxas de deformação e mecanismos focais próximos, como por exemplo: na bacia do Paraná, NL-SO (I), na bacia do Amazonas, NL-SO (II), no cráton São Luís, NL-SO (III) e na província Borborema, NL-SO e L-O (IV). Novamente, não há concordância com a direção NO-SL dos mecanismos focais na parte central do Brasil

Figura 6.4 - Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (GeoStrain - MMQ).

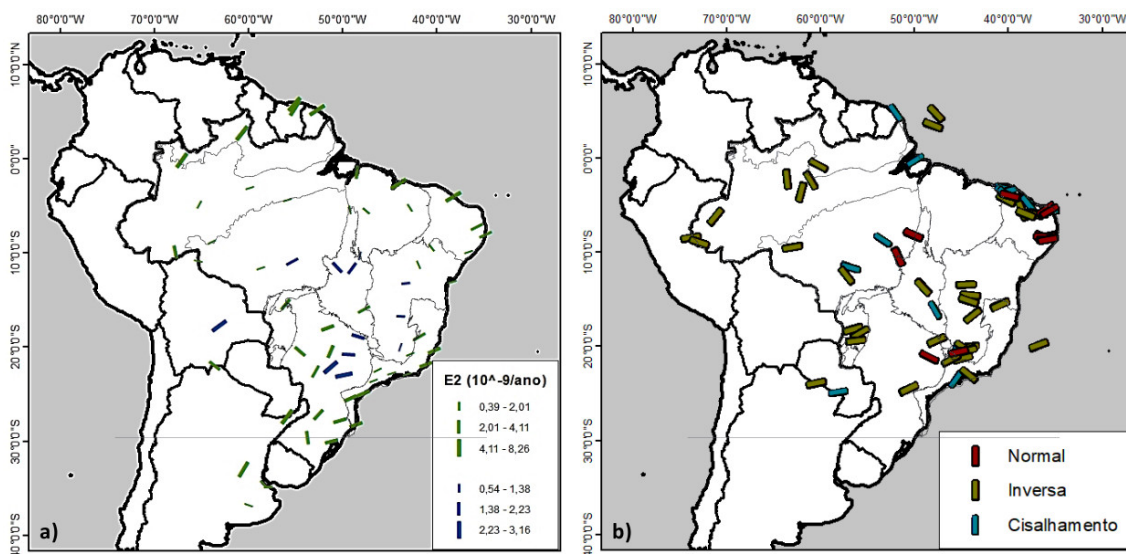


Mapas de taxas de deformação tectônica principal mínima (a) e mecanismos focais (b). Deformações modeladas por meio do GeoStrain a partir das velocidades estimadas pelo MMQ.

Fonte: Produção do autor.

As taxas de deformação tectônica principal e os mecanismos focais no caso do MIDAS (Figura 6.5) também apresentam algumas concordâncias em suas orientações: no cráton Tocantins, NO-SL (I), no cráton São Francisco, \sim L-O (II), na província Borborema, NL-SO (III) e na bacia do Amazonas, NL-SO (IV). As diferenças persistem para as estações posicionadas na região amazônica e na parte central do Brasil.

Figura 6.5 - Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (GeoStrain - MIDAS).

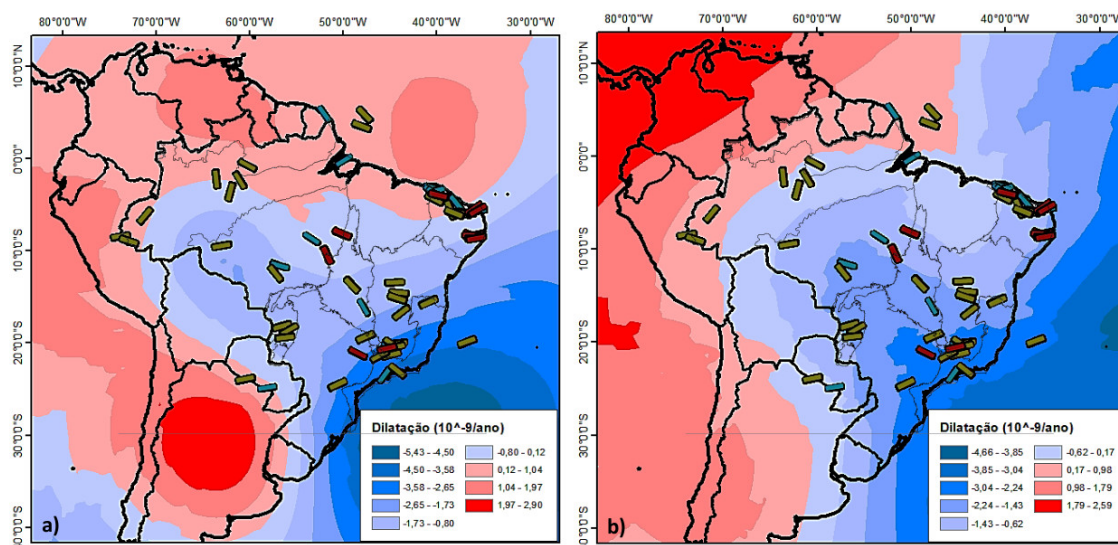


Mapas de taxas de deformação tectônica principal mínima (a) e mecanismos focais (b). Deformações modeladas por meio do GeoStrain a partir das velocidades estimadas pelo MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

Os mapas de taxas de dilatação tectônica obtidos do MMQ e do MIDAS são mostrados na Figura 6.6 e comparados com as direções dos mecanismos focais. Assim como no caso do VISR (Figura 6.6), esses mapas concordam com a existência de um campo de tensão predominantemente compressivo na intraplaca sul-americana. Diferente do resultado do VISR, no entanto, os domínios de extensão da Figura 6.6a se estendem ao longo de toda a margem equatorial, enquanto os da Figura 6.6b se restringem a um pouco além das Guianas. Esse último resultado não está de acordo com o campo de tensão extensivo observado na região nordeste. O resultado da Figura 6.6a por outro lado, concorda com os domínios de extensão observados na região nordeste e sugere que a extensão se prolonga ao longo da margem equatorial em direção a oeste.

Figura 6.6 - Taxas de dilatação tectônica e mecanismos focais (GeoStrain).



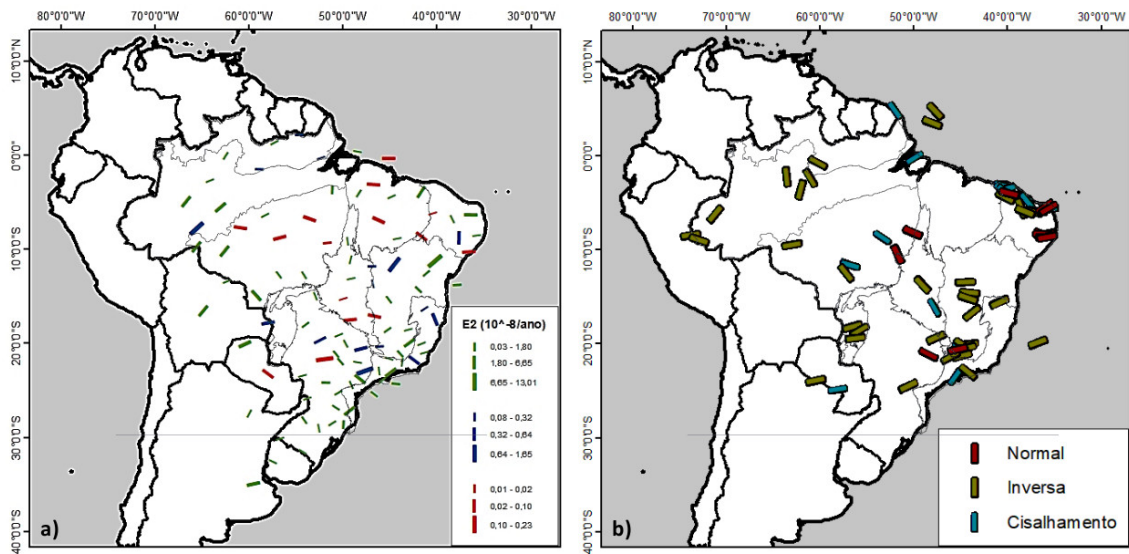
Mapas de taxas de dilatação tectônica e mecanismos focais para os casos das deformações modeladas por meio do GeoStrain a partir das velocidades estimadas pelo MMQ (a) e MIDAS (b).

Fonte: Produção do autor.

6.3 Strain_GNSS

A Figura 6.7 mostra a comparação das taxas de deformação tectônica principal obtidas a partir das estimativas de velocidade do MMQ com os mecanismos focais presentes na plataforma sul-americana. Verifica-se que no caso do Strain_GNSS, no qual as taxas de deformação tectônica são calculadas nos baricentros de triângulos formados a partir de conjuntos de 3 estações, há concordâncias entre as orientações das taxas de deformação e mecanismos focais em várias localidades. Como exemplo: na bacia do Amazonas, NO-SL (I), na bacia do Paraná, \sim L-O e NL-SO (II), no cráton São Francisco, NL-SO (III), na província Mantiqueira, NL-SO (IV) e na província Borborema, NL-SO (V). Novamente, não são reproduzidas as direções NO-SL observadas pelos mecanismos focais na parte central do Brasil e na região amazônica.

Figura 6.7 - Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (Strain_GNSS - MMQ).

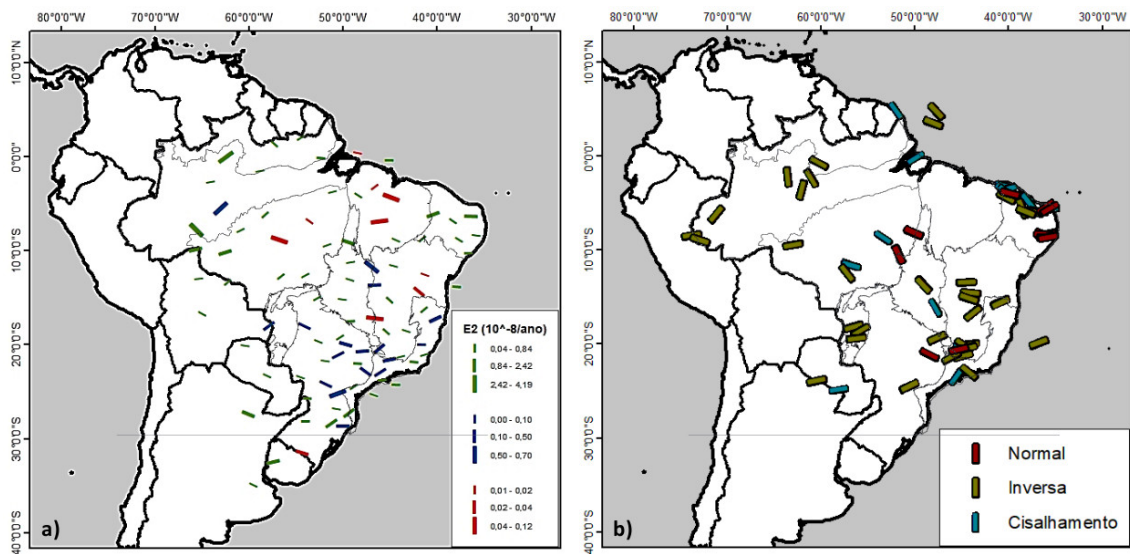


Mapas de taxas de deformação tectônica principal mínima (a) e mecanismos focais (b). Deformações modeladas por meio do Strain_GNSS a partir das velocidades estimadas pelo MMQ.

Fonte: Produção do autor.

As taxas de deformação tectônica principal e os mecanismos focais no caso do MIDAS (Figura 6.8) também apresentam algumas concordâncias em suas orientações: na bacia do Amazonas, NL-SO (I), no cráton Tocantins, NO-SL (II), na bacia do Paraná, NL-SO (III), na província Mantiqueira, NL-SO (IV) e na província Borborema, ~ L-O (V). Persistem as diferenças na parte central do Brasil e em sua continuação em direção à região amazônica.

Figura 6.8 - Taxas de deformação tectônica e mecanismos focais (Strain_GNSS - MIDAS).

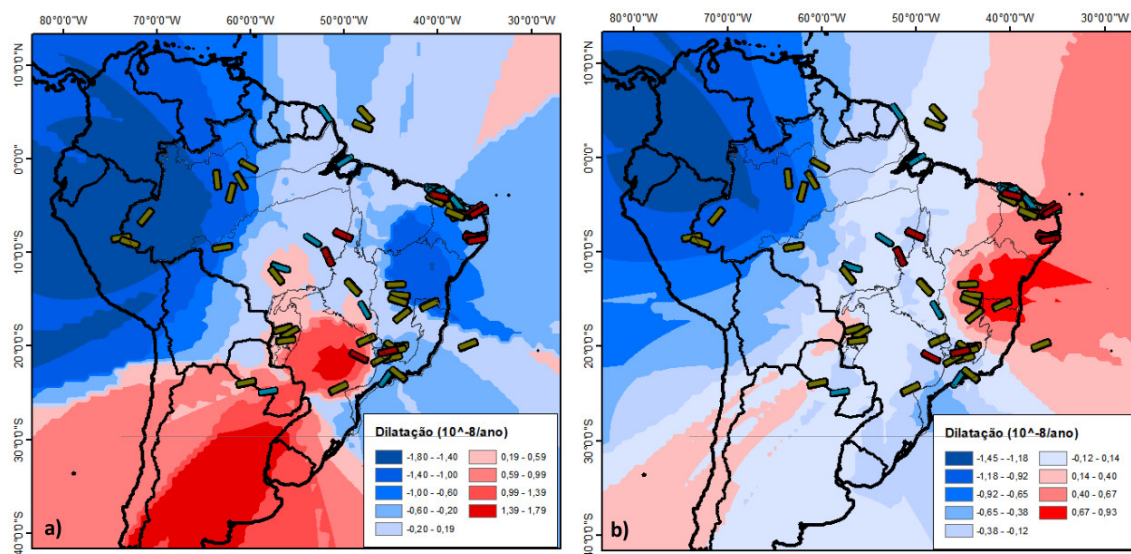


Mapas de taxas de deformação tectônica principal mínima (a) e mecanismos focais (b). Deformações modeladas por meio do Strain_GNSS a partir das velocidades estimadas pelo MIDAS.

Fonte: Produção do autor.

Os mapas de taxas de dilatação tectônica da Figura 6.9 concordam genericamente com as tensões de compressão que predominam na plataforma sul-americana, assim como nos casos do VISR e da GeoStrain anteriormente discutidos. Ocorrem, porém, neste caso, alguns domínios de extensão localizados na parte centro-leste do Brasil (englobando inclusive a parte norte do craton do São Francisco), definidos pelo MMQ, e na região centro-sul do Brasil (sob a bacia do Paraná), definido pelo MIDAS, que não têm concordância com o que é conhecido pelos dados sísmicos para essas regiões.

Figura 6.9 - Taxas de dilatação tectônica e mecanismos focais (Strain_GNSS).



Mapas de taxas de dilatação tectônica e mecanismos focais para os casos das deformações modeladas por meio do Strain_GNSS a partir das velocidades estimadas pelo MMQ (a) e MIDAS (b).

Fonte: Produção do autor.

7 SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho teve por objetivo a determinação de taxas de deformação tectônica a partir de estimativas de velocidades de 63 estações GNSS posicionadas no Brasil e alguns países vizinhos e a sua comparação com os mecanismos focais presentes na intraplaca sul-americana. As velocidades das 63 estações, a maioria com tempo de operação de cerca de 10 anos, foram estimadas usando duas metodologias diferentes: a do MMQ, desenvolvida em projeto de pós-graduação no INPE, e a do MIDAS, usada pelo NGL.

As velocidades estimadas por meio do MMQ apresentaram um módulo médio de cerca de 13,90 mm/ano, enquanto as estimadas pelo MIDAS, de 11,49 mm/ano. As orientações das velocidades calculadas de estações GNSS foram preferencialmente para NO, o que é compatível com as apresentadas por outros estudos para essa mesma região (MAROTTA et al., 2013; COSTA et al., 2009). Uma análise comparativa entre as velocidades estimadas pelo MMQ e MIDAS mostrou que a componente norte é a que apresenta as maiores diferenças entre as estimativas (cerca de 0,26 mm/ano). Por outro lado, a componente vertical é a que tem as menores diferenças (cerca de -0,03 mm/ano).

No que diz respeito às precisões envolvidas nas estimativas de velocidades, o MMQ alcançou melhores resultados, com precisões da ordem de $\sigma_{\hat{v}_n} = 0,03$ mm/ano, $\sigma_{\hat{v}_1} = 0,03$ mm/ano e $\sigma_{\hat{v}_{\text{vert}}} = 0,11$ mm/ano. Em comparação, o MIDAS atingiu precisões de $\sigma_{\hat{v}_n} = 0,31$ mm/ano, $\sigma_{\hat{v}_1} = 0,31$ mm/ano e $\sigma_{\hat{v}_{\text{vert}}} = 1,08$ mm/ano. Esses resultados não seguem a sugestão de Bastos et al. (2010) e Nordman (2010) de que se deve ter precisões máximas da ordem de 0,01 mm/ano para aplicações geofísicas. A despeito dessa limitação, ambas as estimativas foram usadas neste trabalho para a determinação de taxas de deformação crustal.

As taxas de deformação tectônica foram calculadas por meio das abordagens do VISR, GeoStrain e Strain_GNSS, usando as velocidades estimadas pelo MMQ e MIDAS na intraplaca sul-americana. As deformações tectônicas principais mínimas (valores médios) calculadas por meio do VISR foram de cerca de -1,17 nanostrain/ano (MMQ) e -0,74 nanostrain/ano (MIDAS). As calculadas pelo GeoStrain foram de -2,83 nanostrain/ano (MMQ) e -1,18 nanostrain/ano (MIDAS). As calculadas pelo Strain_GNSS foram de $-9,60 \times 10^{-7}$ nanostrain/ano (MMQ) e $-4,20 \times 10^{-6}$ nanostrain/ano (MIDAS). De modo geral, as orientações para das taxas de deformação tectônica principal mínima para todos métodos usados variaram entre L-O,

NO-SL e NL-SO.

As taxas de dilatação tectônica também foram calculadas a fim de se reconhecer domínios de compressão e extensão na intraplaca sul-americana. Em geral, os resultados mostraram uma predominância significativa de compressão na intraplaca, com domínios localizados de extensão na região nordeste. O VISR apresentou dilatação de -0,74 nanostrain/ano (MMQ) e -0,55 nanostrain/ano (MIDAS). O GeoStrain apresentou dilatação de -1,18 nanostrain/ano (MMQ) a -1,29 nanostrain/ano (MIDAS). O Strain_GNSS mostrou dilatação de $-4,26 \times 10^{-6}$ (MMQ) e $-5,00 \times 10^{-6}$ nanostrain/ano (MIDAS).

Em todos os casos, tanto para as taxas de deformação tectônica principal mínima quanto para a dilatação crustal, os resultados do MMQ apresentaram valores mais precisos do que os do MIDAS. Dentre os métodos usados, o Strain_GNSS possui os valores mais incertos, o que está de acordo com [Wu et al. \(2011\)](#) e pode ser atribuída à extensão da área estudada.

A comparação com os mecanismos focais da intraplaca sul-americana mostrou algumas concordâncias entre as orientações do SHmax e as taxas de deformação tectônica principal mínima determinadas por meio das velocidades do MMQ e MIDAS. Em geral, as concordâncias entre as orientações verificaram -se principalmente nas regiões Nordeste, Sul e Sudeste da intraplaca. Nenhum dos resultados, porém, concorda com a direção NO-SL observada pelos mecanismos focais na parte central da placa e para dentro da região amazônica. Destaque-se que essa mesma discordância foi também observada em modelos numéricos usando dados sísmicos. É possível que essa diferença seja consequência de efeitos locais, não caracterizados por nossos dados. Dessa forma, essa discrepância possivelmente decorre da baixa quantidade de estações com tempo de operação igual ou superior a 10 anos diante da extensão da região estudada e sugere a necessidade de densificação de estações na parte central da intraplaca sul-americana.

A predominância de compressão no interior da placa verificada em todos os mapas de dilatação tectônica está de acordo com os mecanismos focais observados. Domínios de extensão no nordeste também concordam com os mecanismos focais. No entanto, no que diz respeito à sua abrangência, o VISR sugere extensão apenas na região nordeste, enquanto o GeoStrain sugere que a extensão se prolonga por toda a margem equatorial.

Por fim, deve-se observar que as causas para as taxas de deformação tectônica verificadas na intraplaca sul-americana não são objeto do presente trabalho, ficando os resultados obtidos como ponto de partida para investigações futuras em que se disponha de um número significativamente maior de estações com tempo prolongado de observação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKI, K.; RICHARDS, P. G. **Quantitative seismology**. Sausalito, CA: University Science Books, 2002. ISBN 0-935702-96-2. 25
- ALLMENDINGER, R. W.; REILINGER, R.; LOVELESS, J. Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. **Tectonics**, v. 26, n. 3, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006TC002030>. 6
- AMADEI, B.; STEPHANSSON, O. **Rock stress and its measurement**. London, UK: Chapman & Hall, 1997. ISBN 0-412-44700-2. 28
- AMIRI-SIMKOOEI, A. **Least-squares variance component estimation: theory and GPS applications**. Tese (Doutorado) — Delft University of Technology, Delft, Netherlands, 2007. 9, 10, 11
- AMIRI-SIMKOOEI, A. R.; TIBERIUS, C.; TEUNISSEN, P. Assessment of noise in GPS coordinate time series: methodology and results. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 112, n. B7, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006JB004913>. 10
- ASSUMPÇÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 97, n. B8, p. 11889–11903, 1992. 37, 38
- _____. Focal mechanisms of small earthquakes in the southeastern Brazilian shield: a test of stress models of the South American plate. **Geophysical Journal International**, v. 133, n. 2, p. 490–498, 1998. 37
- ASSUMPÇÃO, M.; DIAS, F. L.; ZEVALLOS, I.; NALIBOFF, J. B. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 71, p. 278–295, 2016. 37, 38, 61
- BASTOS, L.; BOS, M.; FERNANDES, R. M. Deformation and tectonics: contribution of GPS measurements to plate tectonics – overview and recent developments. In: XU, G. (Ed.). **Sciences of Geodesy - I: Advances and Future Directions**. Berlin, Germany: Springer, 2010. cap. 5, p. 155–184. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-11741-1>. 44, 71
- BEAUVAL, C.; MARINIÈRE, J.; YEPES, H.; AUDIN, L.; NOCQUET, J.-M.; ALVARADO, A.; BAIZE, S.; AGUILAR, J.; SINGAUCHO, J.-C.; JOMARD, H.

A new seismic hazard model for Ecuador. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 108, n. 3A, p. 1443–1464, 2018. 6

BLEWITT, G.; KREEMER, C.; HAMMOND, W. C.; GAZEAX, J. MIDAS robust trend estimator for accurate GPS station velocities without step detection. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 121, n. 3, p. 2054–2068, 2016. 4, 12

BOCK, Y.; MELGAR, D. Physical applications of GPS geodesy: a review. **Reports on Progress in Physics**, v. 79, n. 10, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1088/0034-4885/79/10/106801>. 1, 4

BRUNETTO, E.; SOBRERO, F. S.; GIMENNEZ, M. E. Quaternary deformation and stress field in the Río de la Plata Craton (southeastern South America). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 91, p. 332–351, 2019. 2

CALAIS, E.; HAN, J. Y.; DEMETS, C.; NOCQUET, J. M. Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. B6, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2005JB004253>. 6

CARDOZO, N.; ALLMENDINGER, R. W. SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data. **Computers & Geosciences**, v. 35, n. 6, p. 1343–1357, 2009. 6

CARMO, C. S. **Estudo de diferentes técnicas para o cálculo do conteúdo eletrônico total absoluto na ionosfera equatorial e de baixas latitudes**. 147 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2018. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP3W34P/3QJNJHE>>. Acesso em: 06 de maio de 2020. 1

CONDIE, K. C. **Plate tectonics and crustal evolution**. Oxford, England: Pergamon Press, 1997. ISBN 0-08-034874-2. 5

COSTA, S. M. A.; SILVA, A. L.; VAZ, J. A. Avaliação do processamento da rede sirgas-con pelo centro de análises ibge. In: **ACTAS DE LA XXIV REUNIÓN CIENTÍFICA DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS**. Mendoza, Argentina, April 13-17: [s.n.], 2009. p. 142–147. 39, 71

CRAIG, T. J.; CALAIS, E.; FLEITOUT, L.; BOLLINGER, L.; SCOTTI, O. Evidence for the release of long-term tectonic strain stored in continental interiors through intraplate earthquakes. **Geophysical Research Letters**, v. 43, p. 6826–6836, 2016. 2

CRONIN, V.; RESOR, P. GPS strain & earthquakes: explanation of strain calculator. 2017. UNAVCO. Disponível em: https://d32ogooqmya1dw8.cloudfront.net/files/getsi/teaching_materials/gps_train/explanation_gps_train_calculator.v3.pdf. 18, 49

DEVOTI, R.; FERRARO, C.; LANOTTE, R.; LUCERI, V.; NARDI, A.; PACIONE, R.; RUTIGLIANO, P.; SCIARRETTA, C.; GUEGUEN, E.; BIANCO, G.; VESPE, F. Geophysical interpretation of geodetic deformations in the Central Mediterranean area. In: STEIN, S.; FREYMUELLER, J. T. (Ed.). **Plate boundary zones**. Washington, DC: American Geophysical Union, 2002. v. 30, p. 57–65. ISBN 9780875905327. <https://doi.org/10.1029/GD030p0057>. 23

DIAS, F. L. **Mecanismos focais e o padrão de tensões intraplaca no Brasil**. 158 p. Tese (Doutorado em Geofísica) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2016. Disponível em: <http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/t_fabio_1_dias_corrigida.pdf>. Acesso em: 06 de maio de 2020. 26, 37

EARTHHOW. 2019. Disponível em: <<https://earthhow.com/south-american-plate/>>. Acesso em: 08 de maio de 2020. 7

ENGELDER, T. **Stress regimes in the lithosphere**. Princeton, NJ: Princeton University Press, 2014. ISBN 0-691-08555-2. 28

FEDRIZZI, M. **Observações do conteúdo eletrônico total com dados do GPS**. 142 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1999. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/6qtX3pFwXQZ4PKzA/kxt6t>>. Acesso em: 06 de maio de 2020. 1

GALGANA, G. A.; HAMBURGUER, M. W. Geodetic observations of active intraplate crustal deformation in the Wabash Valley seismic zone and the southern Illinois basin. **Seismological Research Letters**, v. 81, n. 5, p. 699–714, 2010. 2

GOLDSTEIN, P.; DODGE, D. Fast and accurate depth and source mechanism estimation using P-waveform modeling: a tool for special event analysis, event

screening, and regional calibration. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 16, p. 2569–2572, 1999. 26

GOUDARZI, M. A.; COCARD, M.; SANTERRE, R. GeoStrain: an open source software for calculating crustal strain rates. **Computers & Geosciences**, v. 82, p. 1–12, 2015. 6

HACKL, M.; MALSERVISI, R.; HUGENTOBLE, U.; WONNACOTT, R. Estimation of velocity uncertainties from GPS time series: examples from the analysis of the South African TrigNet network. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 116, n. B11, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2010JB008142>. 11

HARDEBECK, J. L.; SHEARER, P. M. A new method for determining first-motion focal mechanisms. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 92, n. 6, p. 2264–2276, 2002. 26

HAVSKOV, J.; OTTEMOLLER, L. Array processing. In: HAVSKOV, J.; OTTEMOLLER, L. (Ed.). **Routine data processing in earthquake seismology**. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2010. cap. 9, p. 283–297. ISBN 978-90-481-8696-9. 26

HOFMANN-WELLENHOF, B.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS, J. **Global positioning system: theory and practice**. Vienna, Austria: [s.n.], 2001. ISBN 978-3-211-82839-7. 1

HOFSTETTER, A. On the reliability of focal plane solutions using first motion readings. **Journal of Seismology**, Springer, v. 18, n. 1, p. 181–197, 2014. 26

JONAH, O. F. **Analysis of Total Electron Content (TEC) variations obtained from GPS data over South America**. 145 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível em: <http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP7W/3DHJF42>. Acesso em: 06 de maio de 2020. 1

KENNEY, J. F.; KEEPING, E. S. **Mathematics of statistics: part one**. New York, NY: D. Van Nostrand Co, 1954. 14

KOMJATHY, A. **Global ionospheric total electron content mapping using the global positioning system**. Tese (Doutorado) — University of New Brunswick, Fredericton, Canada, 1997. 1

KREEMER, C.; HAMMOND, W.; BLEWITT, G. A robust estimation of the 3-D intraplate deformation of the North American plate from GPS. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 123, n. 5, p. 4388–4412, 2018. 6

LEICK, A.; RAPOPORT, L.; TATARNIKOV, D. **GPS satellite surveying**. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, 2015. ISBN 978-1-118-67557-1. 1

LOPES, A. E. V. **Mecanismos focais e esforços litosféricos no Brasil**. 177 p. Tese (Doutorado em Geofísica) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2008. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_afonso_ev_lopes.pdf>. Acesso em: 06 de Maio de 2020. 6, 37, 38

LOWRIE, W.; FICHTNER, A. **Fundamentals of geophysics**. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2007. ISBN 978-1-108-49273-7. 6, 27

MAROTTA, G. S.; FRANÇA, G. S.; MONICO, J. F. G.; FUCK, R. A.; ARAÚJO-FILHO, J. O. Strain rate of the South American lithospheric plate by SIRGAS-CON geodetic observations. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 136–141, 2013. 2, 4, 39, 71

MARQUES, H. A.; ASSUMPÇÃO, M.; PADILHA, A. L.; PADUA, M. B. Assessment of south america mid-plate strain rates through gnss velocities estimated from sirgas-c time series. In: **FALL MEETING OF THE AMERICAN GEOPHYSICAL UNION**. Washington, DC: [s.n.], 2018. 5

MARQUES, H. A.; PADILHA, A. L. Estudo geodinâmico da deformação da crosta terrestre através de rede geodésica GNSS. Relatório de Atividades de Pós-Doutorado. Projeto FAPESP, 2019. 32

MARQUES, H. A. S. **Modelo estocástico para dados GNSS e séries temporais de coordenadas GNSS**. 205 p. Tese (Doutorado em Ciências Cartográficas) — Universidade Estadual Paulista (UNESP), Presidente Prudente, 2013. Disponível em: <<https://repositorio.unesp.br/bitstream/handle/11449/108612/000758352.pdf?sequence=1&isAllowed=y>>. Acesso em: 06 de maio de 2020. 11

MATIAS, L. M.; COSTA, P. T.; MIRANDA, J. M. Ondas superficiais e mecanismos focais. Notas de Aula. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 2010. 29

MÉTIVIER, L.; COLLILIEUX, X.; LERCIER, D.; ALTAMIMI, Z.;
BEAUDUCCEL, F. Global coseismic deformations, GNSS time series analysis, and
earthquake scaling laws. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**,
v. 119, n. 12, p. 9095–9109, 2014. 4

MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e
aplicações**. São Paulo: Editora UNESP, 2008. 1

NOGUEIRA, P. A. B. **Estudos das características do padrão de onda
número 4 e variabilidades do TEC sobre a América do Sul**. 204 p. Tese
(Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
(INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível em:
<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E6BTML>>. Acesso em: 06 de maio de 2020. 1

NORDMAN, M. **Improving GPS time series for geodynamic studies**.
Helsinki, Finland: The Finnish Geodetic Institute, University of Helsinki, 2010.
Academic Dissertation. ISBN 978-951-711-278-9. 44, 71

PAULA, E. R. **Resposta da região F ionosférica às tempestades
magnéticas em baixas latitudes no Brasil**. 210 p. Tese (Doutorado em
Ciência Espacial/Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
(INPE), São José dos Campos, 1987. 1

PIETRANTONIO, G.; RIGUZZI, F. Three-dimensional strain tensor estimation
by gps observations: methodological aspects and geophysical applications. **Journal
of Geodynamics**, v. 38, n. 1, p. 1–18, 2004. 6

REID, H. F. **The mechanics of the earthquake**. Washington, DC: The
California Earthquake of April 18, 1906, Vol. II. Carnegie Institution of
Washington, 192 pp, 1910. 25

REIS, A. F. C. **Orientação e magnitude de tensões na bacia Potiguar:
Implicações para evolução de bacias em margens passivas**. 151 p.
Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) — Universidade Federal do
Rio Grande do Norte (UFRN), Natal, 2012. Disponível em:
<<https://repositorio.ufrn.br/jspui/handle/123456789/18828>>. Acesso
em: 06 de maio de 2020. 27

SALAMANCA, G. E. D. **Modelagem da deformação da crosta continental
do norte dos Andes através de inversão de dados sísmicos e geodésicos**.
221 p. Tese (Doutorado em Geofísica) — Universidade de São Paulo (USP), São

Paulo, 2016. Disponível em: <http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/t_gabriel_e_d_salamanca_corrigeida.pdf>. Acesso em: 06 de maio de 2020. 6, 25

SÁNCHEZ-JUAREZ, S. A. **Distúrbios geomagnéticos e ionosféricos durante eventos sísmicos moderados e intensos**. 97 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2019. Disponível em:

<<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP3W34R/3SNDRP>>. Acesso em: 06 de maio de 2020. 1

SÁNCHEZ, L.; DREWES, H. Crustal deformation and surface kinematics after the 2010 earthquakes in Latin America. **Journal of Geodynamics**, v. 102, p. 1–23, 2016. 4

SEEBER, G. **Satellite geodesy: foundations, methods, and applications**. Berlin, Germany: Walter de Gruyter, 2008. ISBN 3-11-017549-5. 1

SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on kendall's tau. **Journal of the American Statistical Association**, v. 63, n. 324, p. 1379–1389, 1968. 12

SHEARER, P. M. **Introduction to seismology**. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2009. ISBN 978-1-107-18447-3. 6

SHEN, Z.; JACKSON, D. D.; GE, B. X. Crustal deformation across and beyond the los angeles basin from geodetic measurements. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 101, n. B12, p. 27957–27980, 1996. 6

SIRGAS. 2019. Disponível em:

<<http://www.sirgas.org/pt/sirgas-con-network/stations/>>. Acesso em: 08 de maio de 2020. 5

SMALLEY-JR, R.; KENDRICK, E.; BEVIS, M. G.; DALZIEL, I. W. D.; TAYLOR, F.; LAURIA, E.; BARRIGA, R.; CASASSA, G.; OLIVERO, E.; PIANA, E. Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 4, n. 9, 2003.

<https://doi.org/10.1029/2002GC000446>. 6

STAMPS, D. S.; SARIA, E.; KREEMER, C. A geodetic strain rate model for the East African Rift system. **Scientific Reports**, v. 8, n. 1, p. 1–8, 2018. 6

STEIN, S.; WYSESSION, M. **An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure**. Malden, MA: Blackwell Publishing, 2009. ISBN 0-86542-078-5. 6

TARAYOUN, A.; MAZZOTTI, S.; CRAYMER, M.; HENTON, J. Structural inheritance control on intraplate present-day deformation: GPS strain rate variations in the Saint Lawrence Valley, eastern Canada. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 123, n. 8, p. 7004–7020, 2018. 2

TARBUCK, E. J. **Ciencias de la tierra**. Madrid, España: Pearson Educación, 2013. ISBN 9788490353097. 5

TEUNISSEN, P. J. G.; AMIRI-SIMKOOEI, A. R. Least-squares variance component estimation. **Journal of Geodesy**, v. 82, n. 2, p. 65–82, 2008. 9

TEUNISSEN, P. J. G.; MONTENBRUCK, O. **Handbook of global navigation satellite systems**. Cham, Switzerland: Springer International Publishing, 2017. ISBN 978-3-319-42926-7. 1

TEZA, G.; PESCI, A.; GALGARO, A. Grid_strain and grid_strain3: software packages for strain field computation in 2D and 3D environments. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 9, p. 1142–1153, 2008. 6

THEIL, H. **A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis**. Amsterdam, Holland: North-Holland Publishing Company, 1950. 12

TWISS, R. J.; MOORES, E. M. **Structural geology**. San Francisco, CA: W.H. Freeman and Company, 1992. ISBN 0-7167-2252-6. 28

VACA, S.; VALLÉE, M.; NOCQUET, J. M.; ALVARADO, A. Active deformation in Ecuador enlightened by a new waveform-based catalog of earthquake focal mechanisms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 93, p. 449–461, 2019. 2

WILCOX, R. R. **Introduction to robust estimation and hypothesis testing (statistical modeling and decision science)**. Waltham, MA: Academic Press, 2012. ISBN 978-0-12-386983-8. 13

WILLIAMS, S. D. P. The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. **Journal of Geodesy**, v. 76, n. 9-10, p. 483–494, 2003. 11

WU, Y.; JIANG, Z.; YANG, G.; WEI, W.; LIU, X. Comparison of GPS strain rate computing methods and their reliability. **Geophysical Journal International**, v. 185, n. 2, p. 703–717, 2011. 72

XIN, J.; ZHOU, J.; YANG, S. X.; LI, X.; WANG, Y. Bridge structure deformation prediction based on gnss data using kalman-arima-garch model. **Sensors**, v. 18, n. 1, 2018. <https://doi.org/10.3390/s18010298>. 6

