

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS

ISRAEL AUGUSTO DRAGONE

Estudo das estruturas de velocidade sob as bacias do
Paraná, Chaco-Paraná e Pantanal

TESE DE DOUTORADO
Programa de Pós Graduação em Geofísica

São Paulo

2024

ISRAEL AUGUSTO DRAGONE

Orientador: Prof. Dr. Marcelo B. de Bianchi

Estudo das estruturas de velocidade sob as bacias do Paraná, Chaco-Paraná e Pantanal

Tese apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Ciências na área de Geofísica.

São Paulo

2024

"Deem graças ao Senhor, porque ele é bom. O seu amor dura para sempre!"

Salmos 136:1

Agradecimentos

Acima de tudo a Deus por ter me dado essa incrível oportunidade e por me guiar nessa jornada. Aos meus pais que me incentivaram e apoiaram de todas as formas possíveis. A minha mulher Aline, por toda paciência, incentivo, compreensão e companheirismo.

A CAPES e CNPQ pelas bolsas de pesquisa concedida. A todos Professores, corpo Técnico e Administrativo que contribuíram para minha formação profissional e amadurecimento pessoal.

Ao grupo do Centro de Sismologia onde estou há 10 anos por toda estrutura e apoio. Em especial meu orientador, Prof^o Marcelo Bianchi, por todo tempo, esforço, paciência e incentivo, que me motivaram trilhar esse caminho.

Aos colegas que tornaram essa caminhada mais leve e prazerosa, compartilhando os bons e maus momentos, multiplicando o conhecimento, integrando as ideias e dividindo as dificuldades.

Ao M.P e J. P. por me deram a oportunidade de entrar para o time da Deepsoft.

Lista de Figuras

1.1	Contexto Tectônico	5
2.1	Estações sismográficas utilizadas	12
2.2	Tela de picagem sacinspect	14
2.3	Sobreposição dos sismogramas no Sacinspect	14
2.4	Distribuição azimutal dos eventos onda P	15
2.5	Número de eventos registrados por estação para a onda P	16
2.6	Exemplo de registro ruidoso	17
2.7	Exemplo de estação com problema de relógio	17
2.8	Eventos regionais utilizados	18
2.9	Eventos regionais utilizados por estação	19
2.10	Eventos locais utilizados	20
2.11	Eventos locais utilizados por estação	21
2.12	Seleção dos dados por correlação	22
2.13	Matriz de correlação	23
3.1	Fluxograma da tomografia	25
3.2	Algoritmo de busca por grade	27
3.3	Esquematização do traçamento de raios	29
3.4	Construção da malha de nós	30
4.1	Comparação do resultado da inversão em 50 km.	34
4.2	Comparação do resultado da inversão em 100 km.	35
4.3	Comparação do resultado da inversão em 200 km.	36
4.4	Comparação do resultado da inversão em 600 km.	37
4.5	Comparação do resultado da inversão em 1000 km.	38

4.6	Comparação do resultado da inversão em 1500 km.	39
4.7	Comparação do resultado da inversão no perfil 17.	40
4.8	Comparação do resultado da inversão no perfil 20.	40
4.9	Comparação do resultado da inversão no perfil 21.	41
4.10	Comparação do resultado da inversão no perfil 24.	41
5.1	Comparação da distribuição de raios até 75km.	44
5.2	Comparação da distribuição de raios entre 350 e 450 km.	45
5.3	Comparação da distribuição de raios entre 700 e 900 km.	46
5.4	Comparação da distribuição de raios entre 1350 e 1650 km.	47
5.5	Comparação do resultado da inversão no perfil 3.	48
5.6	Comparação do resultado da inversão no perfil 17.	49
5.7	Comparação do resultado da inversão no perfil 21.	50
5.8	Três grupos de testes sintéticos usando o catálogo de telessismos e a onda S	52
5.9	Recuperação do modelo sintético em 50 km.	54
5.10	Recuperação do modelo sintético em 400 km.	54
5.11	Recuperação do modelo sintético em 600 km.	55
5.12	Recuperação do modelo sintético em 1000 km.	55
5.13	Recuperação do modelo sintético em no perfil 9.	56
5.14	Recuperação do modelo sintético em no perfil 22.	56
6.1	Correlação anomalias de baixa velocidade com intrusões alcalinas e afina- mento crustal.	59
6.2	Comparação de diferentes contornos propostos para o bloco Paranapanema com o resultado da tomografia em 100 km.	61
6.3	Comparação dos limites propostos para o cráton Rio de La Plata.	62
6.4	Proposta de contorno do bloco Paranapanema	63
6.5	Seções verticais mostrando a continuidade placa de Nazca nos perfis 8, 13, 16 e 18.	64
6.6	Seções verticais mostrando a continuidade placa de Nazca nos perfis 19, 20, 21 e 24.	65

Sumário

Agradecimentos	iv
Lista de Figuras	vi
Resumo	ix
Abstract	x
1 Introdução	1
1.1 Contexto geológico	1
1.2 Tomografia sísmica	3
1.3 Principais estudos anteriores	5
1.3.1 Estruturas litosféricas	5
1.3.2 Placa de Nazca	8
2 Dados	11
2.1 Seleção dos dados	12
2.1.1 Sacinspect	13
2.1.1.1 Eventos telessísmicos	15
2.1.2 Eventos regionais	18
2.1.3 Eventos locais	20
2.2 Seleção dos dados por correlação	21
3 Métodos	24
3.1 Otimização do modelo 1D e realocização	25
3.2 Algoritmo de flexão dos raios	28
3.3 Parametrização e inversão do modelo 3D	28

4	Resultados	31
4.1	Introdução	31
4.2	Onda P	32
4.2.1	Mapas horizontais	32
4.2.2	Seções verticais	39
5	Análise de sensibilidade	42
5.1	Distribuição de raios	42
5.1.1	Mapas horizontais	43
5.1.2	Seções verticais	48
5.2	Testes sintéticos	51
5.2.1	Testes de resolução	51
5.2.1.1	Telessismos	51
5.2.1.2	Combinação dos dados	53
6	Discussão	57
6.1	Introdução	57
6.2	Anomalias de baixa velocidade	59
6.3	Blocos cratônicos	60
6.3.1	Bloco Paranapanema	60
6.3.2	Cráton Rio de La Plata, Rio Tebicuary e Rio Apa	61
6.3.3	Subducção da Placa de Nazca	63
7	Conclusão	66
	Referências Bibliográficas	67

Resumo

Este trabalho apresenta uma tomografia de tempo de percurso para a região das bacias do Paraná, Chaco-Paraná e Pantanal utilizando uma base de dados independente e concisa para ondas P combinado três catálogos com dados locais, regionais e telessismos. Desenvolvemos uma ferramenta para quantificar e filtrar a base de dados de acordo com o grau de correlação entre os sismogramas. Na inversão utilizamos um software com menores limitações de geometria que nos permitiu integrar os dados. Realizamos diversos testes sintéticos e avaliamos a densidade dos raios a fim de mensurar os limites de resolução e as regiões de maior e menor confiabilidade em nosso modelo. Em geral a resolução final para anomalias na região do manto superior foi de 250 km. Nos primeiros 100 km observamos anomalias de baixa velocidade coincidentes com intrusões alcalinas do Cretáceo Superior e com zonas que passaram por afinamento litosférico. Comparamos os limites dos blocos cratônicos propostos na literatura com as anomalias de velocidade observadas em 100 km de profundidade. Pela análise das seções verticais observamos que a placa de Nazca sofre alteração de profundidade do Norte para o Sul, ficando estagnada na base, ou logo abaixo, da zona de transição do manto, entre 600 e 800 km na região do *flat slab* Peruano. Mapeamos a continuidade da placa de Nazca por pelo 1 500 km em direção a costa leste do continente, e observamos *gaps* na continuidade em concordância com a literatura. A extensão da placa para a porção Norte ainda se mostrou como um desafio devido a diferença na cobertura de raios disponíveis.

Palavras-chave: Tomografia sísmica, bacias intracratônicas, placa de Nazca

Abstract

This work presents a travel time tomography for P-waves in the region of the Paraná, Chaco-Paraná e Pantanal basins using an independent and concise catalog combining local, regional and, teleseismic events. We develop a tool to quantify and filter the dataset using the correlation coefficient between the seismograms. In the inversion step, we used software with fewer geometry limitations to allow the tree datasets to be joined. We perform several synthetic tests and ray density evaluations to understand the model resolution and reliability. In general the final resolution for the anomalies in upper mantle region was of 250 km. On the first 100 km, we observed low-velocity anomalies that were geographically correlated to Upper Cretaceous alkaline intrusions and zones that suffered lithospheric thinning. We compare the contour of the proposed cratonic blocks with our results at 100 km depth. The vertical sections show the Nazca plate suffers depth variation from north to south, being stagnant on the base, or right below, the mantle transition zone, between 600 and 800 km, in the Peruvian flat slab region. We also map the plate continuity up to 1 500 km toward the easter of the continental coast and observe gaps in the plate. Plate continuity to the North is still a challenge due to low rays coverage.

Keywords: Seismic tomograph, intracratonic basins, Nazca subduction

Capítulo 1

Introdução

1.1 Contexto geológico

A América do Sul pode ser tectonicamente dividida em três domínios (Ramos & Caminos, 1999; de Almeida et al., 2000): orogênese Andina Mesozóica-Cenozóica gerada pela subducção da placa de Nazca (Farallon) sob a placa Sul-Americana; plataforma Sul-Americana formada por crátons Arqueanos com cobertura sedimentar Proterozoica e pela plataforma da Patagônia de idade Paleozoica (Ramos, 2004).

A zona de subducção Andina teve seu início no Cretáceo Superior com a subducção da placa de Farallon (≈ 80 Ma) na porção norte do continente (5°S) se propagando para sul (40°S) no Paleógeno (≈ 55 Ma) (Chen et al., 2019), formando um dos maiores (≈ 7500 km), mais sismicamente ativos e de mais longa duração sistema de subducção da atualidade, com taxa de convergência de aproximadamente 6-8 cm/a (DeMets et al., 2010).

A placa de Farrallon se fragmentou em duas placas menores entre 23 e 25 Ma nomeadas de Cocos e Nazca (e.g. Barckhausen et al., 2008, Lonsdale, 2005). Essa convergência gerou o soerguimento dos Andes, devido a compressão da borda da placa Sul Americana, criando a segunda cadeia de montanhas mais alta do planeta. Nesse processo tectônico foram geradas cordilheiras, bacias, platôs, serras e significativa atividade vulcânica (Hayes et al., 2015). Controladas por variações espaciais e temporais do ângulo de mergulho da subducção.

Como mostrado por Ramos & Caminos (1999) a maior parte dos Andes passaram pelo estágio de subducção plana, tendo três principais segmentos nesse regime atualmente:

Bucaramanga (5 e 9°N), platô Peruano (5 e 14°S) e platô Pampeano (27 e 33°S). E outros três no passado: Altiplano (14 e 20° S); Puna (20 e 24°) e *Payenia* (34°30' e 37°45'S). Essas variações espaço-temporais do ângulo de subducção influenciam diretamente no regime de esforços e no magmatismo regional.

A Plataforma Sul Americana é definida como a porção continental tectonicamente estável que não foi afetada pelos processos orogênicos Andinos e Caribenhos (de Almeida et al., 2000). Seu embasamento é formado por núcleos cratônicos Arqueanos e Proterozoicos arrançados durante os eventos orogênicos Trans-Amazônicos (Paleoproterozoico), Mesoproterozoico superior e Brasileiro/Pan Africano conectados por faixas móveis Neoproterozoicas (de Almeida et al., 2000).

O embasamento da Plataforma Sul Americana pode ser dividido em dois grandes domínios: Amazônico e Brasileiro. Separados por duas grandes zonas de falhas: Lineamento Transbrasileiro (NNE-SSW) e o Lineamento Araguaia (N-S) (Brito Neves & Fuck, 2014). O domínio Amazônico é composto pelos escudos da Guiana e Brasil Central formados pelo amalgamento de um proto-crátón Arqueano com terrenos Paleo e Meso-Proterozoicos subdivididos em seis províncias geocronológicas (Tassinari & Macambira, 1999).

O domínio Brasileiro é composto por diversos núcleos cratônicos de idades Arqueanas e Paleoproterozoicas amalgamados com faixas móveis geradas por pelo menos cinco ciclos de Wilson (Brito Neves & Fuck, 2014). Na porção leste o crátón São Francisco com idades Arqueanas e Paleoproterozoicas é margeado pelas províncias: Tocantins, Mantiqueira e Borborema (Alkmim & Cruz, 2005).

No centro-sul da Plataforma a bacia intracratônica do Paraná é a província mais importante se estendendo do Brasil até o Uruguai, leste do Paraguai e norte da Argentina. Possui cobertura sedimentar de até 7.000 m iniciada no Paleozoico logo antes do rifteamento do Atlântico Sul (Mesozoico) que cobriu boa parte da Bacia com derrames basálticos (de Almeida et al., 2000). Possui um núcleo cratônico proposto inicialmente por Cordani et al. (2009) denominado de bloco Paraná, baseado na datação de amostras de poços profundos. Milani et al. (1998) sugeriram fragmentos de blocos cratônicos cercados por finas faixas móveis. Mantovani et al. (2005) utilizando dados gravimétricos propuseram um único bloco com direção SW-NE com os limites maiores que o apontado por Cordani et al. (2009) e rebatizaram de bloco Paranapanema. Rocha et al. (2019) também interpretaram um bloco único com cerca de 200 km de espessura, mas deslocado para SW, com limite difuso com o crátón

do Rio Apa a oeste e do cráton Luiz Alves a sul como discutido por Affonso et al. (2021).

A oeste se encontra a bacia intracratônica do Chaco-Paraná separada da Bacia do Paraná pelos arcos de Assunção e Rio Grande (Rosa et al., 2016) e limitada na borda oeste pela cordilheira dos Andes. Possui espessura sedimentar de até 5.000 m com derrames basálticos Mesozoicos (de Almeida et al., 2000). Seu embasamento é dado pelo cráton Rio de La Plata (CRLP), cujos limites foram propostos por Oyhantçabal et al. (2011) e Rapela et al. (2011) a sul da zona de falha Ibaré, enquanto que Dragone et al. (2017) indicaram sua continuidade para norte dessa zona. Como ligação entre o CRLP e o embasamento da bacia do Paraná, Dragone et al. (2017) sugeriram uma zona de sutura baseando-se na presença de granitos de idade Neoproterozoica a Cambrianas associado com medidas do gradiente gravimétrico que indicam que essa zona possui a maior variação lateral de anomalia de gravidade e mudança nas propriedades físicas da placa Sul Americana.

Entre o escudo da Guiana e a bacia do Paraná se encontra a bacia do Pantanal. Concentrada nos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Possui cobertura sedimentar Quaternária com espessuras inferiores a 500 m. Dragone et al. (2017) propuseram que seu embasamento seja formado pelo bloco cratônico do Rio Apa que se conectaria com escudo das Guianas. Em contrapartida Rocha et al. (2019) e Affonso et al. (2021) mapearam essa estrutura somente na porção sul da bacia sem observar essa conectividade.

Na porção sul do continente encontra-se a plataforma da Patagônia formada por terrenos alóctones (Ramos, 2004) originários do cinturão Ross-Delamerian do sul da Antártica acoplados ao sul do Gondwana entre o Permiano e Triássico Inferior (Brito Neves & Fuck, 2014).

1.2 Tomografia sísmica

Os trabalhos de tomografia sísmica no Brasil se iniciaram em meados da década de 1990 (Engdahl et al., 1995; VanDecar et al., 1995) trazendo as primeiras informações sobre estruturas litosféricas, do manto superior e da subducção da placa de Nazca sob a plataforma continental brasileira. Desde então, diversas técnicas de tomografia sísmica foram aplicadas em diferentes estudos: tempo de percurso (e.g. Azevedo, 2018; Rocha et al., 2016, 2019); ondas de superfície (e.g. Feng et al., 2004, 2007); frequência finita (e.g. Affonso et al., 2021; Portner et al., 2020, Rodríguez et al., 2021, 2024; Scire et al., 2016), inversão de

forma de onda (Celli et al., 2020) e métodos adjuntos (Ciardelli et al., 2022).

Cada técnica empregada apresenta pontos fortes e limitações, a tomografia com ondas de corpo, empregando a teoria de raio (frequência infinita), utilizando somente telessismos entrega boa definição lateral, mas baixa resolução vertical dificultando o estudo da espessuras das unidades litosféricas, bem como a subducção da placa de Nazca. Uma alternativa é o emprego da teoria de frequência finita que leva em consideração a sensibilidade dada pelo kernel da primeira zona de Fresnel (Dahlen et al., 2000) contribuindo com a melhora na resolução vertical.

Estudos com ondas de superfície apresentam boa resolução vertical, com o ganho trazido pelo uso de diferentes frequências de onda que imageiam profundidades distintas, mas pequeno alcance vertical (≈ 300 km) além da dificuldade em imagear blocos menores. Trabalhos com forma de onda alcançam boa resolução e alcance em profundidade imageando com qualidade vertical e horizontal blocos litosféricos, no entanto devido ao custo computacional de se computar frequências mais altas têm dificuldade em mapear estruturas crustais como áreas afetadas pelo magmatismo intraplaca Mesozoico e Cenozoico e zonas com baixa velocidade sob bacias sedimentares.

Como produto da tomografia são gerados modelos de velocidade, ou de anomalia de velocidade, em três dimensões tendo como base um modelo de referência que pode ser 1D ou 3D, a depender da metodologia aplicada. Desse modelo, são delineadas e interpretadas zonas ou blocos com velocidade de propagação da onda sísmica mais alta ou mais baixa do que a referência. Onde, a níveis litosféricos, geralmente velocidades mais altas estão relacionadas a zonas mais estáveis, frias e antigas como crátons e escudos cratônicos enquanto que velocidades mais baixas se relacionam com zonas mais jovens, retrabalhadas e quentes como bacias sedimentares, faixas móveis e cinturões magmáticos.

A tomografia de tempo de percurso, utilizada nesse trabalho, foi a pioneira entre os estudos tectônicos realizados no Brasil tendo início com VanDecar et al. (1995) seguido por: Escalante (2002); Schimmel (1999); Schimmel et al. (2003); Rocha (2003, 2008); Rocha et al. (2011, 2016, 2019); Azevedo (2018); Azevedo et al. (2015). Tendo como ponto em comum a mesma abordagem, software e acresção da base de dados dos trabalhos anteriores.

1.3 Principais estudos anteriores

Com base nos estudos de tomografia desenvolvidos ao longo dos últimos 30 anos tem sido possível mapear as características e limites das principais unidades geológicas (Figura 1.1). Dentre as quais podemos destacar: províncias ígneas de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior distribuídas ao redor da Bacia do Paraná, identificadas como zonas de baixa velocidade entre 100 e 250 km, como Poxoréu (Px), Iporé (Ip), Alto do Parnaíba (e.g Rocha et al. (2011)), Serra do Mar, arco de Ponta Grossa (Pg), (e.g Chaves et al., 2016; Rocha (2003); Rocha et al. (2011)); além de baixas velocidade sob a bacia do Pantanal (Bp) (e.g Rocha et al. (2011); Azevedo (2018)), Parecis (Pc) e Alto Xingu (Ax).

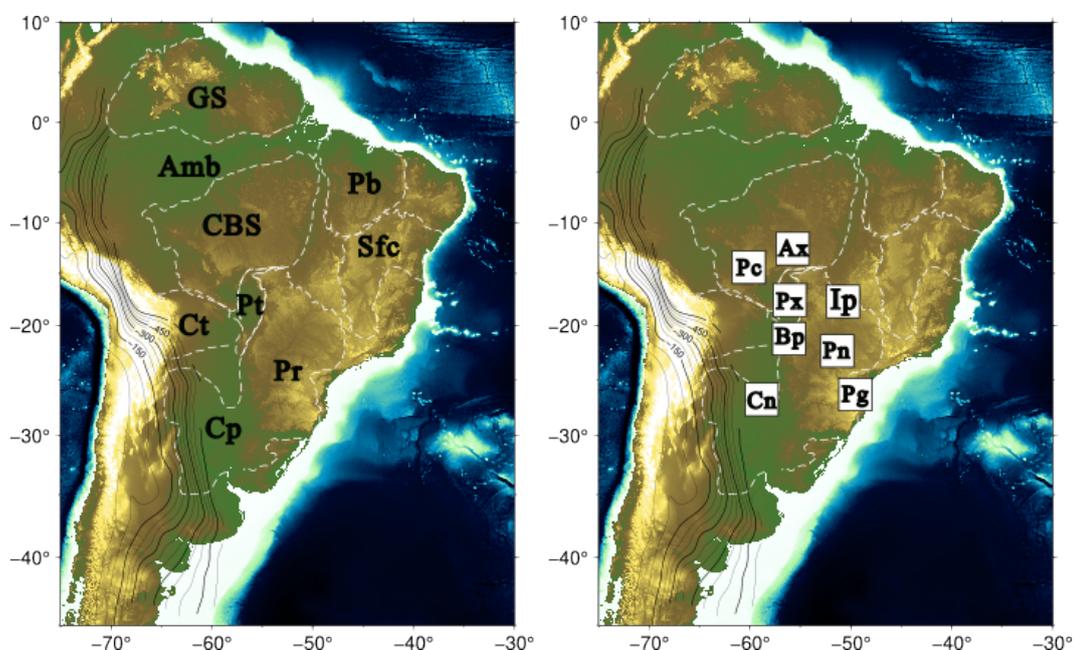


Figura 1.1: Representação do contexto tectônico da área de estudo. As linhas pretas indicam o contorno do slab 2.0 (Hayes et al., 2018), a linha tracejada branca delimita as principais províncias tectônicas: GS (escudo das Guianas), Amb (bacia do Amazonas), CBS (cráton do Brasil central), Sfc (cráton São Francisco), Pb (bacia do Parnaíba), Pt (bacia do Pantanal), Ct (bacia Cháco-Tarija), Cp (bacia do Chaco-Paraná), Pr (bacia do Paraná). À direita as etiquetas marcam a posição de anomalias de baixa velocidade referentes às províncias ígneas: Iporé (Ip), Poxoréu (Px), Arco de Ponta Grossa (Pg) e Central (Cn); e as bacias do Alto Xingu (Ax), Parecis (Pc) e Pantanal (Bp). A etiqueta Pn marca a posição aproximada do bloco Paranapanema (anomalia de alta velocidade).

1.3.1 Estruturas litosféricas

VanDecar et al. (1995) realizaram a tomografia regional concentrada na região Sudeste e mapearam, como principal resultado, a evidência de uma conduíte fóssil na borda

leste da bacia do Paraná por meio do qual o derrame basáltico Paraná-Etendeka ocorreu, implicando que o manto superior e a litosfera sob a América do Sul permaneceu acoplada desde a quebra do Gondwana. Schimmel et al. (2003) indicaram que esse condúite fóssil estaria contido no manto superior. Também mapearam a porção sul do cráton São Francisco indicando que suas raízes chegavam a 200-250 km e uma anomalia de alta velocidade sob a bacia do Paraná relacionada a seu núcleo cratônico.

Van Der Lee et al. (2001) mostraram a existência de anomalias de baixa velocidade sob a bacia do Pantanal, Chaco-Paraná, oeste da bacia do Paraná e referente ao condúite fóssil. Na regiões cratônicas e sob a bacia do Amazonas foram recuperadas anomalias de alta velocidade.

Escalante (2002) e Rocha (2003) aumentaram a quantidade de dados e estações alcançando profundidades mais altas, e expandindo os resultados para o Centro-Oeste. Escalante (2002) delimitou o condúite fóssil entre 250 km e 600/700 km. Ambos relacionaram zonas de alta velocidade em profundidade com a subducção da placa de Nazca e identificaram uma anomalia de baixa velocidade na região da província ígnea de Iporá (Goiás), relacionando a um possível efeito inicial da pluma de Trindade. Rocha (2003) observou outra anomalia com as mesmas características na província ígnea de Poxoréu (Mato Grosso).

Heit et al. (2007) mapearam anomalias de alta velocidade sob o cráton São Francisco, cráton Amazonas e bacia do Paraná. No cráton Amazônico foi visível a separação de dois núcleos com velocidades mais altas, até 200 km, relacionadas aos escudos Guaporé e Guiana separados pela bacia Solimões-Amazonas. Sob a bacia do Paraná, a anomalia de alta velocidade foi atribuída a presença de litosférica cratônica.

Feng et al. (2007) mapearam anomalias de alta velocidade sob os escudos cratônicos Guiana e Guaporé, porção sul do cráton São Francisco, bacia Amazônica e nordeste da bacia do Paraná até cerca de 200 km. Baixas velocidades foram observadas sob a bacia do Pantanal, Chaco-Paraná, oeste da bacia do Paraná, e sob a porção de maior altitude nos Andes.

Rocha (2008) ampliou ainda mais os dados e estações utilizadas e realizou a tomografia com ondas P e S. Mapeou a continuidade do cráton São Francisco na porção norte e observou que sua continuidade para oeste excedia as margens do limite geológico apoiando a hipótese de que o cráton foi parte de um bloco maior possivelmente de idade Neoproterozoica (Placa Sanfranciscana - e.g. Alkimin, 1993). Rocha (2008) observou também novas

anomalias de baixa velocidade nas regiões das províncias ígneas da Serra do Mar, Arco de Ponta Grossa e Alto do Parnaíba. Contribuiu também com a melhora na resolução lateral das feições mapeadas pelos trabalhos anteriores, mas teve dificuldade em trazer ganhos na resolução em profundidade.

Rocha et al. (2011) mostraram com a tomografia de onda P e S que o magmatismo alcalino (espalhados pela Faixa Tocantins e Ribeira) do Cretáceo superior ao Cenozoico ocorreram em regiões com anomalia negativa de velocidade, geograficamente coincidentes com a história evolutiva da pluma de Tristão da Cunha como proposto por VanDecar et al. (1995). Salientaram que o condúite fóssil não deve se estender por mais que 700 km de profundidade e também discutiram que anomalia observada não poderia ser explicada apenas por variação de temperatura com o manto adjacente, sendo necessário haver variação composicional.

Azevedo et al. (2015) mostraram que as anomalias de baixa velocidade dentro da Província Tocantins são fortemente correlacionadas com províncias magmáticas conhecidas e, além disso, se alinham a tendência principal do lineamento Transbrasiliano. Essas anomalias foram interpretadas com origem termal, indicando ocorrência de afinamento litosférico ao longo da Faixa Brasília, estando em concordância com Rocha et al. (2016) que concluíram que os esforços regionais são distribuídos de maneira homogênea na litosfera, gerando concentração de tensões em zonas com afinamento litosférico aumentando a sismicidade nessa região.

Chaves et al. (2016) também relacionaram anomalias de baixa velocidade a províncias magmáticas conhecidas, exceto pela província alcalina de Goiás que apresentou alta velocidade. O Arco de Ponta Grossa e a bacia do Pantanal apresentaram baixa velocidade enquanto que a província magmática do Paraná apresentou altas velocidades. A influência do condúite fóssil foi observada entre 300 e 600 km de profundidade e como nenhuma alteração na densidade foi observada os autores sugerem que a feição deve ter origem química. Os resultados mostraram não ser possível diferenciar a anomalia de alta velocidade sob a bacia do Paraná da influência da placa de Nazca, no entanto a análise de densidade indica perturbações de 15 kg/m³ até cerca de 200 km.

Azevedo (2018) foi o primeiro trabalho de tomografia de tempo de percurso a apresentar resultados para praticamente todo o Brasil. Observando uma sequência de anomalias negativas na baixa Brasília com direção SW-NE se estendendo pela região norte da bacia do Paraná seguindo a tendência do lineamento Transbrasiliano (TBL), levando a sugestão

da continuidade do TBL até a borda da bacia do Pantanal. Correlacionou a anomalia positiva de velocidade a norte da bacia do Parnaíba ao cráton São Luís, que atinge cerca de 150 km. Propôs um novo contorno para o cráton São Francisco baseado na interpretação combinada da tomografia com o mapa de anomalia Bouguer, sugerindo que o limite norte deve se estender abrangendo a anomalia de alta velocidade dentro da província Borborema e que os limites inferiores devem ser expandidos para NW e SE. Correlacionou ainda anomalias de altas e baixas velocidades sob o cráton Amazônico com os limites das províncias geocronológicas propostas por Tassinari & Macambira (2004).

Neto (2018) mapeou baixas velocidades no centro da província Borborema, no limite com a bacia do Parnaíba e no Rio Grande do Norte (até 150 km) onde o autor apontou como possível delaminação litosférica. Ao sul, na divisa com o cráton São Francisco é identificada uma anomalia de alta velocidade, denominada de bloco rígido.

Rocha et al. (2019) acrescentaram dados registrados pelas estações temporárias da rede XC, instaladas no projeto “3 Bacias”, financiadas pela FAPESP, operadas entre 2016 e 2019. O aumento da resolução permitiu a discussão dos limites do bloco Paranapanema, propondo um deslocando para SW em relação aos limites propostos por Mantovani et al. (2005) e extensão para sul. No entanto o limite com o bloco cratônico do Rio Apa (NW) não foi bem definido. Rocha et al. (2019) também observou que a anomalia de alta velocidade referente ao bloco Rio Apa não se estende sob a bacia do Pantanal como sugerido por Dragone et al. (2017).

1.3.2 Placa de Nazca

Diversos trabalhos tem mapeado as estruturas básicas da placa de Nazca incluindo os segmentos de subducção plana sob os Platôs Peruanos e Pampeanos (Cahill & Isacks, 1992; Kumar et al., 2016), e a geometria (Hayes et al., 2012, 2018) seguindo a distribuição hipocentral dos terremotos. Modelos tomográficos tem discutido a presença de furos e rasgos na placa (Scire et al., 2011; Portner et al., 2017, 2020; Rodríguez et al., 2021, 2024; Mohammadzaheri et al., 2021), delaminação (Bianchi et al., 2013; Beck et al., 2015; Scire, 2015) e variação de espessura (Engdahl et al., 1995; Bijwaard et al., 1998; Li et al., 2008; Scire et al., 2016; Fukao et al., 2001, 2009; Zhao, 2004) sendo a maioria dos trabalhos focados na posição da placa em subducção na região andina.

Fukao et al. (2009) e Chen et al. (2019) apresentaram a existência de variação de profundidade da placa de Nazca de acordo com a latitude sob o interior da placa continental (além da parte Andina) indicando que a subducção alcança profundidades maiores ao norte. Chen et al. (2019) propuseram uma propagação da subducção em direção ao sul, sugerindo que se iniciou na região norte e caminhou para o sul explicando a atual variação de profundidade da placa.

No entanto, a continuação lateral da placa em subducção para leste ainda é tema de debate na última década, uma vez que modelos globais, pioneiros em mapear o manto superior sob a placa Sul Americana em larga escala, tem baixa resolução para delinear com clareza a placa litosférica e trabalhos regionais se esbarravam na baixa distribuição de estações sismográficas no Brasil.

Somente com a expansão e consolidação da rede sismográfica brasileira (RSBR) (Bianchi et al., 2018) e a instalação de estações provisórias da rede XC (e.g. Rivadeneyra-Vera et al. (2019)) no norte da Argentina, Bolívia, Paraguai, Uruguai e Centro-Sul do Brasil que alguns trabalhos regionais puderam trazer mais discussões sobre a continuidade da placa de Nazca sob a plataforma Sul Americana (Ciardelli et al., 2022; Portner et al., 2017, 2020; Rodríguez et al., 2021, 2024).

Esse trabalho vem com a proposta de estudar as estruturas geotectônicas litosféricas e do manto superior sob as bacias do Paraná, Chaco-Paraná e Pantanal com enfoque na continuidade da subducção da placa de Nazca sob a placa Sul Americana utilizando uma base de dados independente, abordagem e software distintos dos trabalhos mencionados buscando principalmente trazer ganhos na resolução vertical da tomografia por meio do uso das três base de dados: telessismos, regionais e locais.

Os dados telessísmicos, selecionados com distância epicentral entre 30° e 90° para ondas P e S com magnitude M5 ou superior, contribuem com a resolução lateral do modelo e imageiam até cerca de 1800 km em profundidade, tendo baixa resolução na porção crustal devido a falta de cruzamento de raios. Os eventos regionais (apenas onda P) com distância epicentral de até 35° e magnitude maior que M5, especialmente provenientes da região Andina e os sismos profundos da placa de Nazca, contribuem significativamente com o aumento da resolução vertical do modelo, em particular nos primeiros 100 km, pois os raios incidem sub-horizontalmente nas estações aumentando o cruzamento dos raios. E os dados locais (ondas P e S), ocorridos essencialmente dentro do território brasileiro, corroboram com a

resolução da porção superficial do modelo permitindo o estudo mais acurado das estruturas crustais e litosféricas.

Seguindo o mesmo princípio utilizado em Bianchi et al. (2013) e Kufner et al. (2016), utilizamos o software de tomografia baseado no LOTOS (Koulakov, 2009) adaptado para eventos telessismos e resíduo relativo por Jakovlev et al. (2013), que permite que seja entrado com um catálogo de dados local/regional e um telessísmico podendo cada um deles ser composto por resíduos absolutos ou relativos, uma vez que internamente no código todos os resíduos são tratados e convertidos para absolutos. Com isso pudemos realizar um estudo utilizando ondas P e S com a base de dados e a rotina de inversão independentes dos trabalhos anteriores realizados no Brasil (e.g. Azevedo (2018); Rocha et al. (2011, 2016, 2019); Schimmel et al. (2003); VanDecar et al. (1995)).

Como apresentado em detalhe no capítulo Figura 3.3 o modelo de inversão obtido possui boa resolução vertical até cerca de 1500 km em profundidade, onde pudemos observar e delimitar anomalias de velocidade mais superficiais relacionadas às províncias ígneas de Poxoréu (PX), Iporé (IP) e Central (CP), o arco de Ponta Grossa (APG), as anomalias de baixa velocidade nas bacias do Pantanal (PT), Parecis (PC) e Alto Xingu (AX), bem como discutir sobre os limites do cráton São Francisco, a disposição - ainda em aberto na literatura - do bloco cratônico Paranapanema, os limites do bloco cratônico do Rio Apa, Rio Tebicuary, Rio de La Plata, e da bacia cratônica do Parnaíba.

Em relação a placa de Nazca nossos resultados mostraram trechos onde ela está estagnada abaixo da zona de transição do manto (MTZ), zonas onde parece estar dobrada e também pontos onde mergulha até cerca de 1 200 km.

Capítulo 2

Dados

Neste estudo, foram utilizados três tipos de dados de leituras para tempos de ondas sísmicas: (i) telessismos (P e S), (ii) regionais (P) e (iii) locais (P e S). Para o grupo (i), foram selecionados sismos ocorridos entre 01/01/2016 e 31/12/2018, totalizando 1 343 eventos para a onda P e 1 203 eventos para a onda S, com magnitude M5 ou superior e distância epicentral entre 30 e 90 graus, utilizando o catálogo do USGS. No grupo (ii), foram selecionados 740 eventos para a onda P entre 01/05/2011 e 31/12/2020, com magnitude M5 ou superior e distância epicentral de até 35 graus, utilizando o mesmo catálogo. Para o grupo (iii), utilizamos 460 eventos locais registrados no catálogo do Centro de Sismologia (USP) entre 22/12/2012 e 28/01/2024, considerando as ondas P.

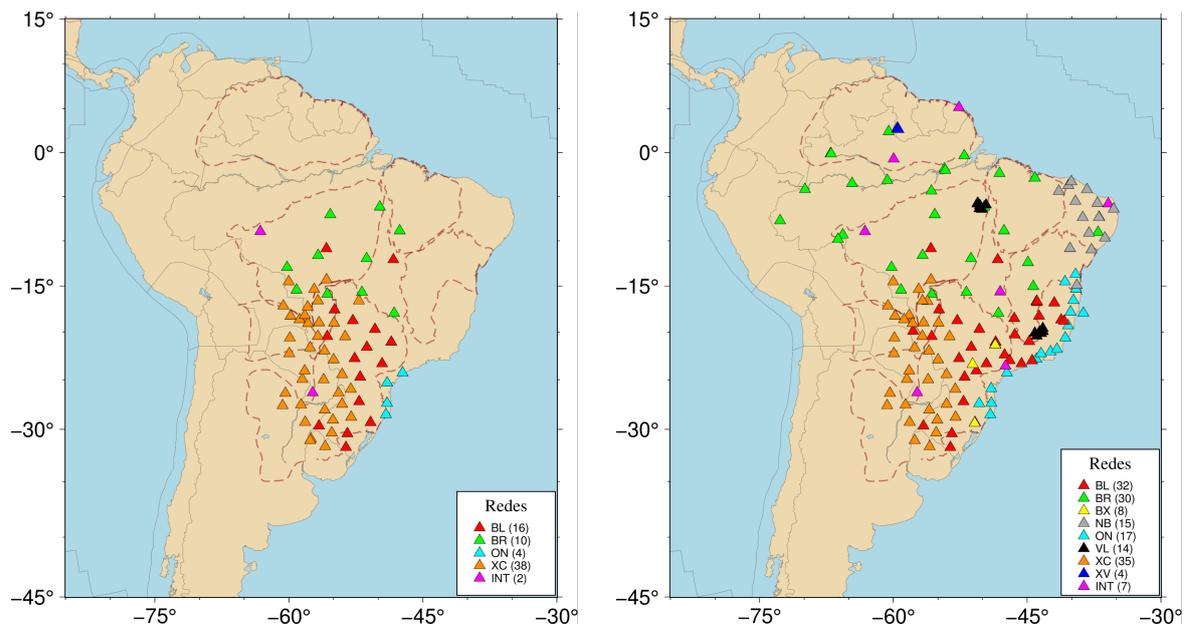
A identificação das fases foi realizada no `sacinspect` (<https://github.com/marcelobianchi/sactools>) de forma semi-automática. No primeiro grupo (i), que utiliza resíduos relativos, marcamos o primeiro máximo ou mínimo na chegada da onda e, em seguida, propagamos essa marcação para as demais estações usando métodos de correlação. No segundo grupo, a marcação foi feita na “primeira quebra” utilizando um algoritmo adaptado de Shang et al. (2018) (AIC Picker) que identifica o ponto que melhor divide o sismograma em dois: ruído e a onda sísmica. No terceiro grupo, utilizamos os tempos de chegada registrados no catálogo Centro de Sismologia (USP) removendo as leituras com baixa razão sinal ruído e realizado um refinamento na picagem usando o AIC.

Concluída a marcação das chegadas para o grupo (i), foi aplicada a correção MCPCC (Schimmel et al., 2003) para a normalização dos resíduos para um mesmo evento, e após a normalização foi realizada uma filtragem na similaridade dos sismogramas do mesmo

evento. Para tanto, desenvolvemos um código de correlação que gera um "traço médio"(TM), para cada evento, representando a média das amplitudes de todos os sismogramas alinhados pela marcação, amostra por amostra. Sismogramas individuais com correlação menor que 70% com o TM, e eventos com correlação média inferior a 8%, foram descartados. Avaliando os resíduos foi possível identificar estações mais e menos ruidosas e mesmo algumas com problemas crônicos que quase sempre inviabilizaram o uso de seus registros.

2.1 Seleção dos dados

Foram utilizados dados de 72 estações das redes (BL, BR, GT, IU, ON e XC) na montagem do catálogo de telessismos e regionais (Figura 2.1a) e 163 estações no catálogo local (Figura 2.1b).



(a) Distribuição das 72 estações utilizadas nos dados regionais e telessísmicos por rede.

(b) Distribuição das 163 estações utilizadas nos dados locais.

Figura 2.1: Os triângulos representam a localização geográfica das estações. A cor indica qual rede a estação pertence. Entre parênteses é mostrado quantas estações da mesma rede foram utilizadas.

Os dados foram selecionados de acordo com os critérios de magnitude indicados e de distância epicentral a partir dos catálogos indicados. Os dados de forma de onda foram requisitados para os Centros de dados da USP, RSBR e mesmo do IRIS/EARTHSCOPE quando necessário.

2.1.1 Sacinspect

O tratamento de dados foi realizado no software Sacinspect pertencente a suíte de aplicativos SacTools (<https://github.com/marcelobianchi/sactools>). Ao longo do trabalho pudemos contribuir com o desenvolvimento de algumas funcionalidades, como a (i) adição das componentes R e T para o tratamento de fases S; (ii) correlação, permitindo que a marcação de uma chegada pudesse ser transmitida para as demais estações pela similaridade; (iii) marcação absoluta da chegada da onda utilizando uma adaptação do método AIC proposto por (Shang et al., 2018), onde se busca encontrar o ponto que subdivide o sismograma em duas séries temporais distintas: antes da chegada, onde havia somente ruído, e após a chegada da onda; (iv) correção MCPCC (Schimmel et al., 2003); (v) possibilidade de filtrar o catálogo utilizando o coeficiente de correlação médio do evento e de cada sismograma individualmente em relação ao traço médio (Figura 2.1.3). Também foram implementadas melhorias de tela como indicação da magnitude e indicações de correlação.

O Sacinspect carrega todas as componentes disponíveis de cada estação (Z, N, E, R e T) para cada evento, dando ao usuário a opção de escolher quantas estações são exibidas na tela. Em cada sismograma é apresentado inicialmente a marcação teórica da chegada de cada fase (Figura 2.2) e o programa permite que seja definida uma janela de busca (marcação em verde Figura 2.2), aplicada a todas as estações, X segundos antes e Y segundos após a marcação teórica (ttp em vermelho). Dentro dessa janela podemos marcar o ponto de máximo ou de mínimo para todos os sismogramas ou apenas para um, propagando a marcação para os demais usando correlação. Também se pode abrir um único registro em outra janela, editando ou fazendo a marcação da fase nos mesmos moldes do SAC. E por fim, também podemos fazer a identificação das fases na primeira “quebra da onda”.

Para facilitar a conferência da onda marcada, o Sacinspect permite que os sismogramas sejam alinhados: pela chegada teórica; marcação feita pelo usuário ou pela hora de origem. Além disso, possibilita a visualização da superposição de todos os sismogramas favorecendo a comparação do formato das ondas e a identificação de “phase skipping” (deslocamento de fases) (Figura 2.3)

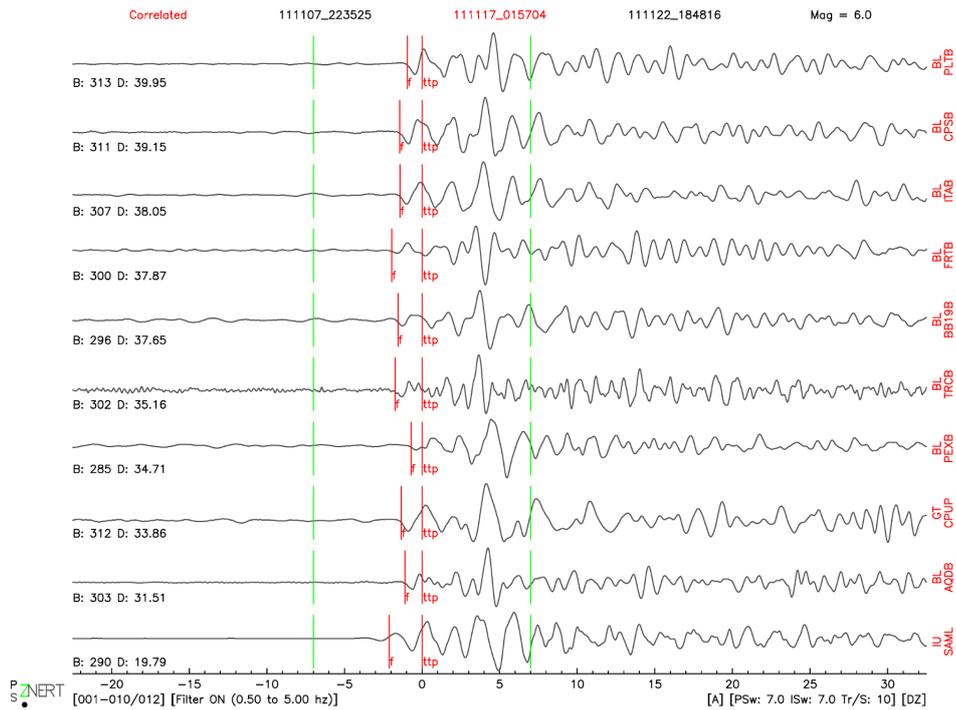


Figura 2.2: Exemplo da tela de picagem do sacinspect. Cada traço sísmico representa um sismograma registrado por uma estação cujo nome e rede é identificado a direita em vermelho. O marcador "ttp" indica o tempo teórico e "f" a marcação feita pelo usuário. Os traços verdes limitam a zona de busca da picagem ao se usar correlação ou marcação de máximo ou mínimo. No canto esquerdo é indicado o back-azimute (B) e a distância epicentral (D). No topo da tela é indicado se os traços foram marcados por correlação; a data do evento e sua magnitude. Na parte inferior é indicado a fase exibida (P ou S), a componente (Z, N, E, R e T), o filtro de frequência e o intervalo em segundos da marcação dos traços limitantes em verde.

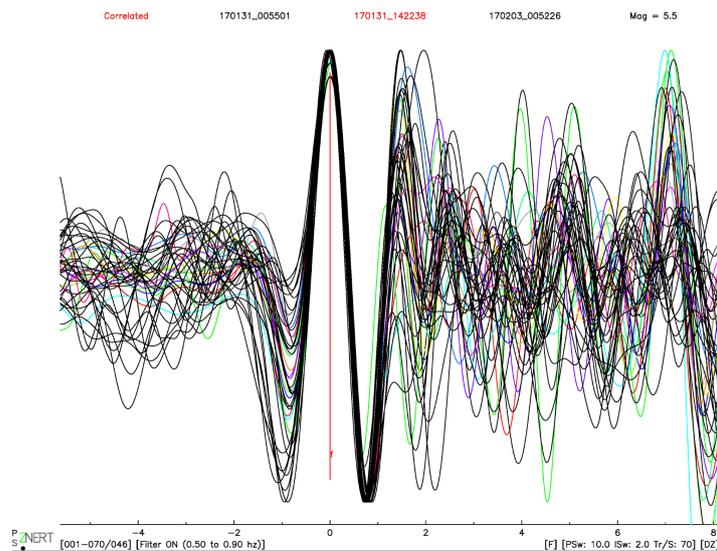


Figura 2.3: Sobreposição de todos os sismogramas. Favorecendo a avaliação de marcações equivocadas.

2.1.1.1 Eventos telessísmicos

Onda P

Dos 1 343 eventos selecionados 799 foram utilizados no catálogo, totalizando 21 259 leituras. Como indicado na Figura 2.4 foi possível obter uma cobertura azimutal consistente com um mínimo gap azimutal. A seleção, filtragem e marcação das fases foi feita no Sainspect de forma semiautomática (como discutido), sendo aplicado um filtro de frequência entre 0,5 e 0,9 Hz constante para todos os eventos.

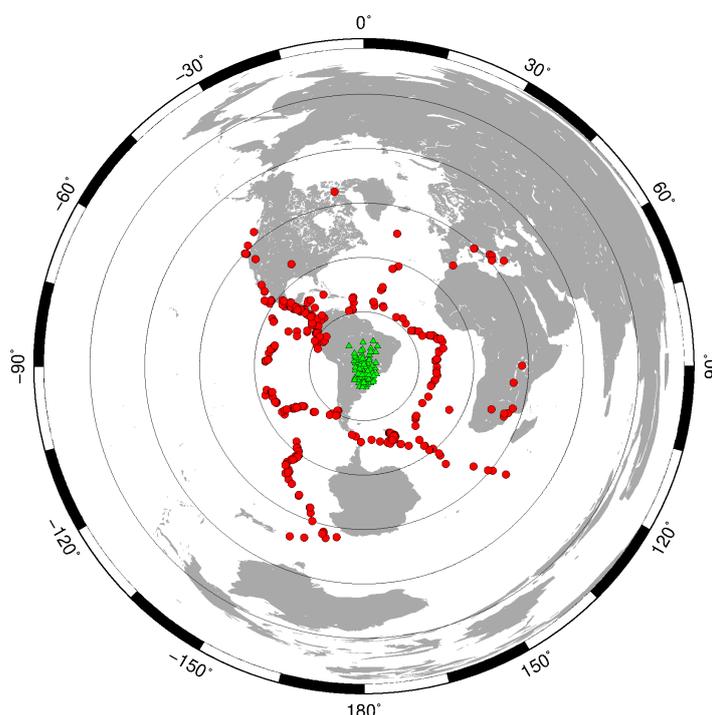


Figura 2.4: Distribuição azimutal dos eventos utilizados na onda P. Triângulos verdes representam as 72 estações (Figura 2.1a), os círculos vermelhos marcam os 1 343 eventos. As linhas concêntricas são marcadas a cada 30°.

A Figura 2.5 apresenta o número de eventos utilizados por estação. Podemos observar que as estações na Argentina, Bolívia, Paraguai (exceto CPUP), Uruguai e Sul do Brasil possuem uma menor quantidade de dados pois têm um menor tempo de registro (operação), uma vez que fazem parte da rede temporária (XC) instalada ao longo do projeto. Além dessas, chamam atenção pela menor quantidade de dados, as estações na costa leste: TER01, MAJ01, TIJ01, PET01 e as estações CNRN, CSFA CCRS, mas nesses casos o fator principal foi o excesso de ruído em alguns registros que dificultava a correta identificação das chegadas (Figura 2.6) somada a problemas na marcação teórica, provavelmente indicando que há problemas na estação (relógio, coordenadas, Figura 2.7).

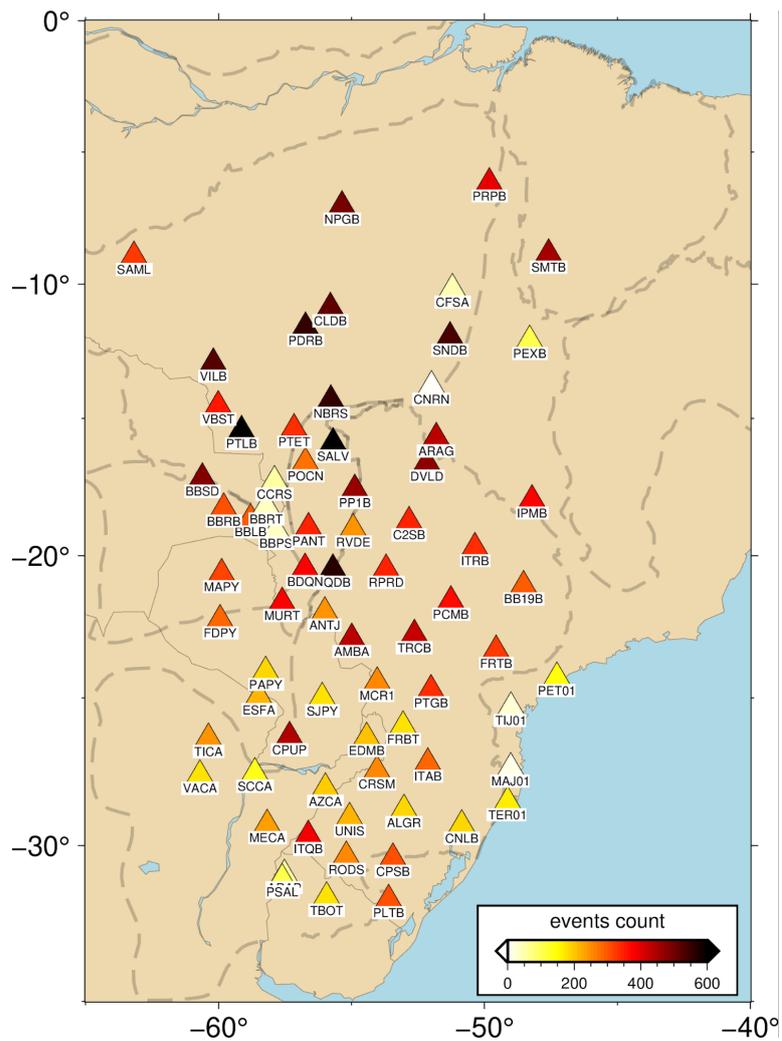


Figura 2.5: Representação por escala de cor do número de eventos registrado (que foram utilizados) em cada estação.

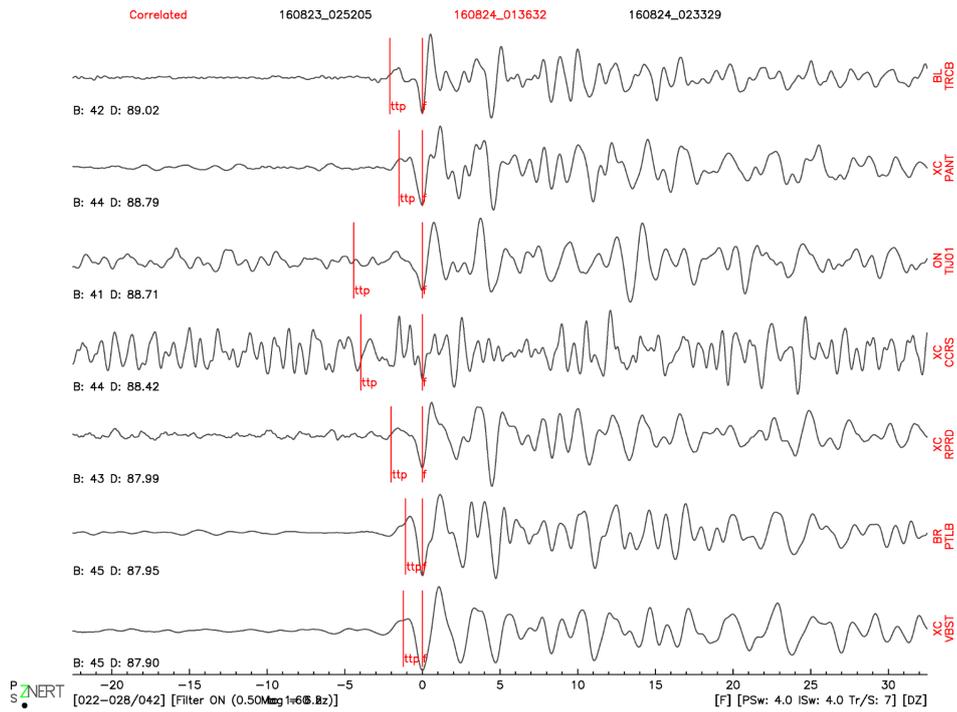


Figura 2.6: Exemplo de registro ruidoso observado na estação CCRS.

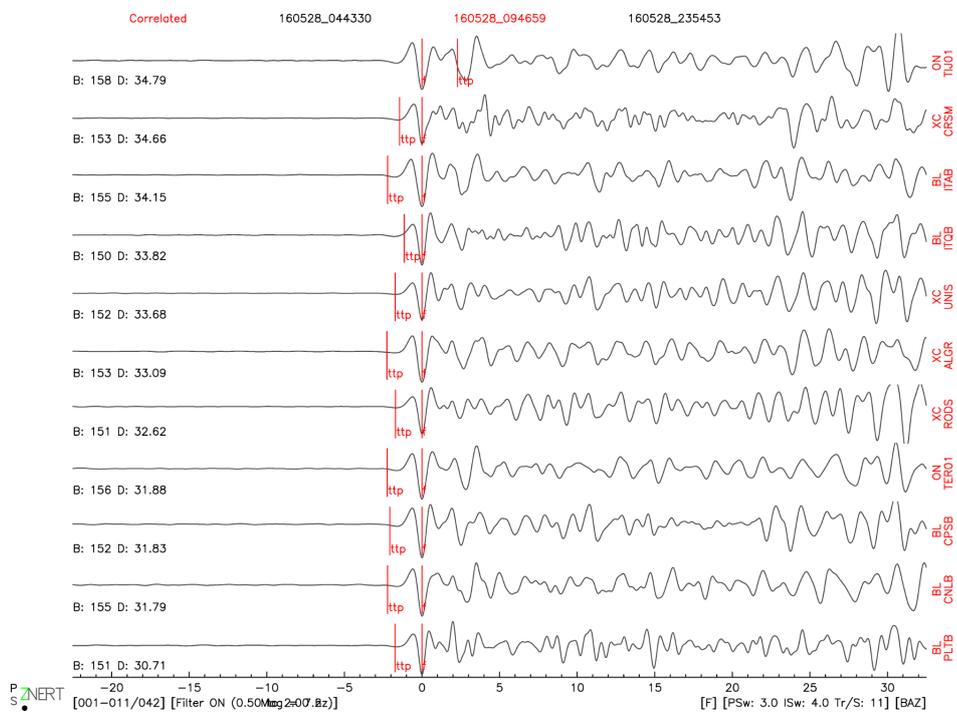


Figura 2.7: Exemplo de estação com problema de relógio. O tempo teórico calculado para a estação TIJ01 está claramente defasado em relação a chegada da real da onda.

2.1.2 Eventos regionais

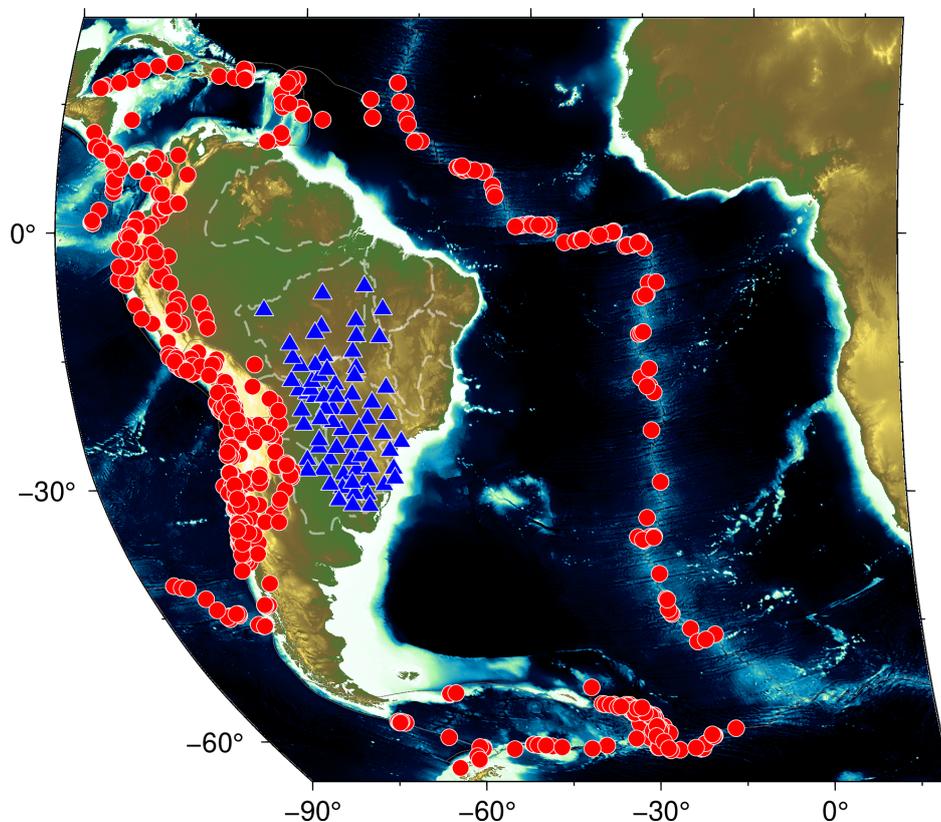


Figura 2.8: Representação dos eventos regionais utilizados (círculos vermelhos). Em azul são apresentadas as 72 estações Figura 2.1a utilizadas.

Para o catálogo regional, selecionamos terremotos ocorridos durante 10 anos para eventos entre 0 e 35° de distância, totalizando 740 eventos dos quais 505 foram selecionados (Figura 2.8) somando 13 160 leituras da fase P. Optamos por escolher um maior período de registro, comparado aos telessismos, a fim de obtermos quantidade suficiente de dados para se fazer uma inversão independente do catálogo. Observa-se também que o aproveitamento da quantidade de terremotos utilizados se aproximou de 70% dos eventos selecionados, sendo significativamente superior aos demais catálogos.

A Figura 2.9 apresenta a quantidade de eventos utilizados em cada estação, deixando mais evidente o tamanho da janela de registro das redes permanentes frente às de rede temporária. E na (Figura 2.8 podemos observar que grande parte dos eventos utilizados são da região andina, da cordilheira Meso Atlântica, e de diversos eventos profundos ocorridos na placa de Nazca.

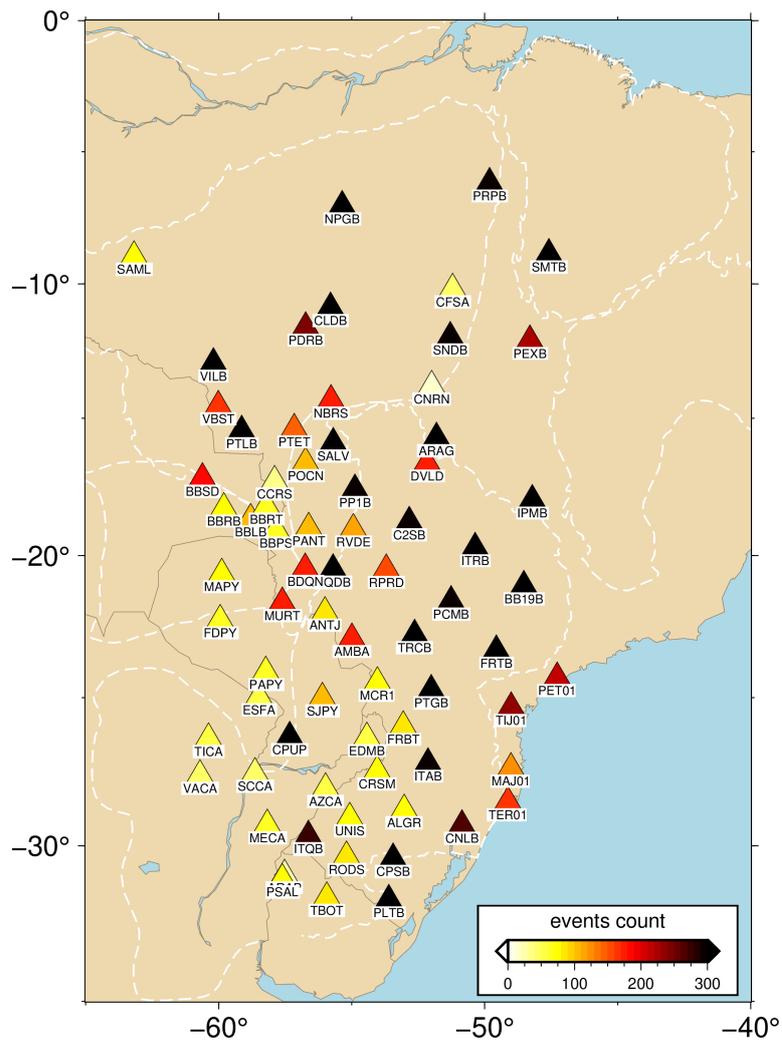


Figura 2.9: Representação por escala de cor do número de eventos registrado (que foram utilizados) em cada estação para os dados regionais com a onda P.

2.1.3 Eventos locais

Foram selecionados 460 eventos ocorridos entre 22/12/2012 e 28/01/2024 do catálogo do Centro de Sismologia da USP com magnitudes maiores do que 3 mR, e profundidades entre 0.0 (superfície) e 660 km, que foram detectados e publicados manualmente pelos analistas do Centro de Sismologia (Figura 17). Este catálogo tem contribuição de eventos profundos, ocorridos dentro da placa de Nazca em subducção na região do Acre, somados a eventos na plataforma estável Sul-Americana.

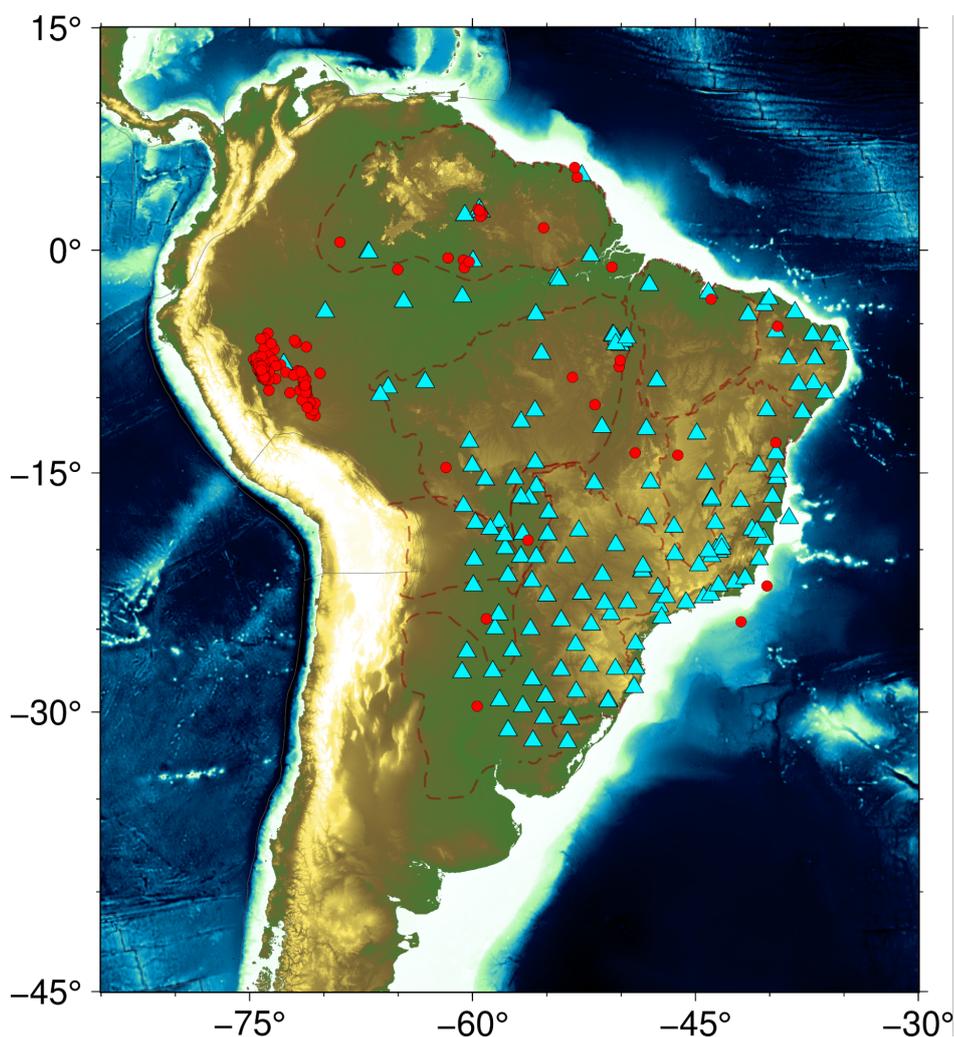


Figura 2.10: Representação dos eventos locais utilizados (círculos vermelhos). Em azul são apresentadas as 163 estações Figura 2.1b utilizadas.

A partir do catálogo original, manualmente revisado pelos analistas do Centro de Sismologia, foi gerado uma variante dele, onde os picks de ondas P apenas foram revisados utilizando o algoritmo AIC (Shang et al., 2018) em uma janela de -5/25 s (em relação a onda P) e leituras com baixo sinal ruído (<2) foram removidas. A revisão das picagens utilizando

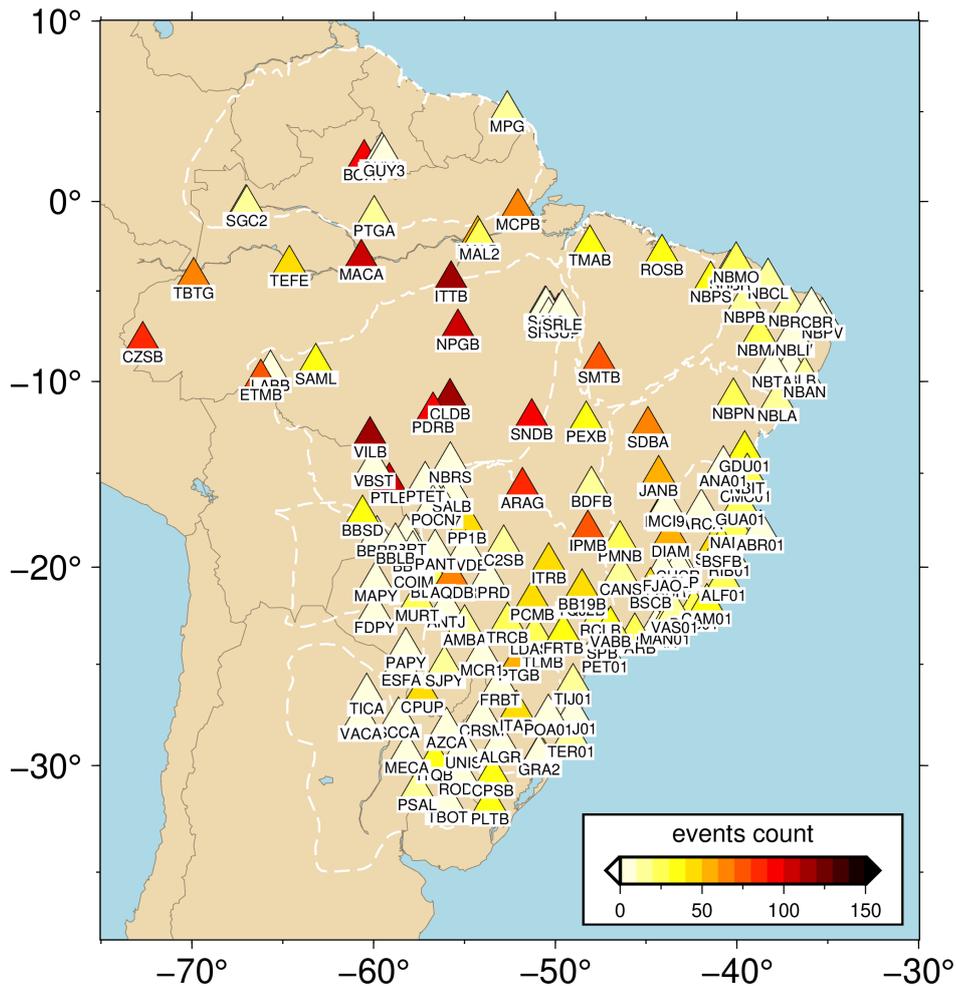


Figura 2.11: Representação por escala de cor do número de eventos registrado (que foram utilizados) em cada estação para os dados locais com a onda P.

o AIC considerou um filtro de frequências entre 5-12 Hz. Para consolidar este catálogo final, eventos com menos de 5 leituras foram descartados.

2.2 Seleção dos dados por correlação

A fim de remover eventuais traços ruins, seja por possuírem forma de onda distinta ou por marcação inadequada da chegada, escrevemos uma rotina em Python para calcular a similaridade dos sismogramas de um mesmo evento. O código calcula a correlação entre todos os traços e a correlação com o sismograma dado pela média e pela mediana dos traços.

O traço médio, $\text{stacked}(A)$ é gerado pela média das amplitudes ponto a ponto de todos os sismogramas do evento, e o traço mediano ($\text{stacked}(M)$), por sua vez, gerado pela mediana. Como podemos ver na Figura 2.12, o traço médio não é muito afetado em trechos onde

160627_205034

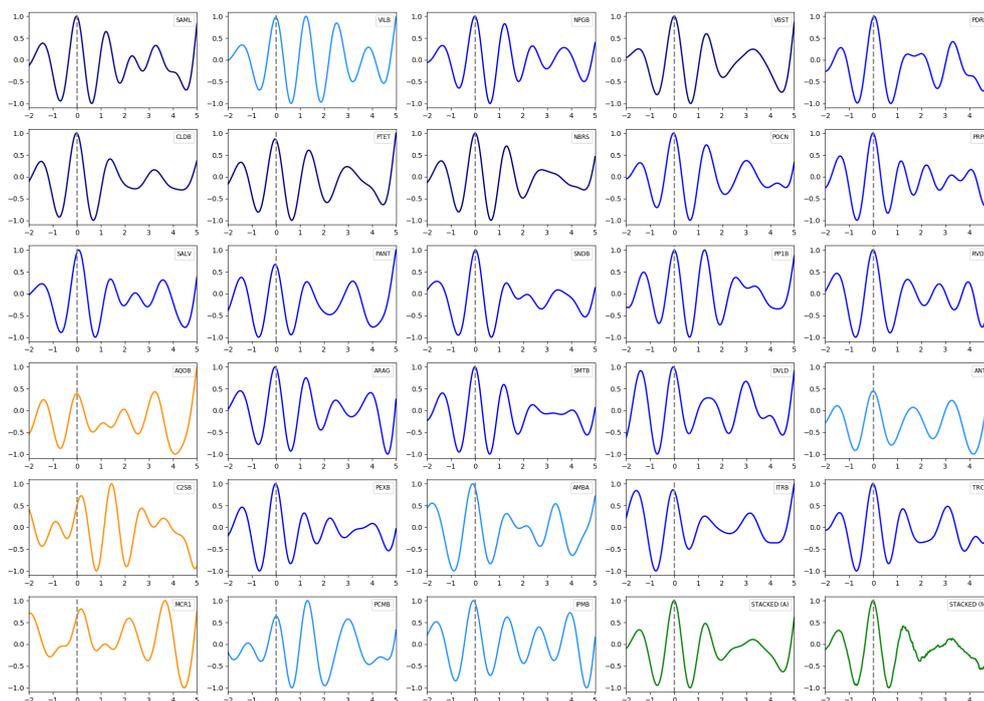


Figura 2.12: Resultado da correlação de cada traço para um evento com 28 leituras. As cores representam o grau de correlação. Os dois últimos representam o traço médio e mediano respectivamente.

os sismogramas divergem, apresentando um comportamento mais suavizado. A mediana, por outro lado, é mais ruidosa, registrando melhor a divergência ocorrida.

Para calcular a correlação selecionamos uma janela ao redor da marcação da fase (P entre -2 a 5s; S entre -10 e 15s), e com o resultado das correlações montamos uma matriz com os coeficientes de similaridade calculados (0 e 1) entre todos os sismogramas entre si e com o traço médio e mediano.

Na Figura 2.13 podemos ver a matriz de correlação gerada com os traços apresentados na Figura 2.12, sendo que na posição (0,0) da matriz é apresentado a autocorrelação do sismograma do primeiro traço (estação SAML), na posição (0,1) a correlação entre o primeiro e o segundo sismograma (estação SAML com VILB), e nas duas últimas colunas é apresentado a correlação entre o primeiro evento com o traço médio e mediano, respectivamente. Observe que o coeficiente de correlação é o mesmo entre os traços A e B e B e A, permitindo que se calcule, e se exiba, somente a diagonal superior.

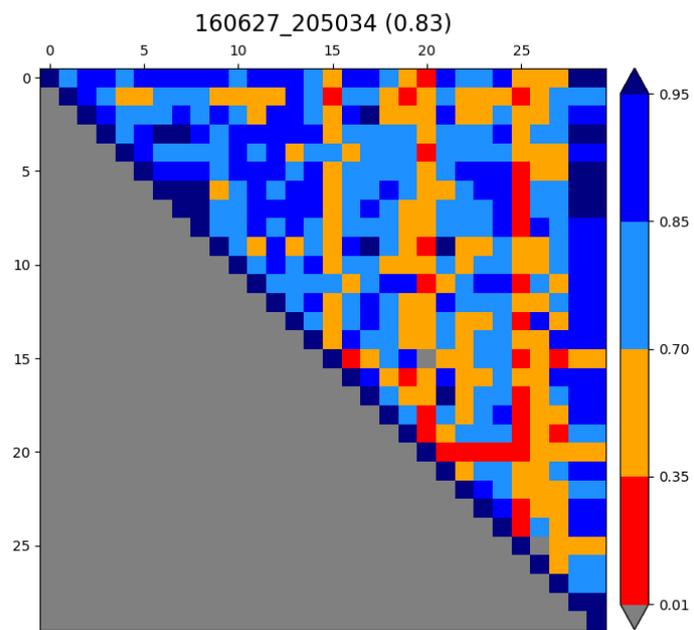


Figura 2.13: Representação da matriz de correlação. Cores frias indicam bom grau de correlação enquanto que as quentes são correlações ruins.

Capítulo 3

Métodos

Terremotos liberam energia na forma de ondas sísmicas que viajam por todo planeta Terra, dependendo da magnitude, podendo ser registrados por estações sismográficas que medem o movimento do solo. O percurso dessas ondas da fonte (tremor) até as estações (receptor) depende da velocidade do meio, sendo afetado por diversos fatores como a composição mineralógica, orientação do mineral, grau de compactação, porcentagem de fluídos e temperatura, por exemplo.

Como esses fatores perturbam a velocidade e como consequência o caminho e o tempo de percurso da frente de onda, diversas técnicas podem ser aplicadas para comparar e modelar as diferenças entre os valores calculados e observados de tempo de percurso, permitindo então ajustar a velocidade da onda em cada trecho do percurso. Uma delas é a tomografia sísmica que imageia o interior da Terra em três dimensões, buscando por um modelo de velocidade para a área de estudo que melhor explique o registro dos terremotos em cada estação, dado o caminho percorrido pela onda entre cada par evento-estação. Neste trabalho iremos aplicar a tomografia de tempo de percurso que leva em conta o tempo de propagação fazendo a aproximação da frente de onda para um raio com frequência infinita.

Na inversão utilizamos um código baseado no LOTOS (Koulakov, 2009) adaptado para a inversão conjunta de eventos telessismos e locais por Jakovlev et al. (2013), já utilizado em trabalhos anteriores (e.g. Bianchi et al., 2013; Kufner et al., 2016). O fluxograma de processamento (Figura 3.1) parte da otimização do modelo de velocidade 1D de entrada e realocização dos eventos nesse modelo (opcional), o traçamento de raio no volume 3D utiliza um algoritmo de *ray bending* iterativo encontrando o menor tempo de percurso entre

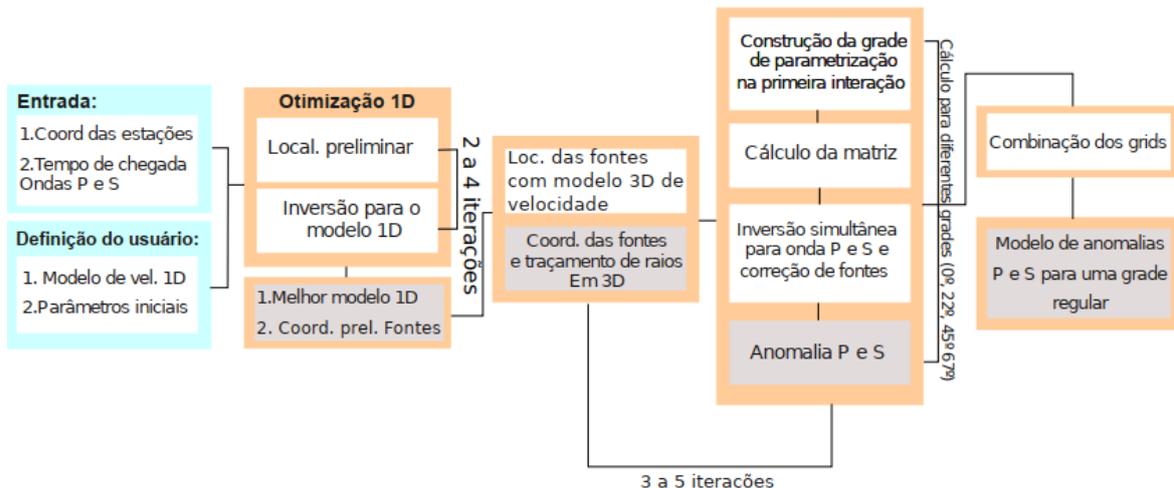


Figura 3.1: Fluxograma de processamento do código utilizado http://www.ivan-art.com/science/LOTOS/12/lotos_12_12_2012.pdf. Como entrada o usuário fornece as coordenadas das estações utilizadas, o tempo de chegada de cada leitura P e/ou S, um modelo de velocidade 1D e parâmetros relacionados a área de inversão, parametrização, inversão e visualização. No primeiro passo é realizada a otimização do modelo de velocidade 1D, passando para o traçamento de raios, realocação, parametrização da grade, cálculo da matriz e inversão para quatro orientações de grade distintas. Por fim, as quatro grades são combinações e todo processo se repete pelo número de vezes definido pelo usuário. Retirado de Dragone (2016).

cada par evento-estação, na sequência é feita a parametrização da grade por nós de acordo com a densidade dos raios, construída a matriz de sensibilidade, dada pela variação do resíduo em relação a variação de velocidade, adicionado parâmetros para correção de fonte, estação, suavização e regularização e finalmente realizada a inversão utilizando um método LSQR iterativo (Paige & Saunders, 1982; Van der Sluis & Van der Vorst, 1987).

3.1 Otimização do modelo 1D e realocação

O primeiro passo do processamento é a otimização do modelo de velocidade 1D, onde são selecionados do catálogo os eventos com maior número de registros por intervalo de velocidade, computada a tabela de referência para todas as combinações de profundidade da fonte e distâncias epicentrais considerando as estações em $Z = 0$, traçando o raio da fonte até a estação utilizando a formulação analítica proposta em Nolet (1981). Essa etapa que é opcional não foi realizada em nosso estudo, fizemos apenas a otimização das fontes.

Na etapa seguinte, nos dados locais, é realizada a realocação dos eventos utilizando o tempo de percurso tabelado, corrigindo a altitude das estações, utilizando-se uma função objetivo que calcula a probabilidade da fonte estar em determinada posição (Koulakov et al.,

2006) usando uma busca por grade. Esse método testa diferentes posições para a fonte buscando sempre minimizar o resíduo, ou seja, para cada posição testada é calculado o resíduo em segundos entre todos os pares evento estação em relação ao modelo de velocidade, em seguida é encontrado o resíduo médio para aquela posição (Equação 3.2). Sendo assim, a melhor posição da fonte será aquela com o menor RMS.

Adicionalmente alguns pesos são utilizados, variando entre zero e um, para quantificar quais raios irão contribuir mais ou menos para a solução (Equação 3.2), levando em conta:

- D: Distância do evento à estação, sendo igual a 1 se for menor que a distância limite, e dado por $d_{lim}/dist$ caso seja maior que o limite (d_{lim});
- A: Análise do resíduo, se este (r_i) é maior que o limite pré estabelecido, A recebe zero, caso contrário será dado por:

$$A_i = \left| \frac{|r_i| - r_{max}}{r_{max}} \right| \quad (3.1)$$

Sendo assim o RMS final é dado pela somatória do resíduo de todos os raios ponderado por fatores que refletem a qualidade de cada raio individualmente, sendo escrito como:

$$RMS = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (t_r - t_c) A_i D_i}{\sum_{i=1}^{n-1} A_i D_i} \quad (3.2)$$

Para otimizar o uso de recursos computacionais a busca começa com uma grade mais esparsa, fazendo uma localização grosseira, e apertando essa malha de acordo com as especificações definidas pelo usuário (Koulakov & Sobolev, 2006). A busca se inicia com um chute inicial para as coordenadas do hipocentro (coordenadas do catálogo), a Figura 3.2-a) ilustra uma malha quadrada de 5 x 5 células centrada no hipocentro, sendo que cada célula possui 50 km de largura (definido pelo usuário), o primeiro passo é testar todas as posições de A1 até E5 e calcular qual delas resulta no menor RMS. Ao encontrar essa célula $A_i E_j$ a malha é centrada nesse ponto (Figura 3.2-c) e o processo se repete buscando o menor RMS para as posições entre A1 e E5, por fim quando o menor RMS é o ponto central da malha (Figura 3.2-d) significa que foi encontrado a melhor solução de acordo com tamanho das células utilizadas. O próximo passo é diminuir essa malha (Figura 3.2-e) e repetir o processo até encontrar a melhor solução de acordo com os parâmetros iniciais.

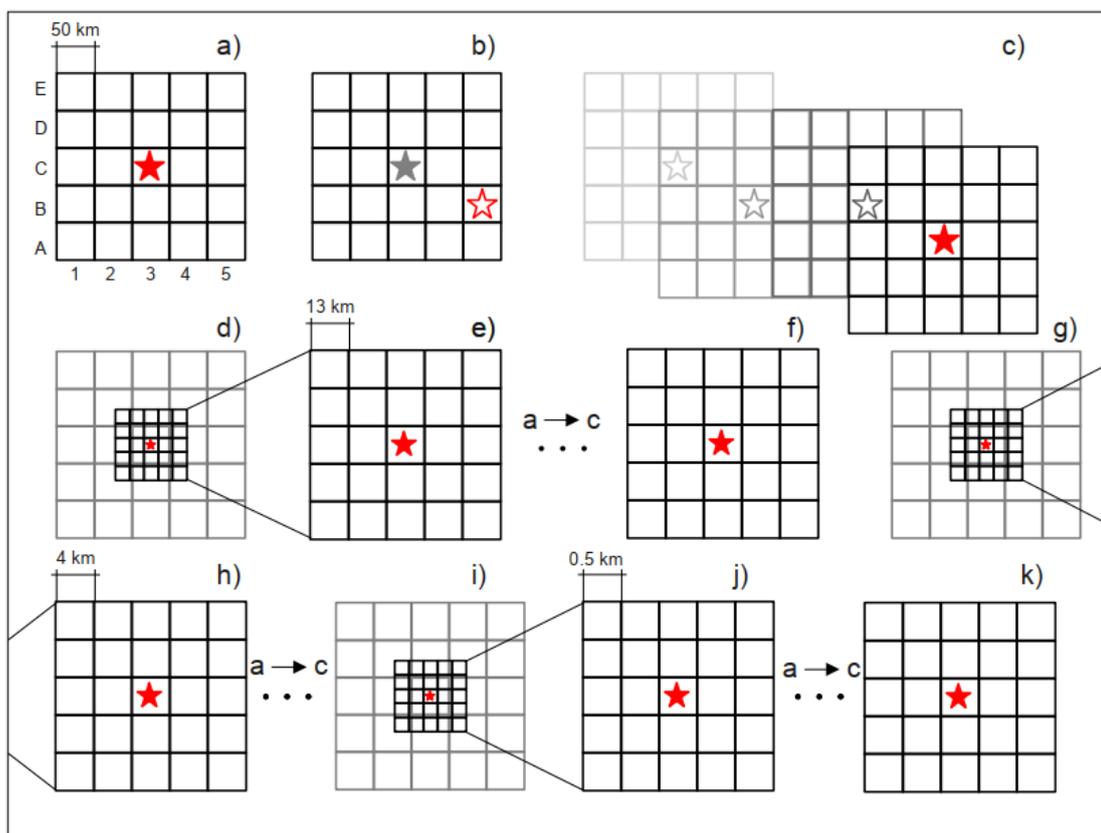


Figura 3.2: Exemplificação do funcionamento do algoritmo de busca por grade. No passo a) uma matriz 5x5 com células de 50 km é centrada no epicentro (no caso real é utilizada uma matriz em três dimensões centrada no hipocentro) para cada posição da matriz é calculado o RMS (Equação 3.22) entre o tempo de percurso calculado e observado desse evento e a posição com menor RMS é selecionada. No passo b) a matriz é centrada na célula selecionada no passo anterior e o processo se repete como ilustrado em c) até que a célula central C3 seja a de menor RMS. No passo d) a matriz é afinada e o processo de a) a c) repetido em i) a matriz é afinada mais uma vez até se encontrar a posição final em k). A largura das células e o número de passos podem ser definidos pelo usuário. Figura retirada de Dragone (2016).

Concluída a realocização é montada a matriz da primeira derivada ao longo dos raios, onde cada elemento A_{ij} é igual à variação do tempo ao longo do j -ésimo raio causado por uma variação unitária na velocidade no i -ésimo nível de velocidade. Os níveis de velocidade são definidos uniformemente e dentro de cada nível a distribuição de velocidade é aproximadamente linear. Juntamente com os parâmetros de velocidade a matriz contém elementos para a correção da fonte (dx , dy , dz , dt), a suavização é controlada pela adição de uma matriz de suavização, onde cada linha é composta por dois valores iguais não nulos e de sinal oposto e a regularização é dada pela adição de uma matriz diagonal com um elemento diferente de zero em cada linha. A inversão da matriz é realizada utilizando-se o método de mínimos quadrados (LSQR) que retorna os valores de perturbação de velocidade em cada nó

de parametrização dentro do modelo. .

3.2 Algoritmo de flexão dos raios

Uma das características principais desse código é traçamento de raio baseado no princípio de Fermat de minimização do tempo de percurso. Tendo como exemplo o modelo de velocidade 2D apresentado Figura 3.3 onde os quadrados azuis representam anomalias de alta velocidade e os vermelhos de baixa velocidade, a estrela verde a posição da fonte e o triângulo verde da estação. O algoritmo traça inicialmente uma linha reta entre a fonte A e a estação B e flexiona o ponto central (1) até se encontrar o menor tempo de percurso, que passa a ser fixo e é chamado de C. Definido tal ponto, no passo 2 o raio é flexionado novamente nos pontos médios dos segmentos AC e CB (1 e 2) até se encontrar o menor tempo e serem nomeados de D e E respectivamente. No passo 3 o segmento do raio entre AD e DA não é flexionado por já se tratar do menor tempo, entre os segmentos CE e EB são definidos novas flexões fixando os pontos F e G, e finalmente no passo 4 os segmentos FE e EG são flexionados chegando no percurso final. No caso real essa busca é realizada no modelo 3D e o usuário controla os limites mínimos e máximos de flexão bem como a distância mínima entre as subdivisões do raio.

3.3 Parametrização e inversão do modelo 3D

A parametrização segue o princípio adotado por Koulakov (2009), onde as anomalias de velocidade no modelo 3D são computadas em nós distribuídos no volume e a velocidade entre os nós é calculada por interpolação linear subdividindo em tetraedros. A distribuição de nós é feita de acordo com a densidade de raios e a fim de evitar eventuais artefatos pela adoção de uma orientação constante a inversão é realizada para grades com diferentes orientações na construção dos nós e tomada a média entre elas. O espaçamento entre os nós deve ser escolhido de forma a ser significativamente menor do que as anomalias estudadas, a resolução da inversão não é diretamente dependente desse espaçamento, sendo controlada majoritariamente pelos parâmetros de suavização e regularização.

Na sequência é calculada a matriz de primeira derivada usando o percurso dos raios computados, e o efeito de uma variação de velocidade de cada nó no tempo de percurso

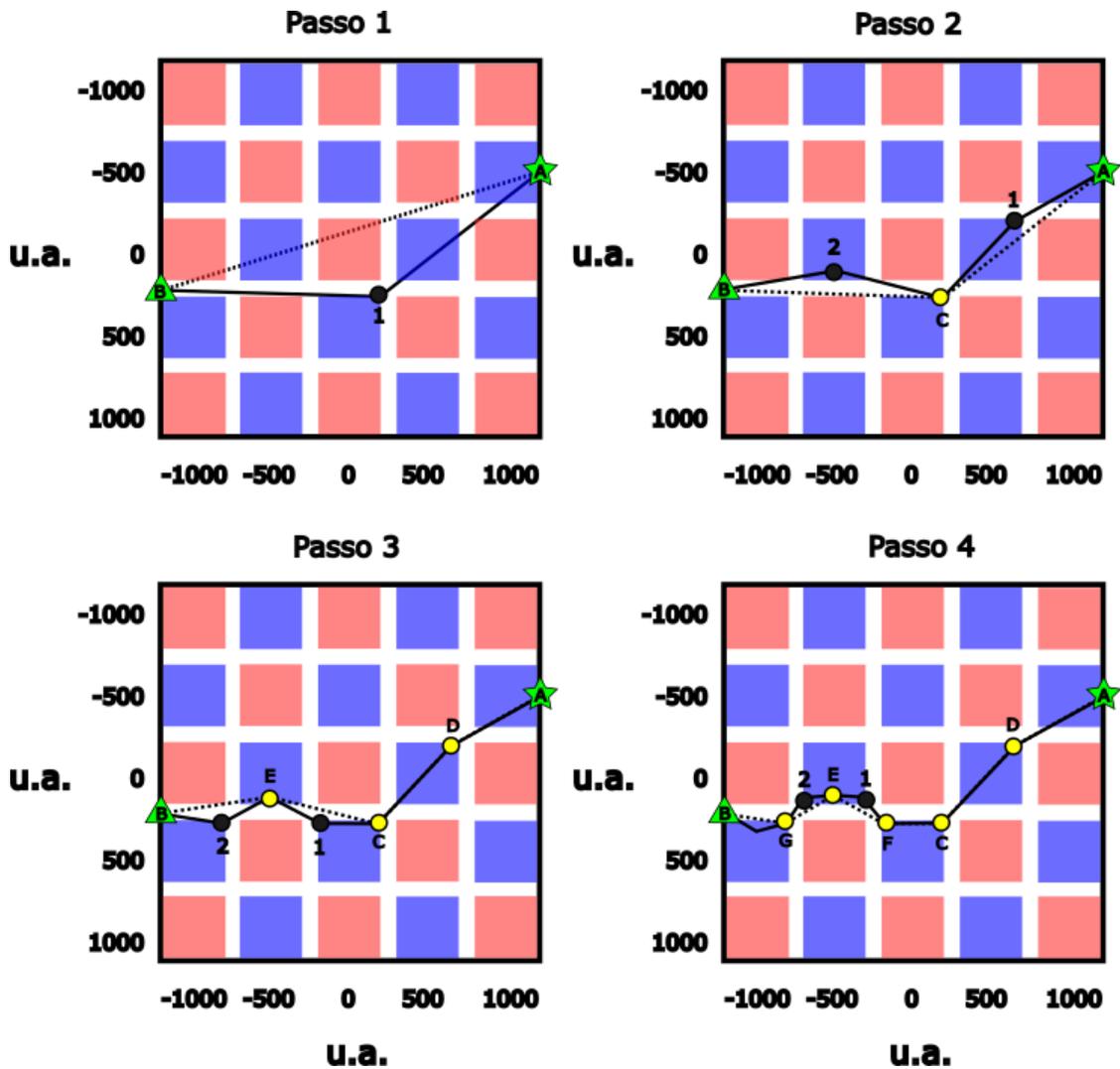


Figura 3.3: Esquemática do traçamento de raio em um modelo com unidades arbitrárias (u.a). A representa o evento e B a estação, o nó 1 é criado para flexionar o raio na busca de minimizar o tempo de percurso no passo 1. No passo 2 o nó 1 é fixado como ponto C e entre os segmentos AC e CB são criados os nós 1 e 2 e os segmentos de raio são flexionados novamente buscando minimizar o tempo e no passo 3 passam a ser os pontos D e E. O processo se repete em mais passos respeitando-se a distância mínima entre nós e a mínima e máxima flexão aplicada aos segmentos. Figura modificada de: http://www.ivan-art.com/science/LOTOS/12/lotos_12_12_2012.pdf.

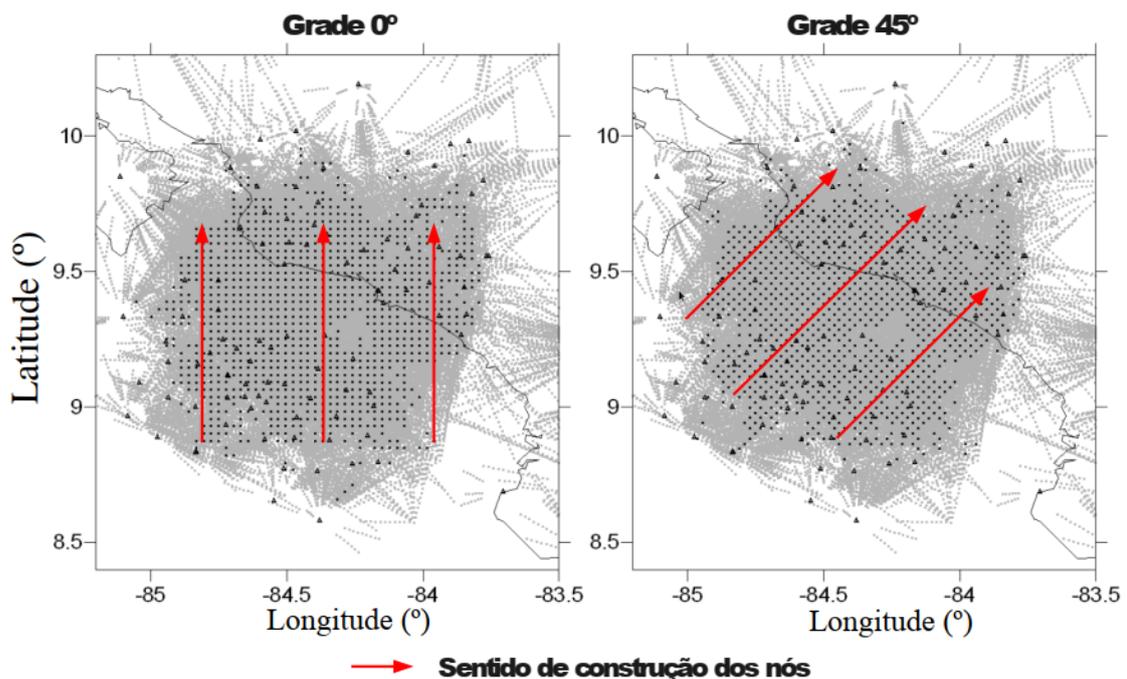


Figura 3.4: Exemplo arbitrário da construção da malha de nós. No quadro à esquerda é a construção da grade de nós tem orientação de zero graus. No quadro a direita a orientação é de 45°, dessa forma os nós são inseridos seguindo uma equação de reta com essa inclinação. Esse procedimento de mesclar grades construídas com diferentes orientações é realizado para evitar a influência da grade na inversão. Figura modificada de Koulakov (2009).

de cada raio é calculado numericamente (Koulakov et al., 2006). Além dos parâmetros de velocidade a matriz contém elementos para a correção de estação e da fonte, a amplitude e suavidade do modelo são controladas pela adição de dois blocos. O primeiro é uma matriz diagonal com um elemento não nulo em cada linha e o segundo contém dois elementos não nulos de sinais opostos correspondentes a todas as combinações de vizinhança entre os nós da grade parametrizada. Por fim a inversão da matriz esparsa é realizada utilizando um método LSQR iterativo (Paige & Saunders, 1982; Van der Sluis & Van der Vorst, 1987) para cada orientação da grade. Os passos de construção da grade, cálculo da matriz e inversão são realizados para quatro orientações de grade (0°, 22°, 45° e 67°, por exemplo), as anomalias de velocidade resultantes são combinadas em uma grade regular que é interpolada nas quatro orientações consideradas. Essa grade tem resolução definida pelo usuário, normalmente diferente da grade de cálculo. Da grade combinada são adicionadas ao modelo de velocidade inicial e utilizado como ponto de partida na próxima iteração.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Introdução

Os resultados serão apresentados como mapas horizontais e seções verticais. Ambos apresentam perturbação da velocidade da onda P relativa ao modelo de referência Ak135 Kennett & Engdahl (1991) de $\pm 3\%$. As cores quentes representam anomalias de baixa velocidade e cores frias anomalias de alta velocidade. Os triângulos pretos representam as estações, as estrelas vermelhas os eventos, e as linhas tracejadas em cinza demarcam as principais províncias geotectônicas.

Para cada base de dados realizamos a inversão de forma independente e conjunta, gerando resultados para os dados locais (L), regionais (R), telessismos (T) e com a junção dos três catálogos (A). Dessa forma podemos comparar os ganhos ou incertezas adicionadas por cada base, bem como avaliar se determinadas estruturas de velocidade são melhores imageadas em um determinado conjunto do que no outro.

No dataset local foi feita a relocalização dos eventos utilizando tempo absoluto, a grade de nós foi construída com 50 km de espaçamento em mapa e 10 km em profundidade e para a inversão consideramos a vagareza aplicando um fator 30 para a suavização e 10 para a regularização (os parâmetros de suavização e regularização são relativos, e seu valor absoluto depende dos valores da matriz de derivadas, quando usamos a inversão pela vagareza os valores da matriz deixam de ser normalizados pela velocidade na posição do nó, e assim, é necessário utilizar valores maiores para se obter o mesmo efeito desejado). No catálogo regional foi utilizado tempo absoluto e não foi feita a relocalização dos eventos, a

grade de nós foi construída com 50 km de espaçamento em mapa e 30 km em profundidade, também consideramos a vagareza na inversão aplicando um fator 30 na suavização e zero na regularização. Para o catálogo telessísmico foram utilizados resíduos relativos, os eventos não foram relocados e a malha de nós foi construída com as mesmas dimensões do catálogo regional, a inversão foi feita com a vagareza utilizando-se 30 como fator de suavização e zero para a regularização. A inversão combinada permite que seja passado dois tipos de catálogos: locais e telessismos. Para poder entrar com os três datasets foi juntado os dados regionais e telessísmicos, que possuem as mesmas estações, tratando-os com resíduo relativo. A relocação foi realizada apenas com os dados locais. Para a construção da grade de nós foi utilizado 50 km de espalhamento em mapa e 10 km em profundidade. Foi feita a inversão da vagareza aplicando-se um fator de suavização de 50 e zero de regularização.

Entre as figuras 4.1 e 4.5 são apresentadas a comparação dos mapas horizontais para as profundidades de 50, 100, 200, 600 e 1 000 km obtidos com as quatro combinações de dados supracitados. Em cada figura no topo resultados locais (à esquerda) e regionais (à direita), e na base telessismos (à esquerda) e a combinação entre eles à direita.

Entre as figuras 4.6 e 4.9 são apresentados a mesma comparação de resultados em seções verticais, sendo os perfis entre as figuras 4.6 e 4.8 perpendiculares a placa de Nazca, seguindo o modelo Slab 2.0, e os perfis presentes nas figuras 4.9-4.10 são apresentados na direção SN.

4.2 Onda P

4.2.1 Mapas horizontais

Nos primeiros 100 km (figuras 4.1-4.2) podemos observar nos quatro modelos as principais anomalias de alta velocidade relacionadas aos crátons: São Francisco, das Guianas e Brasil Central; dos blocos cratônicos do Parnaíba, Rio de Plata e os núcleos cratônicos do Rio Apa e Rio Tebicuarí (mais delimitados nos modelos regionais e telessísmicos). Além disso, também observamos uma anomalia de alta velocidade geograficamente correspondente com o cráton Luíz Alvez.

Também são observadas anomalias de baixa velocidade referente as províncias ígneas de Iporá, Poxoréu e Central, Arco de Ponta Grossa e a baixa velocidade ao sul da bacia

do Pantanal. Os resultados referentes aos dados locais mostraram a menor resolução na identificação e delimitação dessas anomalias. No manto superior a anomalia mais marcante é a subducção da placa Nazca, melhor definida nos resultados regionais e telessísmicos, onde pode-se ver boa correlação da posição dos eventos com a anomalia de alta velocidade referente a placa.

Os dados locais apresentaram resolução inferior aos demais modelos, tendo dificuldade em delimitar as anomalias de velocidade e apresentando diversas regiões com o caminho do raio evidente. Indicando que a quantidade de cruzamento de raios nesse modelo foi insuficiente em certos trechos do modelo.

Os modelos regionais e telessísmicos se mostraram capazes de mapear anomalias litosféricas e mantélicas, com destaque ao regional que amplia a área de resolução devido ao uso dos eventos andinos e Mesoatlânticos. Como não foram utilizadas estações na costa leste e na região Norte/Nordeste do Brasil ambos modelos não apresentam boa resolução nessa região.

O modelo combinado preservou características dos outros três trazendo maior definição lateral das anomalias, maior área de solução, além de robustez nos resultados por ter aumentado consideravelmente o cruzamento de raios (como discutido no Capítulo 5). Mostrou-se capaz de remover artefatos criados nas soluções individuais, como a intercalação de anomalias opostas do escudo das Guianas obtida nos dados locais e atuou na atenuação de anomalias claramente fora de escala em ambos modelos. Mostrando assim que a soma dos três catálogos trouxe ganhos na resolução e capacidade de delimitação das anomalias de velocidade dentro do modelo.

Nos primeiros 100 km (Figura 4.1 e Figura 4.2) podemos observar que o modelo com dados telessísmicos tende a gerar anomalias circulares nas proximidades da estação, enquanto que o local e regional apresenta linhas de anomalia de mesma velocidade. Ambas situações são geradas pelo baixo cruzamento dos raios que leva ao alongamento das anomalias na direção de propagação da onda. Como nos telessismos os raios chegam sub-verticais e as anomalias aparecem arredondadas ao se olhar em mapa, já no caso dos locais e regionais as ondas chegam mais subhorizontais gerando esse efeito de estiramento no mapa horizontal. Em profundidades maiores esse efeito desaparece na região interna ao arranjo de estações uma vez que a cobertura e o cruzamento de raios trazem maior resolução aos dados evitando o estiramento observado. Entretanto na área externa as estações ainda pode

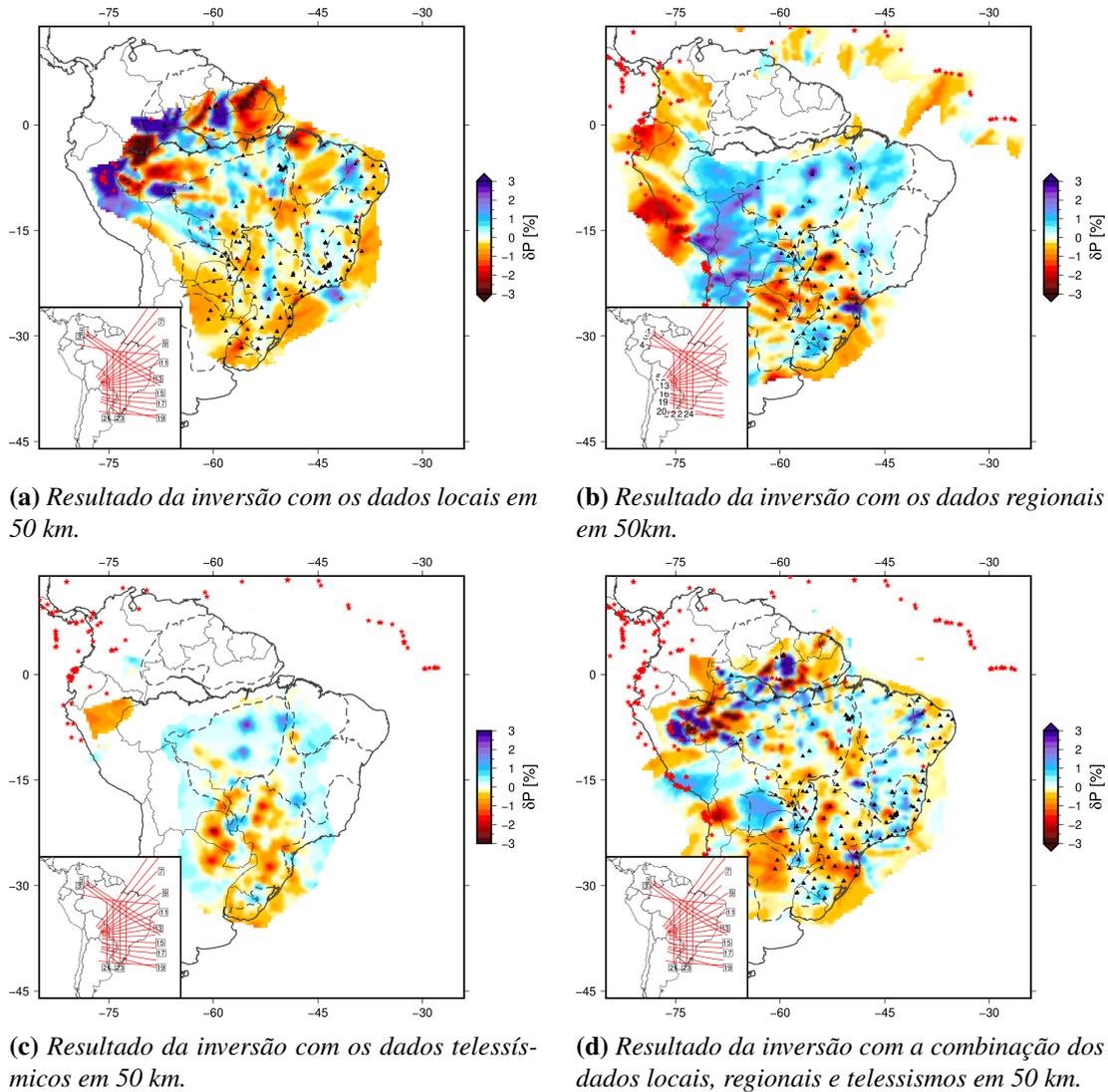


Figura 4.1: Comparação do resultado em 50 km entre as inversões com dados locais, regionais, telessismos e com a combinação das três bases. No canto inferior esquerdo são apresentados os perfis verticais onde apenas os ímpares estão numerados. Os perfis de 1 a 20 são perpendiculares a placa de Nazca seguindo o contorno do Slab2.0 (Hayes et al., 2018), a construção desses perfis é a partir da placa em direção ao continente. Já os perfis de 21 a 24 são apresentados de sul para norte.

se observar estiramento, pois a falta de cruzamento dos raios faz com o que o resíduo de tempo seja distribuído ao longo do raio como podemos observar na Figura 4.4.

Em 200 km (Figura 4.3) de profundidade a placa de Nazca começa a se destacar na inversão, mas ainda se pode observar as anomalias referentes aos bloco cratônicos e algumas anomalias de baixa velocidade, vistas mais rasas.

Em 600 km (Figura 4.4) a placa de Nazca passa a ser a anomalia preponderante em todos os modelos e se pode observar também que a inversão somente com dados locais (Figura 4.4a) já se mostra sem resolução vertical sofrendo com o estiramento das anomalias.

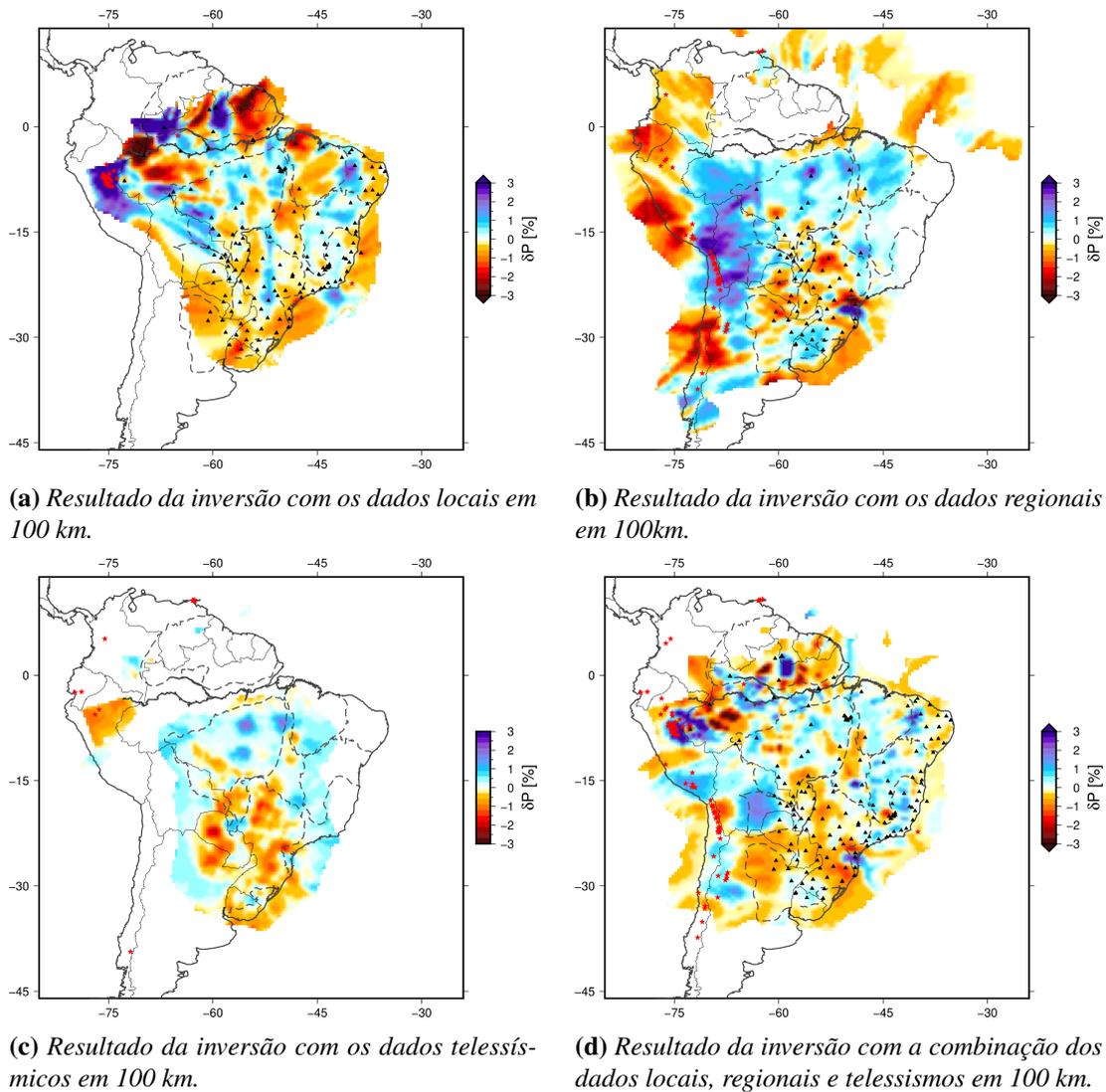
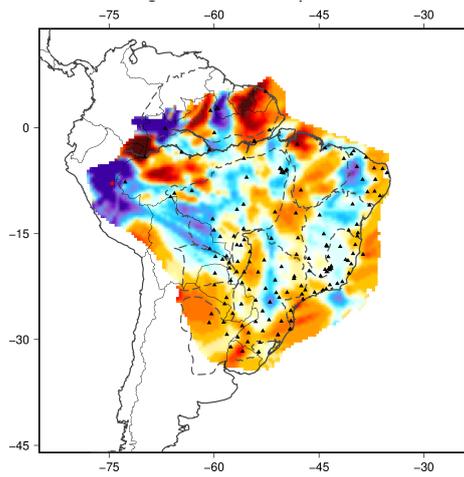
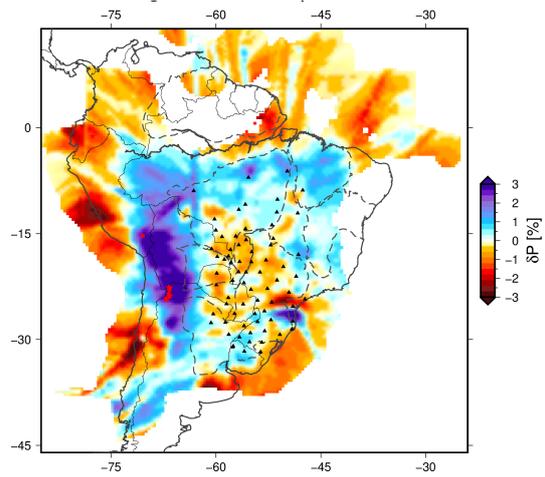


Figura 4.2: Comparação do resultado em 100 km entre as inversões com dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.

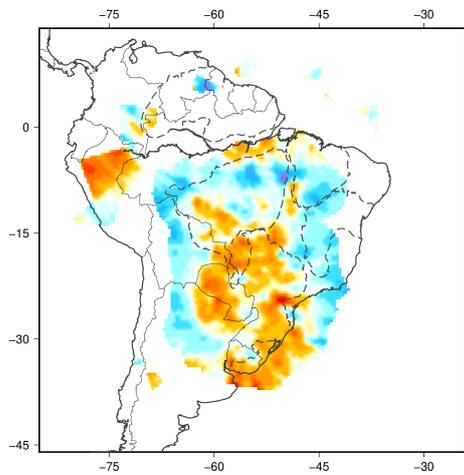
Em 1 000 km (Figura 4.5) apenas a placa de Nazca pode ser identificada nos resultados. E pode-se observar que os resultados dos catálogo telessísmico (Figura 4.5c) são mais definidos do que os regionais (Figura 4.5b), onde já se observa estiramento das anomalias na direção de propagação dos raios.



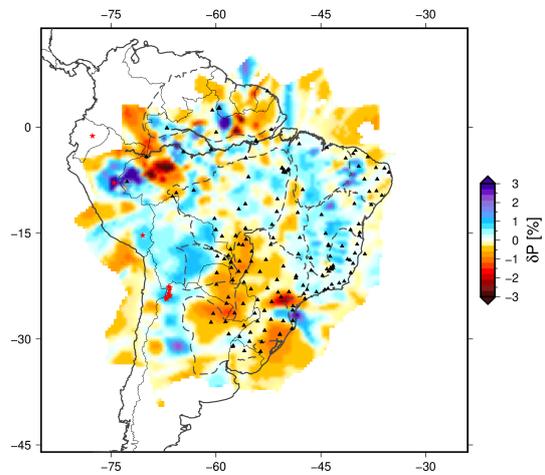
(a) Resultado da inversão com os dados locais em 200 km.



(b) Resultado da inversão com os dados regionais em 200 km.



(c) Resultado da inversão com os dados telessismicos em 200 km.



(d) Resultado da inversão com a combinação dos dados locais, regionais e telessismicos em 200 km.

Figura 4.3: Comparação do resultado em 200 km entre as inversões com dados locais, regionais, telessismicos e com a combinação das três bases.

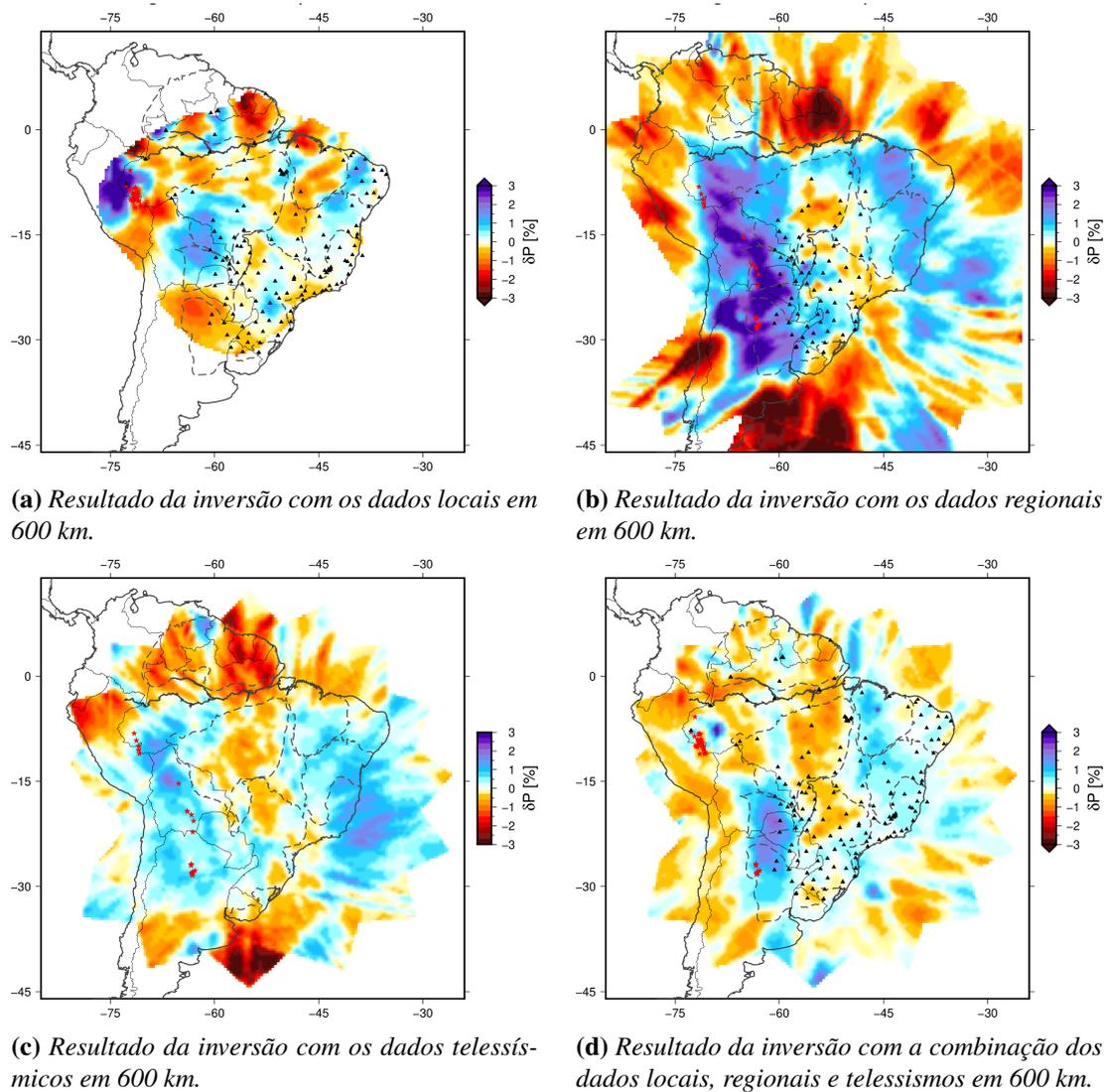


Figura 4.4: Comparação do resultado em 600 km entre as inversões com dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.

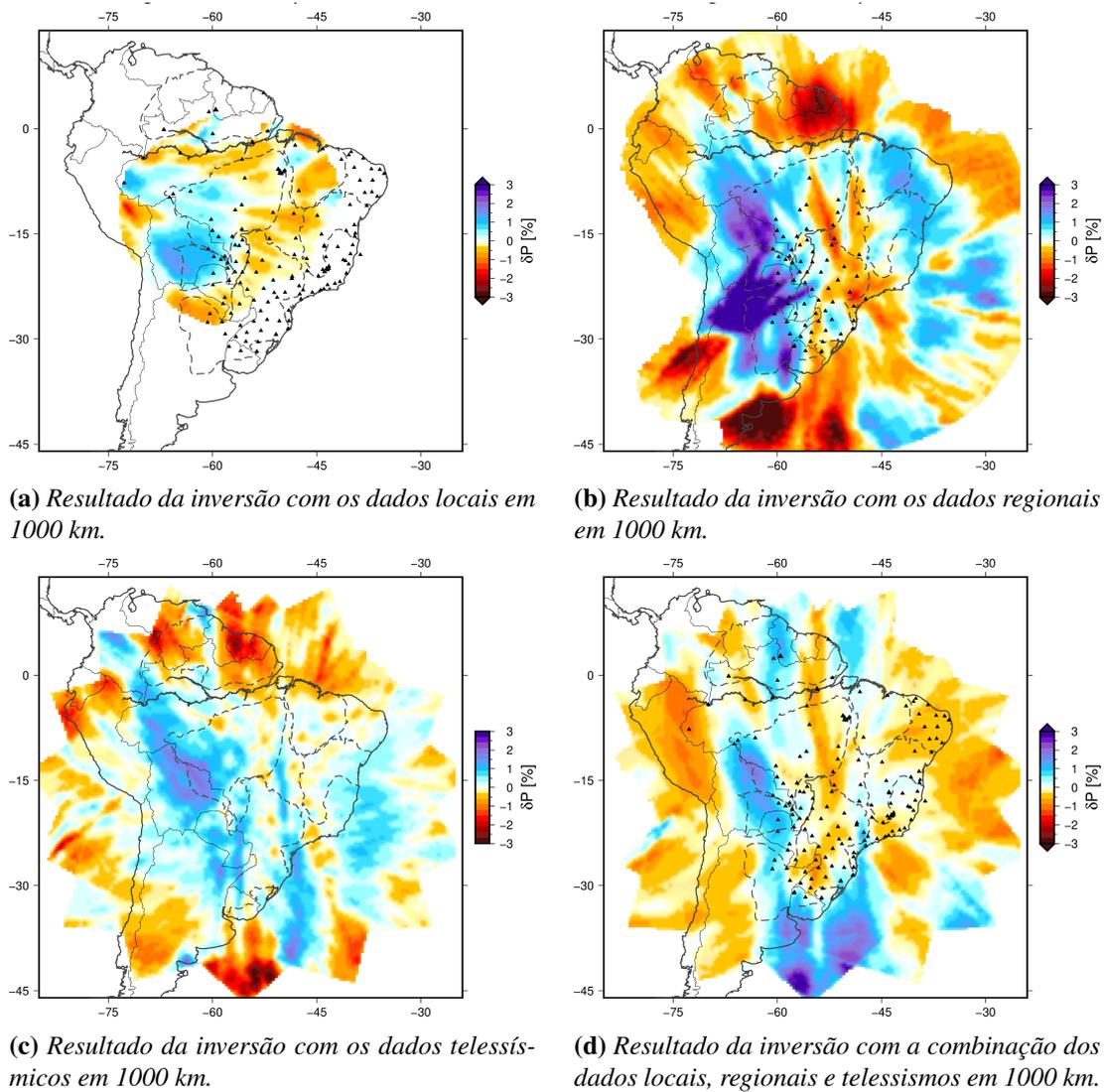


Figura 4.5: Comparação do resultado em 1000 km entre as inversões com dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.

4.2.2 Seções verticais

Comparando o resultado dos quatro modelos podemos verificar que os dados locais não possuem resolução vertical, apresentando todas as anomalias estiradas do topo a base (figuras 4.6a e 4.7a, por exemplo). O modelo regional mostra boa resolução vertical, especialmente na definição da placa de Nazca, apresentando indícios de segmentação da placa de Nazca (Figura 4.8a).

Os telessismos também obtiveram boa definição vertical, mas apresentam as anomalias mais suavizadas se comparada ao regional, no entanto é o modelo que apresenta maior equilíbrio entre cobertura e definição no manto superior. A combinação das três bases de dados mostrou resultados consistentes com ganhos de resolução vertical e horizontal, preservando características das inversões individuais, como a replicação da segmentação observada no resultado regional (Figura 4.8a).

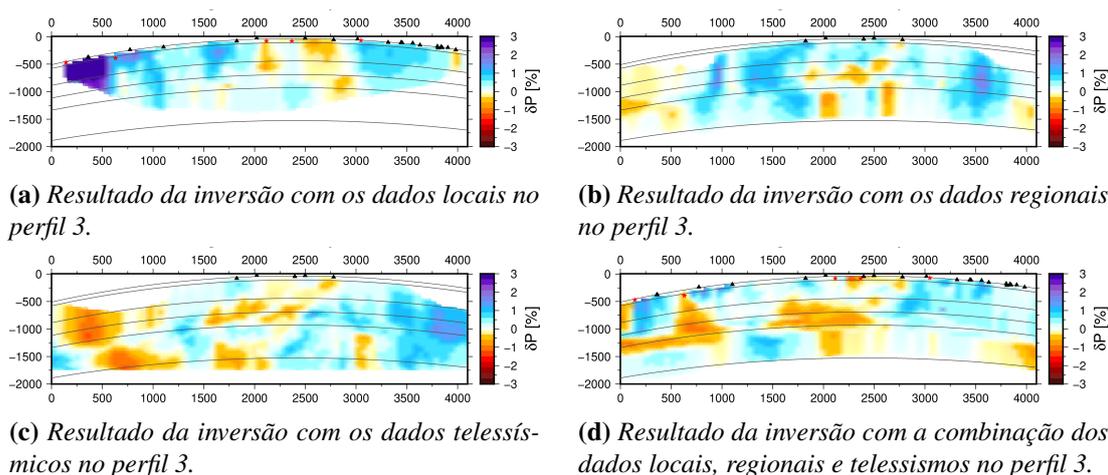


Figura 4.6: Comparação do resultado do perfil 3 (vide Figura 4.1 para a localização dos perfis) entre as inversões com dados locais, regionais, telessismos e com a combinação das três bases.

As figuras 4.9-4.10 apresentam as seções verticais de sul para o norte. A Figura 4.9b indica que a placa de Nazca (imageada como uma anomalia positiva nos perfis) se encontra abaixo de 1 000 km de profundidade nos primeiros 400 km do perfil e fica estagnada logo abaixo da zona de transição. O resultado telessísmico para o mesmo perfil (Figura 4.9c) corrobora com essa interpretação e ainda indica com mais clareza que a placa volta a ultrapassar os 1 000 km de profundidade próximo aos 2 000 km no perfil. A resposta inversão com a junção dos catálogos (Figura 4.9d) reafirma também essa variação de profundidade do sul para o norte, mas em oposição indica que a placa ultrapassa os 1 000 km já em 1 000 km no

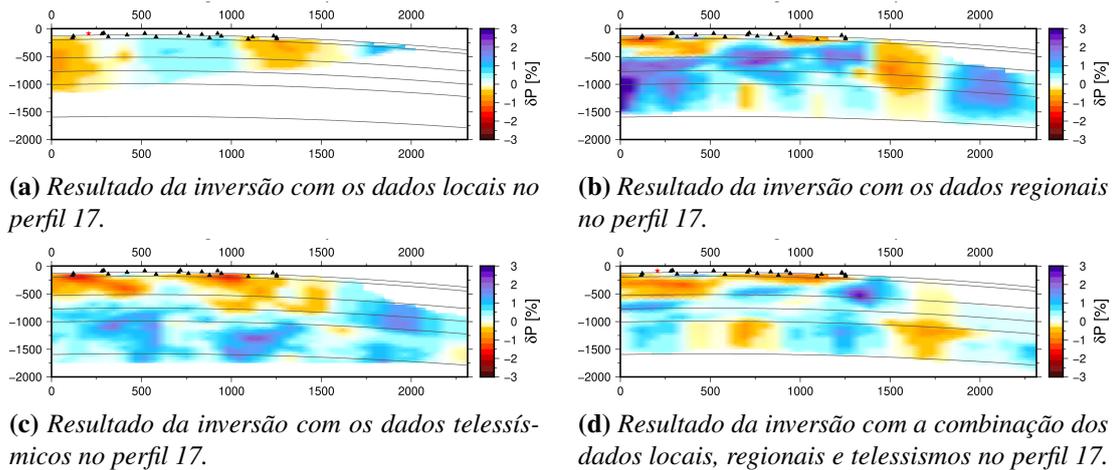


Figura 4.7: Comparação do resultado do perfil 17 entre as inversões com dados locais, regionais, telemétricos e com a combinação das três bases.

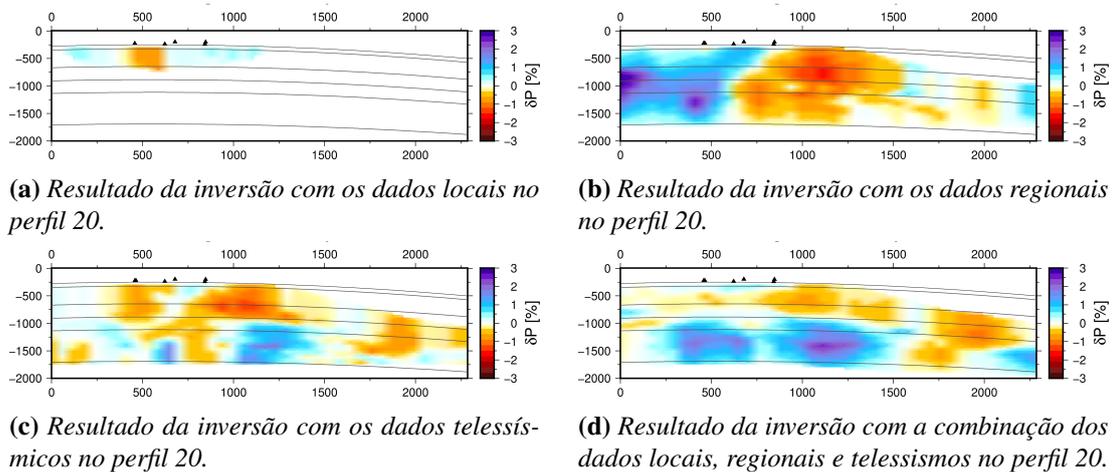


Figura 4.8: Comparação do resultado do perfil 20 entre as inversões com dados locais, regionais, telemétricos e com a combinação das três bases.

perfil.

No perfil 24 (Figura 4.10) os resultados telemétricos sugerem que a placa estaria estagnada entre 1 200 e 1 500 km de profundidade de 800 a 1 900 km no perfil, apresentando também uma descontinuidade na anomalia que retorna na porção mais ao norte na mesma profundidade. Os demais catálogos não apresentaram nenhuma correspondência consistente com essa anomalia.

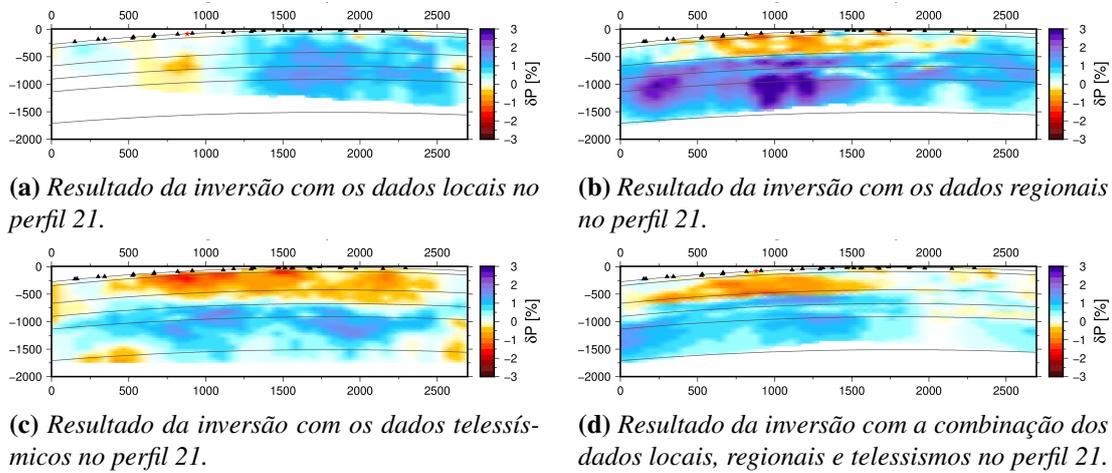


Figura 4.9: Comparação do resultado do perfil 21 entre as inversões com dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.

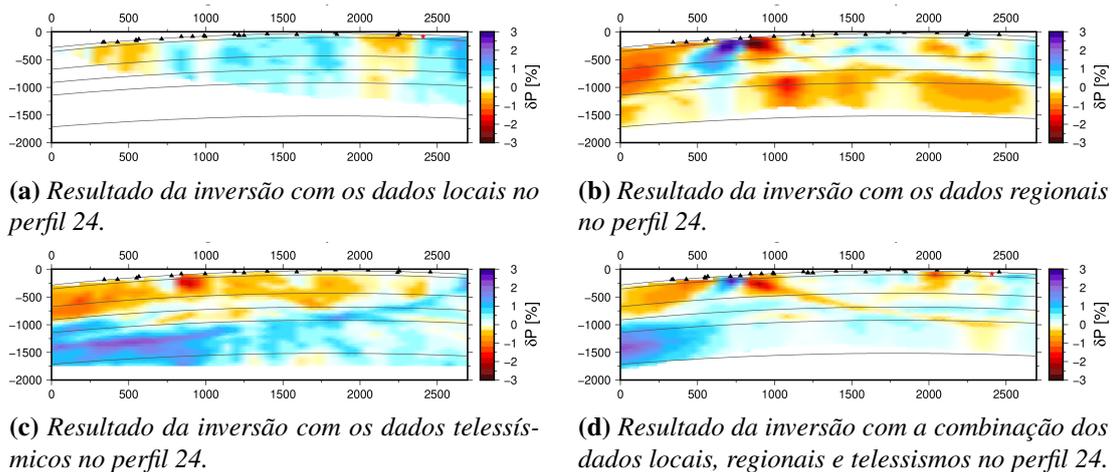


Figura 4.10: Comparação do resultado do perfil 24 entre as inversões com dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.

Capítulo 5

Análise de sensibilidade

A interpretação das anomalias de velocidade dos resultados da tomografia apresentada se torna vazia se antes não for feita uma correta avaliação da sensibilidade, afetada principalmente pelo cruzamento dos raios e pela parametrização utilizada. O primeiro teste a ser apresentado será a avaliação da distribuição dos raios nos mapas horizontais e seções verticais permitindo que se identifique as regiões do modelo que possuem maior cobertura, e principalmente cruzamento de raios.

O segundo teste será com a inversão de modelos sintéticos, onde são criados modelos de velocidade com a geometria conhecida, calculando-se o tempo de percurso para cada par evento-estação através do traçamento dos raios, e adicionado ruído Gaussiano aleatório, simulando o ruído intrínseco presente nos dados reais. Serão apresentados testes com modelos geométricos, simulando volumes de diferentes tamanhos e geometria, e testes do tipo checkerboard (tabuleiro de xadrez), composto pela alternância de anomalias positivas e negativas de velocidade entre cubos equiespaçados.

5.1 Distribuição de raios

Seguindo o mesmo padrão de apresentação dos resultados (Figura 3.3), iremos comparar a distribuição dos raios para as inversões realizadas com os dados locais (L), regionais (R), telessísmicos (T) bem como a inversão conjunta dos três grupos (A).

5.1.1 Mapas horizontais

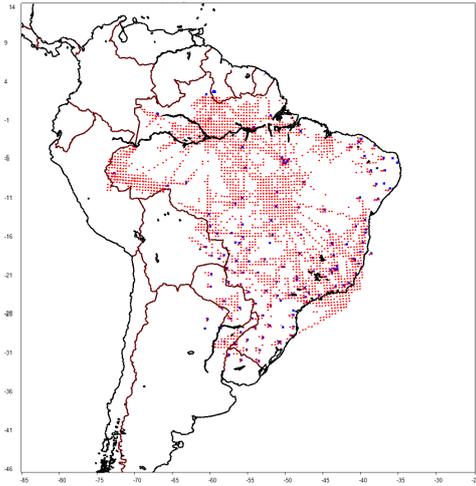
Nos mapas de distribuição de raios em cinza é apresentado o caminho percorrido pelos raios e os pontos vermelhos indicam onde foi criado um nó da grade de inversão, indicando que as zonas com baixa cobertura de raios não entraram na tomografia.

No intervalo de profundidade mais raso (0 a 75 km) podemos ver que os dados locais (Figura 5.1a) e regionais (Figura 5.1b) possuem raios subhorizontais proveniente de eventos rasos, sendo que no primeiro caso são tremores intraplaca e no segundo eventos andinos como pode ser inferido pela origem dos raios em cinza. Nos telessismos, as ondas chegam nas estações quase verticalmente gerando baixa amostragem nas profundidades rasas. Com a combinação das três bases de dados (Figura 5.1d) a cobertura de raios e conseqüentemente o número de nós utilizados na inversão já é mais significativo, no entanto como algumas regiões as estações são esparsas ainda se observa diversas zonas sem amostragem.

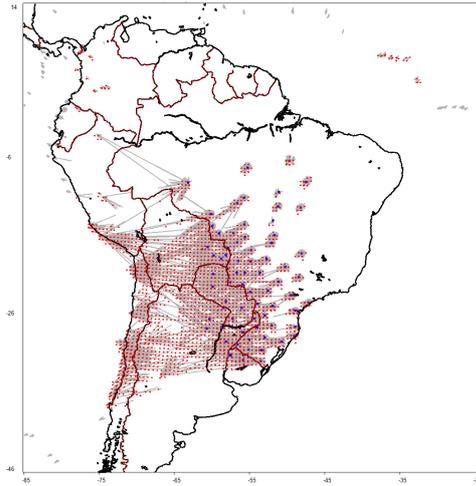
Entre 350 e 450 km (Figura 5.2) podemos observar a cobertura cai significativamente para os dados locais, restando apenas raios provenientes dos eventos profundos na região do Acre. Em contrapartida as inversões com dados regionais e telessísmicos apresentam boa cobertura permitindo que a malha de nós seja criada quase de forma homogênea. Na junção dos dados a Figura 5.2d indica que há boa cobertura de raios em toda região central da plataforma, cobrindo desde o Uruguai até o Rio Amazonas.

Entre 700 e 900 km (Figura 5.3) basicamente todo Brasil está coberto pelos raios telessísmicos e regionais, enquanto que mais uma vez apenas os tremores profundos da placa de Nazca colaboram com dados locais. Vale destacar que a grade construída nos telessismos é mais homogênea uma vez que tem maior cobertura azimutal de eventos se comparada aos dados regionais. Observando a porção norte e leste dos regionais Figura 5.3b podemos ver que todos os raios estão vindo da mesma direção explicando o estiramento das anomalias observadas em 600 (Figura 4.4b) e 1 000 km (Figura 4.5b) de profundidade apresentada nos resultados. A Figura 5.3d mostra mais um ponto positivo da junção dos dados uma vez que a cobertura e cobertura azimutal são maiores do que nas inversões individuais diminuindo os efeitos de estiramento como pudemos observar na Figura 4.4d.

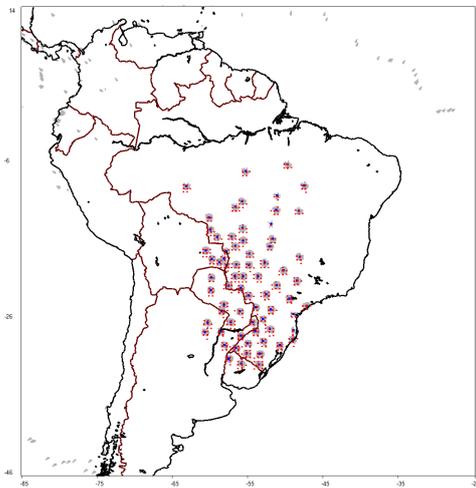
A medida que profundidades maiores são atingidas apenas os raios telessísmicos estão presentes. A região central do modelo já se mostra com deficiência de cobertura, a grade de inversão mais esparsa e os resultados se tornam mais suscetíveis a estiramento como po-



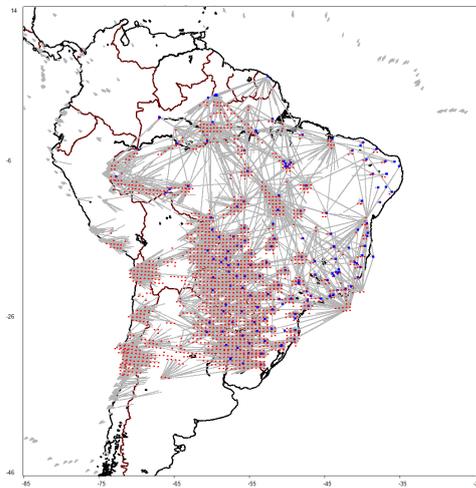
(a) Distribuição de raios até 75 km nos dados locais.



(b) Distribuição de raios até 75 km nos dados regionais.



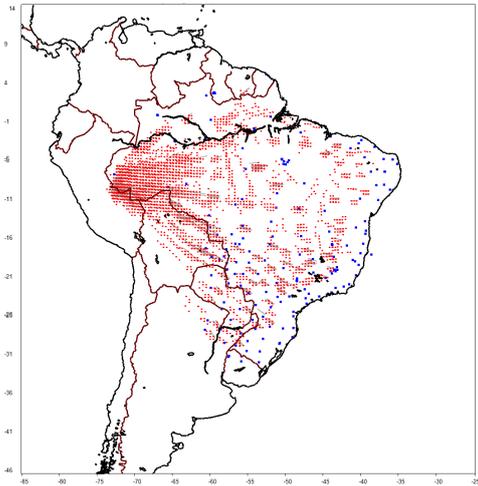
(c) Distribuição de raios até 75 km nos dados telessísmicos.



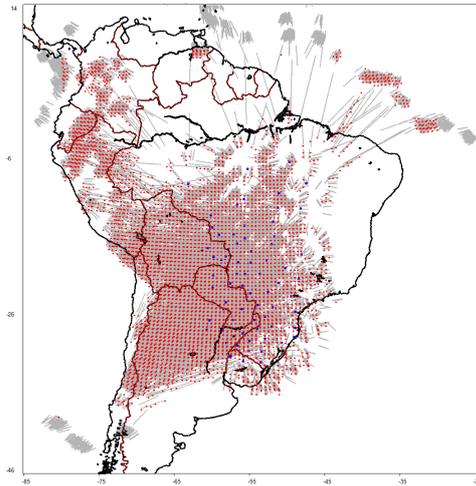
(d) Distribuição de raios até 75 km na combinação dos dados locais, regionais e telessismos.

Figura 5.1: Comparação da distribuição de raios entre as os dados locais, regionais, telessismos e com a combinação das três bases.

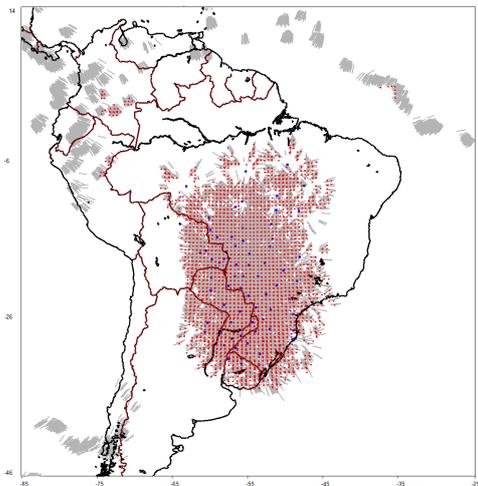
demos ver entre 1350 e 1650 km (Figura 5.4).



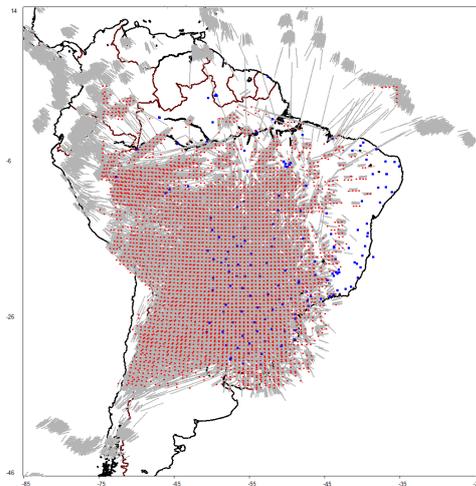
(a) Distribuição de raios entre 350 e 450 km nos dados locais.



(b) Distribuição de raios entre 350 e 450 km nos dados regionais.

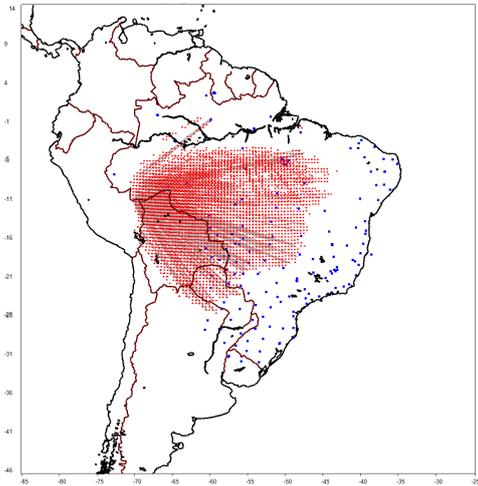


(c) Distribuição de raios entre 350 e 450 km nos dados telessísmicos.

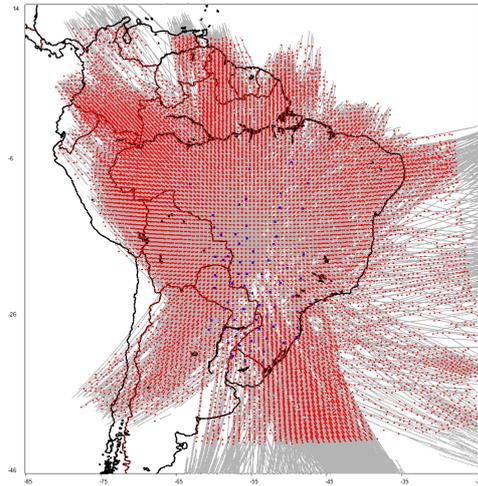


(d) Distribuição de raios entre 350 e 450 km na combinação dos dados locais, regionais e telessísmicos.

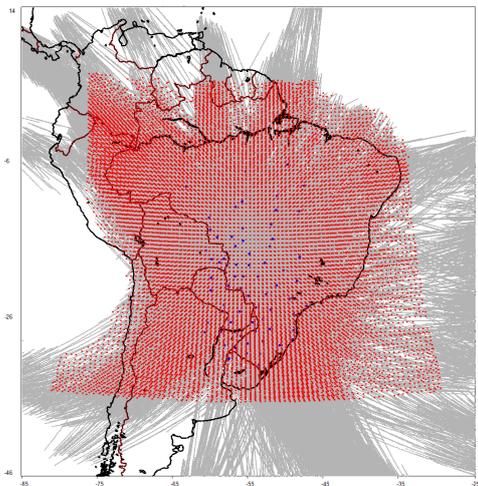
Figura 5.2: Comparação da distribuição de raios entre os dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.



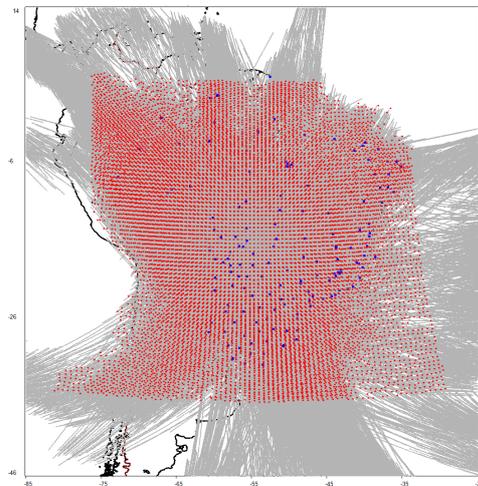
(a) Distribuição de raios entre 700 e 900 km nos dados locais.



(b) Distribuição de raios entre 700 e 900 km nos dados regionais.

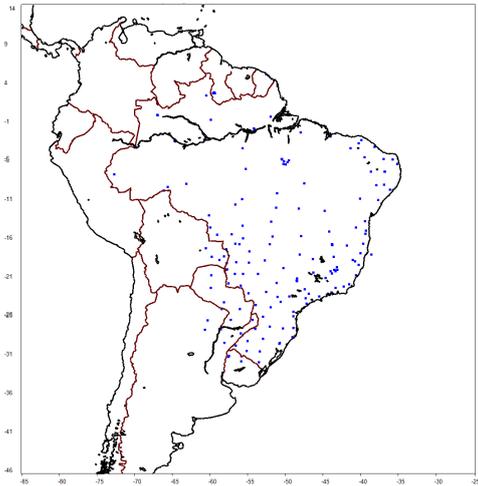


(c) Distribuição de raios entre 700 e 900 km nos dados telessísmicos.

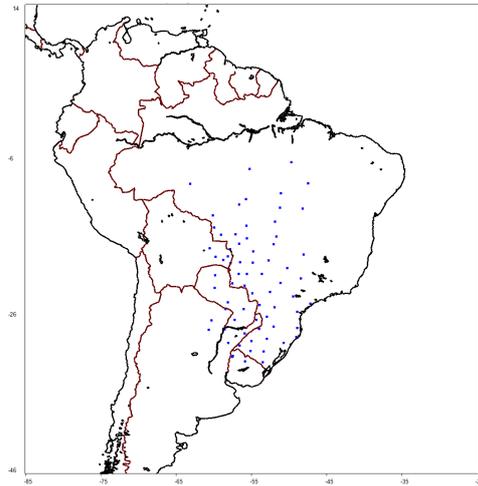


(d) Distribuição de raios entre 700 e 900 km na combinação dos dados locais, regionais e telessísmicos.

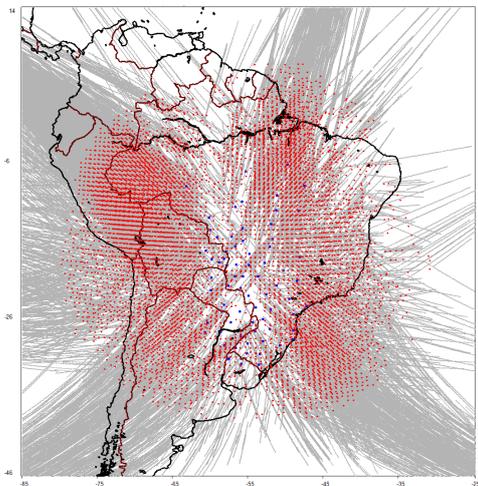
Figura 5.3: Comparação da distribuição de raios entre os dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.



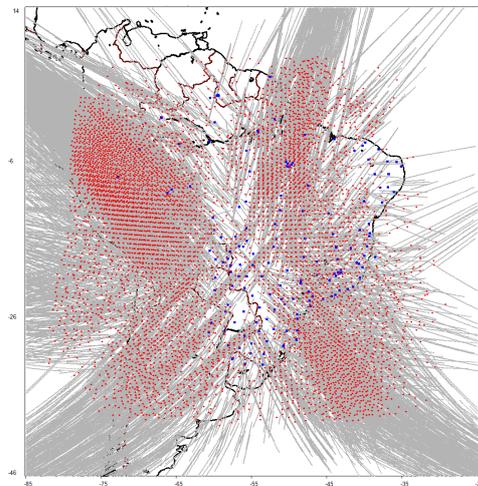
(a) Distribuição de raios entre 1350 e 1650 km nos dados locais.



(b) Distribuição de raios entre 1350 e 1650 km nos dados regionais.



(c) Distribuição de raios entre 1350 e 1650 km nos dados telessísmicos.



(d) Distribuição de raios entre 1350 e 1650 km na combinação dos dados locais, regionais e telessísmicos.

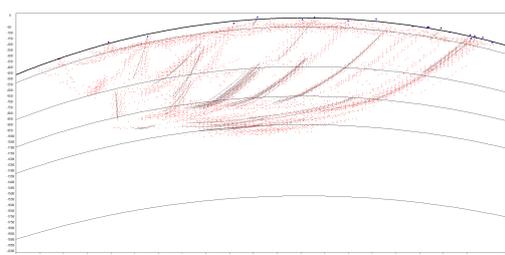
Figura 5.4: Comparação da distribuição de raios entre os dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.

5.1.2 Seções verticais

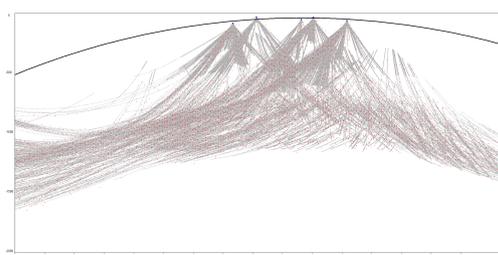
Analisando os perfis verticais (representados na Figura 4.1) podemos visualizar com maior facilidade as chegadas subverticais dos telessismos e subhorizontais dos eventos locais e regionais (para os eventos rasos). Como indicado na Figura 5.5a a cobertura e em especial o cruzamento dos raios nos dados locais é baixa. Nos dados regionais e telessísmicos vemos que entre 0 e 400 km de profundidade só há cobertura de raios logo a baixo das estações e mesmo no modelo combinado (Figura 5.5d) a cobertura é baixa, principalmente pela proximidade do perfil com a borda do do arranjo de estações.

No perfil 17, que sai do nordeste da Argentina e cortando o cráton de La Plata e a província magmática Santa Catarina, já se observa boa cobertura de raios mesmo em baixas profundidades tanto para os telessismos quanto para os regionais. Observe que até mesmo a região crustal é imageada (Figura 5.6b). Ao se combinar os catálogos a cobertura e homogeneidade na distribuição nós é ainda melhorada (Figura 5.6d).

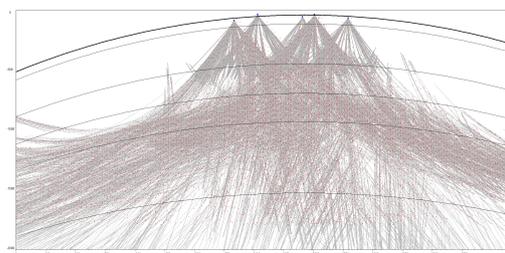
O perfil 21, disposto de sul para norte saindo do noroeste da Argentina, passando pelo Paraguai e cruzando a bacia do Parecis, mostra que os dados telessísmicos apresentam imageiam praticamente todo o perfil Figura 5.7c com maior adensamento até cerca de 1 200 km de profundidade. Os raios dos dados regionais ficam em cerca de 1 000 km em sua



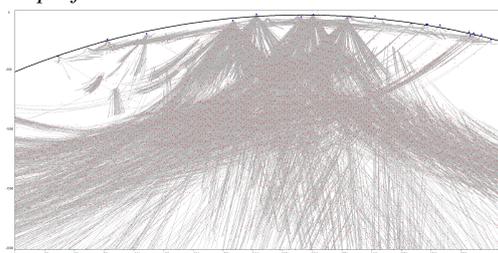
(a) Distribuição de raios no modelo local no perfil 3.



(b) Resultado da inversão com os dados regionais no perfil 3.

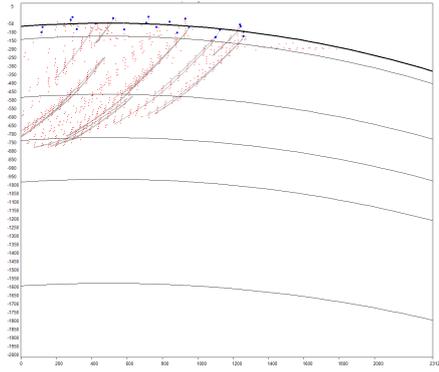


(c) Resultado da inversão com os dados telessísmicos no perfil 15.

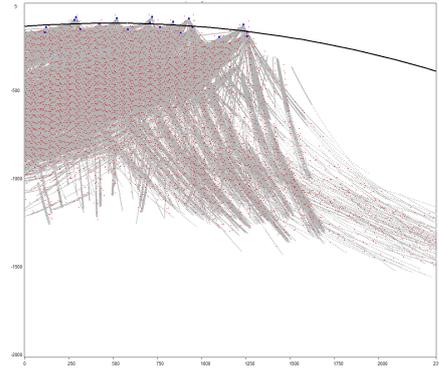


(d) Resultado da inversão com a combinação dos dados locais, regionais e telessísmicos no perfil 3.

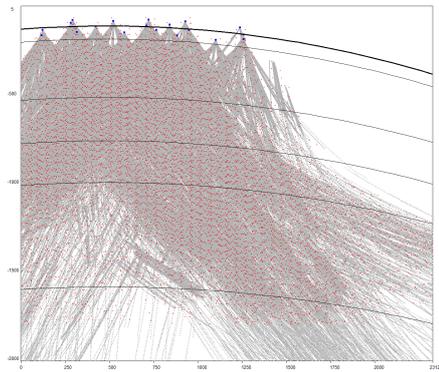
Figura 5.5: Comparação do resultado do perfil 3 entre as inversões com dados locais, regionais, telessismos e com a combinação das três bases.



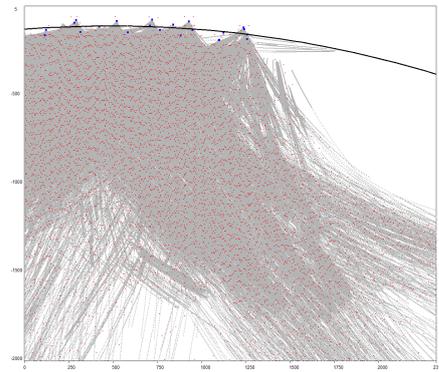
(a) Distribuição de raios no modelo local no perfil 17.



(b) Resultado da inversão com os dados regionais no perfil 17.



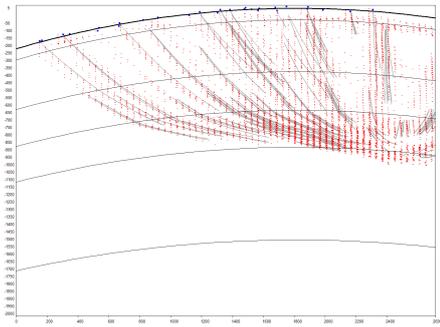
(c) Resultado da inversão com os dados telessísmicos no perfil 17.



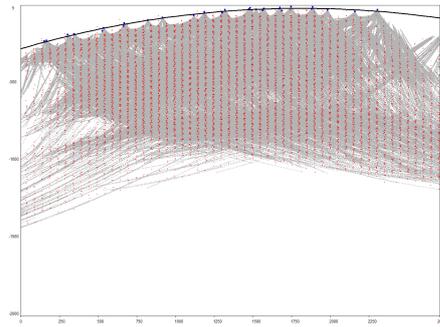
(d) Resultado da inversão com a combinação dos dados locais, regionais e telessísmicos no perfil 17.

Figura 5.6: Comparação do resultado do perfil 17 entre as inversões com dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.

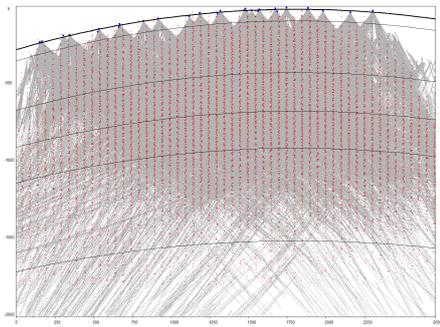
maioria e os locais mostram mais uma vez que baixa cobertura explicando porque não foi possível obter resolução vertical ao invertê-los separadamente.



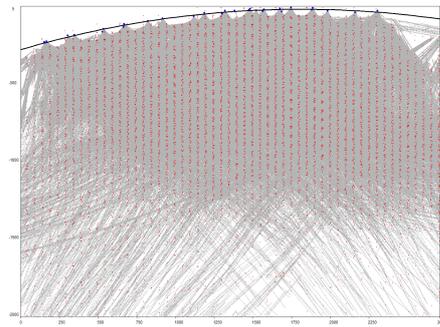
(a) Distribuição de raios no modelo local no perfil 21.



(b) Resultado da inversão com os dados regionais no perfil 21.



(c) Resultado da inversão com os dados telessísmicos no perfil 21.



(d) Resultado da inversão com a combinação dos dados locais, regionais e telessísmicos no perfil 21.

Figura 5.7: Comparação do resultado do perfil 21 entre as inversões com dados locais, regionais, telessísmicos e com a combinação das três bases.

5.2 Testes sintéticos

Testes sintéticos cumprem um papel fundamental na tomografia pois apresentam a real capacidade de imageamento e resolução do modelo dado o conjunto de dados e parametrizações utilizadas na inversão. Podemos entender quais regiões possuem maiores e menores resolução, quais tamanhos e formas são melhores preservados na inversão, ajudando a reconhecer artefatos, deformações que podem aparecer nos dados reais. E uma vez bem estudada e conhecida a capacidade e limitações do modelo de inversão podemos interpretar os dados reais com maior segurança e confiabilidade.

Além disso, os testes sintéticos também podem ser de grande auxílio na determinação de parâmetros de inversão como a suavização e a regularização (Koulakov, 2009). Uma suavização ótima preserva as características do modelo sintético utilizado, reduz anomalias de alta frequência e minimiza grandes variações laterais de anomalias de polaridade opostas. A regularização ótima, por sua vez, é aquela que permite se obter os mesmos valores de anomalia inseridos no modelo sintético, sendo que quanto mais alto a regularização imposta, mais próximo de zero ficaram as anomalias.

Esses testes são gerados partindo da criação de um modelo de velocidades em três dimensões dentro da área de estudo, podendo ser composto por blocos de diversas geometria, posição e velocidade. Geralmente partindo de um modelo de velocidade 1D distorcido por blocos com anomalias de velocidade positivas e negativas. Criado o modelo, o tempo de percurso entre cada evento-estação da base de dados é calculado por meio do traçamento de raios e por fim um ruído é adicionado aos tempos encontrados. Por fim, o processo de inversão ocorre da mesma maneira que nos dados reais, onde dado um catálogo com tempos de percurso entre uma séries de eventos e estações se calcula qual modelo de velocidades minimiza o resíduo entre os dados observados e calculados.

5.2.1 Testes de resolução

5.2.1.1 Telessismos

Na Figura 5.8 coluna a) apresentamos um teste do tipo tabuleiro com alternância entre cubos de anomalias positivas e negativas (± 3 km/s) com 250 km de lado. Como indicado na imagem, toda região central do modelo, compreendendo as bacias do Paraná,

Chaco-Paraná e Pantanal somados ao sul do escudo de Guaporé e a região sul do Brasil são bem recuperados na inversão tanto em forma, posição e intensidade de anomalia. No perfil 5 (WE) podemos ver que os blocos são bem recuperados até cerca de 600 km em profundidade (apenas telessismos foram usados nesse teste) e entre 1200 e 2500 km no perfil. No perfil 10 (SN) as anomalias também são melhores preservadas até 600 km, porém lateralmente são bem recuperadas do início até cerca de 2000 km. Em ambos perfis observamos que abaixo dos 600 km apesar de haver ainda alguma alternância lateral de polaridade há um forte estiramento na forma dos blocos na direção de propagação dos raios.

Na coluna b) é apresentado um teste com dois blocos com anomalia de velocidade positiva ambos indo de 150 a 600 km em profundidade e possuindo o da esquerda 600 km² e o da direita 600x400km. Podemos ver que ambos blocos tiveram uma boa recuperação

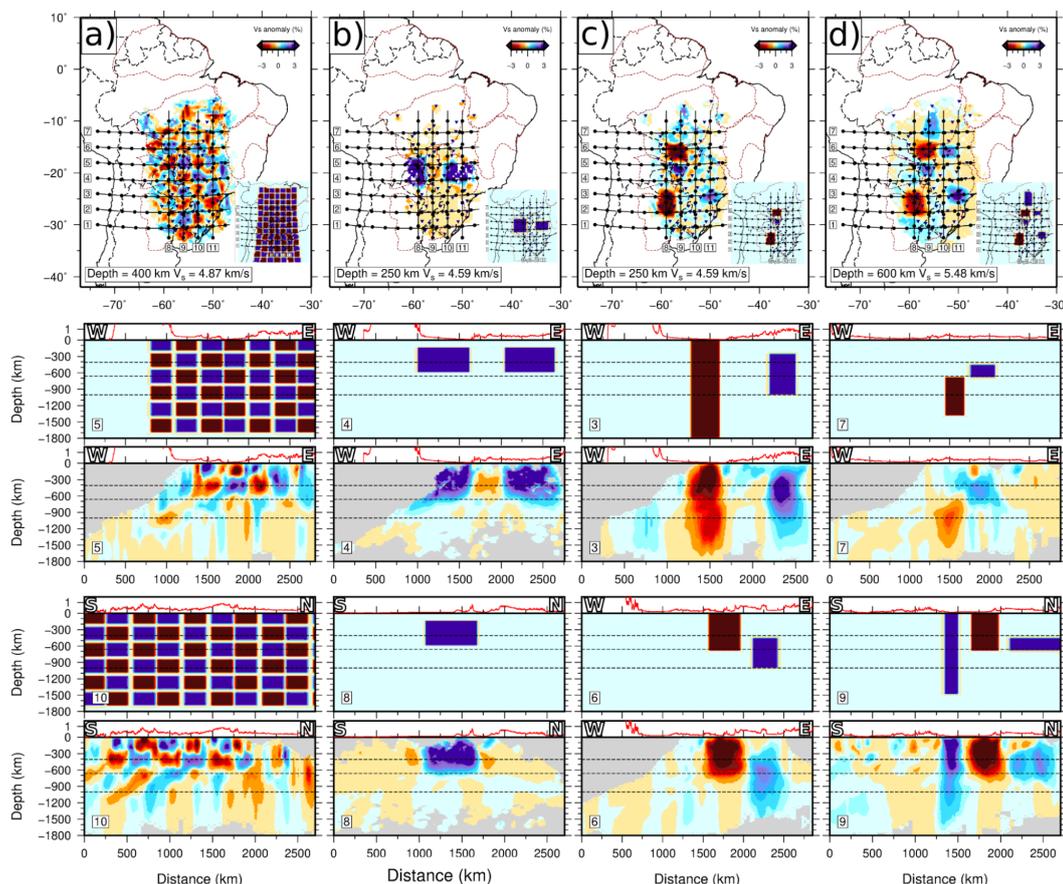


Figura 5.8: Três diferentes testes sintéticos realizados com o catálogo de telessismos da onda S. A coluna a) apresenta o tradicional checkerboard alternando anomalias positivas e negativas de velocidade (± 3 km/s) em cubos de 250 km de lado. A coluna b) mostra um teste com dois blocos com anomalias positivas entre 150 e 600 km, tendo o bloco da esquerda 600x600 km e o da direita 600x400 km. As colunas c) e d) apresentam resultados do mesmo teste realizado com diversos blocos de tamanhos, polaridade e profundidades distintos distribuídos no cubo de inversão, o bloco mais fino possui 160 km de espessura.

de intensidade, forma e posição, com algumas falhas na borda oeste e norte por estarem no limite da zona com resolução. No perfil 4 (WE) podemos observar a falta de dados na borda oeste, contudo há uma boa preservação dos limites laterais e principalmente do topo e da base dos dois blocos. No perfil 8 (SN) a forma e posição do bloco foi bem recuperada sendo observado alguns artefatos com anomalia de baixa velocidade na vizinhança do bloco real, assim como também observado no perfil 4 entre os dois blocos. Esses artefatos de baixa velocidade aparecem devido a inversão tentar chegar em um modelo com média de anomalia zero considerando todo o cubo.

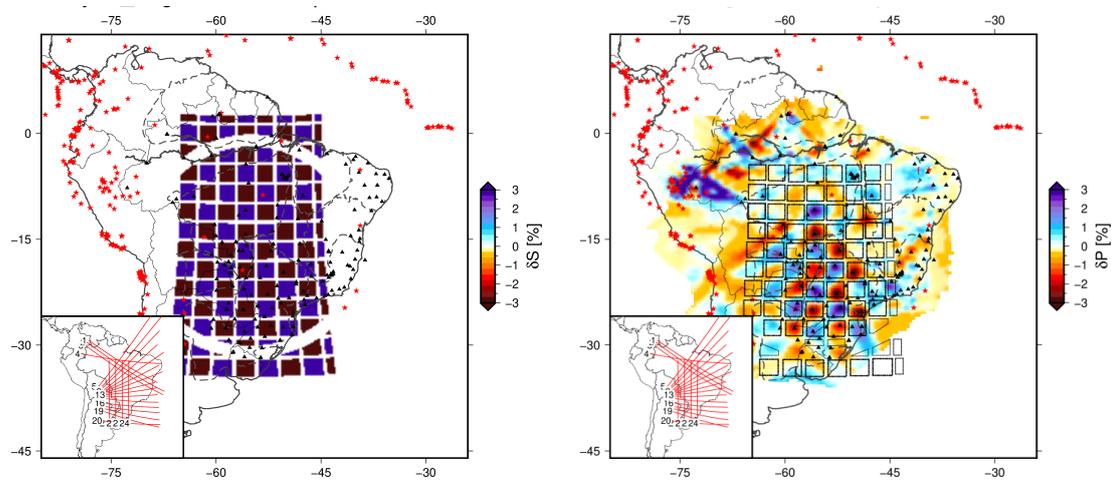
Nas duas últimas colunas apresentamos um teste com blocos de geometria variada. Em 250 km vemos boa recuperação dos três blocos na porção oeste do modelo e notamos a influência do bloco de alta velocidade na porção SE que possui seu topo em 300 km. Em 600 km os seis blocos foram bem imageados tanto em posição como em forma, com exceção do bloco de alta velocidade na porção norte, próximo a borda do modelo, que sofreu distorção de forma, como indicado também nos perfis 7 e 9. Os perfis verticais indicam que há preservação dos limites laterais de todas os blocos, bem como boa representação do topo como visto nos perfis 6 e 7. A consistência da base está fortemente atrelada a resolução do modelo, onde nota-se que os blocos com base até 900 km são razoavelmente bem delimitados (anomalias de baixa velocidade nos perfis 6 e 9), ao menos com o núcleo da anomalia, representado pelas cores mais intensas, havendo algum espalhamento ao redor.

5.2.1.2 Combinação dos dados

Refazendo o teste de tabuleiro utilizando os dados locais, regionais e telessísmicos pode-se observar significativo ganho na definição tanto nos mapas horizontais quanto nas seções verticais. Nos primeiros 400 km (figuras 5.9-5.10) observamos uma fiel recuperação da forma e posição das anomalias, respeitando os limites laterais dos blocos.

Em Figura 5.11 a posição e preenchimento são preservados, mas se começa a observar estiramento diagonal conectando as anomalias de mesma polaridade. Na Figura 5.12 esse estiramento é ainda mais forte, no entanto a posição das anomalias ainda são preservadas, mas já indica que está se chegando próximo ao limite de recuperação e que as anomalias profundidade estará sujeitas a estiramento.

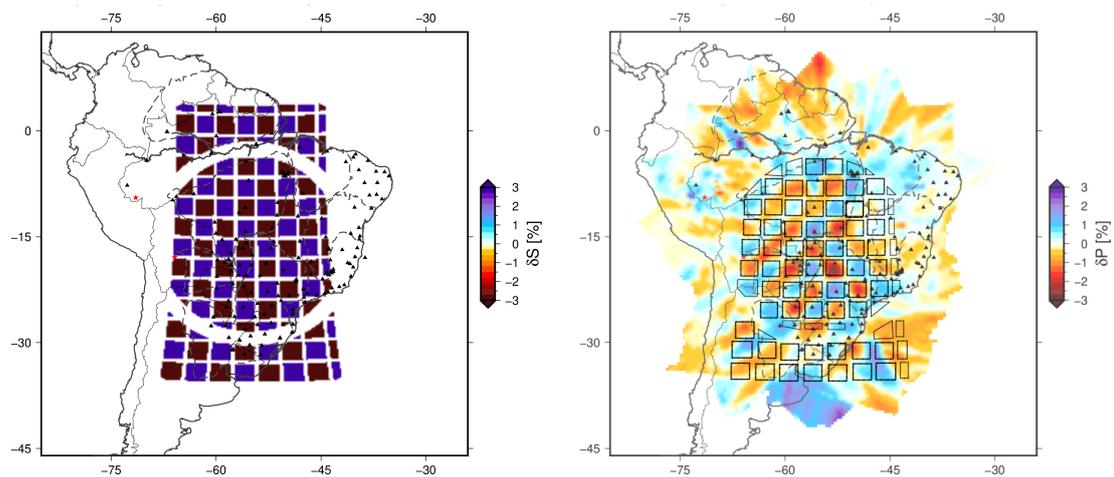
Nas seções verticais (figuras 5.13-5.14) podemos observar a recuperação das anomalias até cerca de 1 200 km, especialmente nos primeiros 700 km de distância do perfil, onde



(a) Modelo sintético com alternância de cubos de 250 km com anomalias positivas e negativas de velocidade.

(b) Recuperação do modelo sintético.

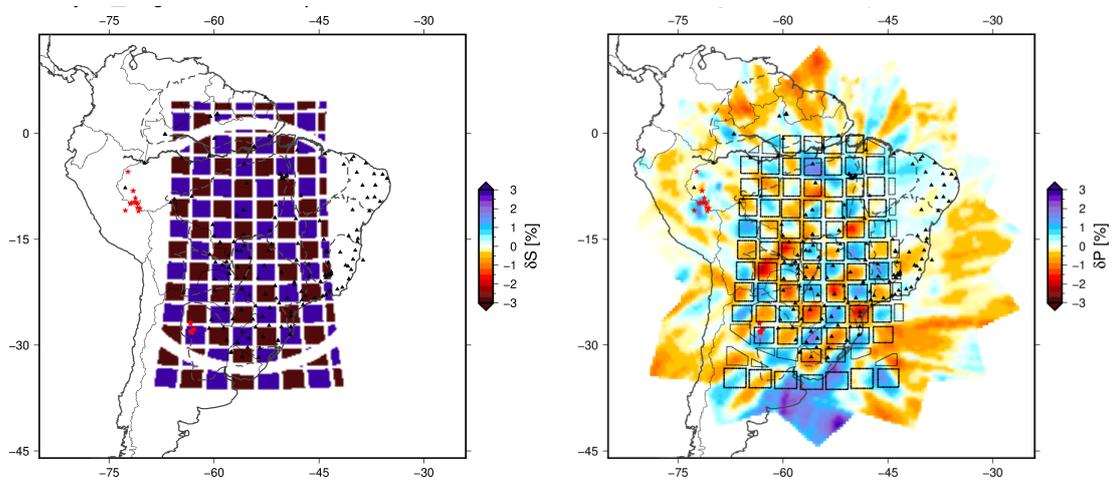
Figura 5.9: Avaliação da recuperação do modelo sintético (checkboard com cubos de 250 km combinando todos os dados em 50 km).



(a) Modelo sintético com alternância de cubos de 250 km com anomalias positivas e negativas de velocidade.

(b) Recuperação do modelo sintético.

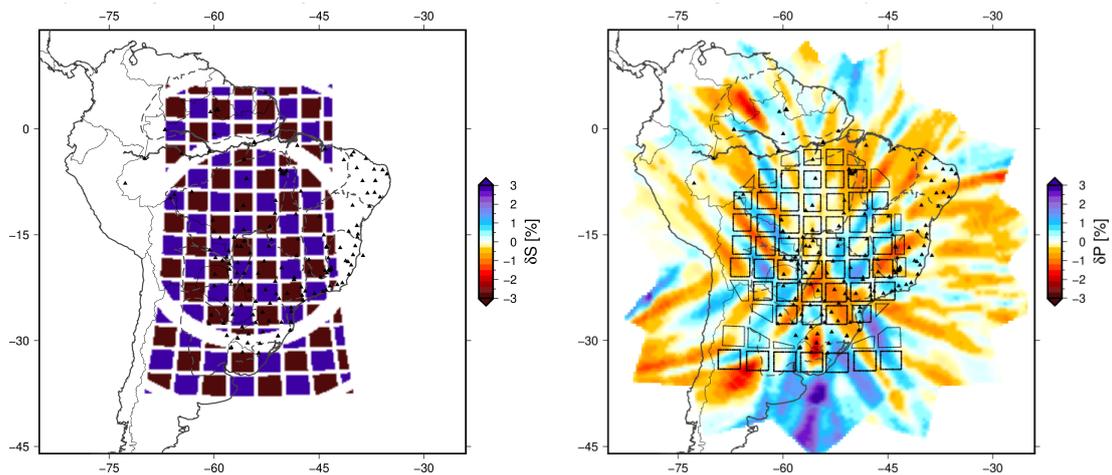
Figura 5.10: Avaliação da recuperação do modelo sintético (checkboard com cubos de 250 km combinando todos os dados em 400 km).



(a) Modelo sintético com alternância de cubos de 250 km com anomalias positivas e negativas de velocidade.

(b) Recuperação do modelo sintético.

Figura 5.11: Avaliação da recuperação do modelo sintético (checkboard com cubos de 250 km combinando todos os dados em 600 km).



(a) Modelo sintético com alternância de cubos de 250 km com anomalias positivas e negativas de velocidade.

(b) Recuperação do modelo sintético.

Figura 5.12: Avaliação da recuperação do modelo sintético (checkboard com cubos de 250 km combinando todos os dados em 1000 km).

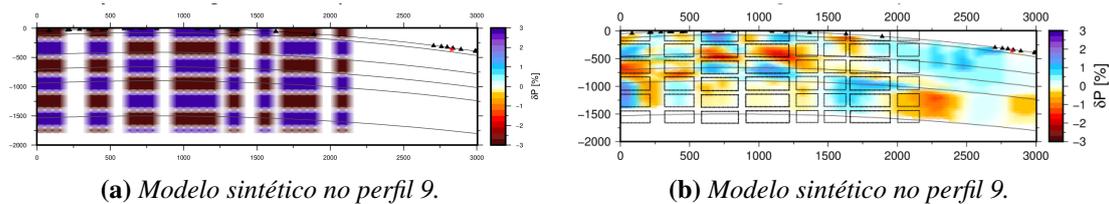


Figura 5.13: Avaliação da recuperação do modelo sintético (checkboard no perfil 9).

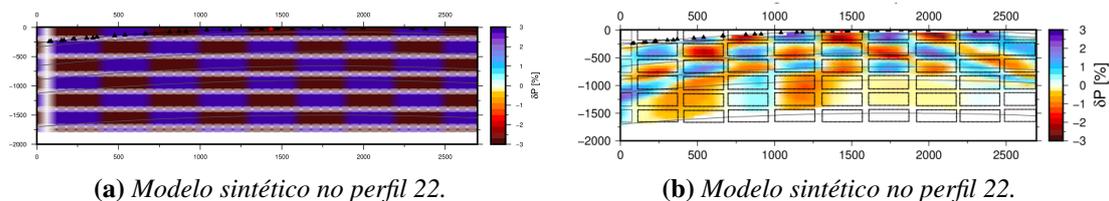


Figura 5.14: Avaliação da recuperação do modelo sintético (checkboard no perfil 22).

há maior quantidade de raios dos eventos regionais. Como discutido na Capítulo 5 a região central dos modelo possuem uma menor quantidade de cruzamento de raios entre 1 000 e 1 200 km, uma vez que são imageadas pelos raios dos eventos telelessismos que são subverticais que acabam gerando um alongamento das anomalias nesse intervalo.

Capítulo 6

Discussão

6.1 Introdução

A proposta desse trabalho foi trazer uma tomografia de tempo de percurso para ondas P utilizando uma combinação de dados locais, regionais e telessismos, utilizando dados independentes dos trabalhos anteriormente publicados (Subseção 1.3.2) para estudar as estruturas de velocidade sob as bacias do Paraná, Pantanal e Chaco-Paraná. Buscamos ser criteriosos no processo de marcação das fases P e na seleção dos dados que seriam utilizados avaliando o grau de correlação entre cada traço com o traço médio de cada evento (Figura 2.1.3) removendo aqueles que apresentaram baixa correlação e pudessem comprometer o resultado da tomografia.

Destaca-se a importância da expansão do número de estações trazida pela instalação da rede temporária XC (Rivadeneira-Vera et al., 2019) preenchendo vazios na porção sudoeste e oeste da Bacia do Paraná.

A marcação das fases dos eventos regionais e telessismos foi realizada no software *Sacinspect* (<https://github.com/marcelobianchi/sactools>) que proporcionou grande agilidade para a identificação das fases devido a possibilidade de transpor uma leitura realizada em uma estação para todas as demais leituras do mesmo evento. Na marcação das chegadas absolutas (eventos regionais) o desempenho foi igualmente ágil com a utilização de um adaptação o AIC picker (Shang et al., 2018) presente no *Sacinspect*.

A inversão dos dados foi feita em um software diferente (Koulakov, 2009) do utilizado nos estudos anteriores de tempo de percurso realizados no Brasil (Van der Sluis &

Van der Vorst, 1987), que permite a inversão simultânea de dados locais e telessismos (Figura 2.2).

Nessa combinação dos dados os eventos locais corroboraram com o aumento do cruzamento dos raios na porção mais superficial do modelo, uma vez que a maioria desses eventos foram registrados até 10 km de profundidade fazendo com que os raios cheguem subhorizontais às estações. Os dados regionais contribuíram com o aumento da densidade de raios desde porção mais superficial até cerca de 800 km de profundidade, agregando principalmente na resolução da litosfera e no delineamento da subducção da placa de Nazca devido a combinação de eventos rasos e profundos dos Andes e dos eventos da cordilheira Mesoatlântica e Ilhas Sandwich (Figura 2.9). Os telessismos, por sua vez, apresentam os raios quase subverticais imageando nos primeiros 400 km na redondeza das estações, apresentando raios subhorizontais entre 500 e 1200 km (Capítulo 5 - perfis verticais) que também auxiliam no imageamento da subducção da placa de Nazca.

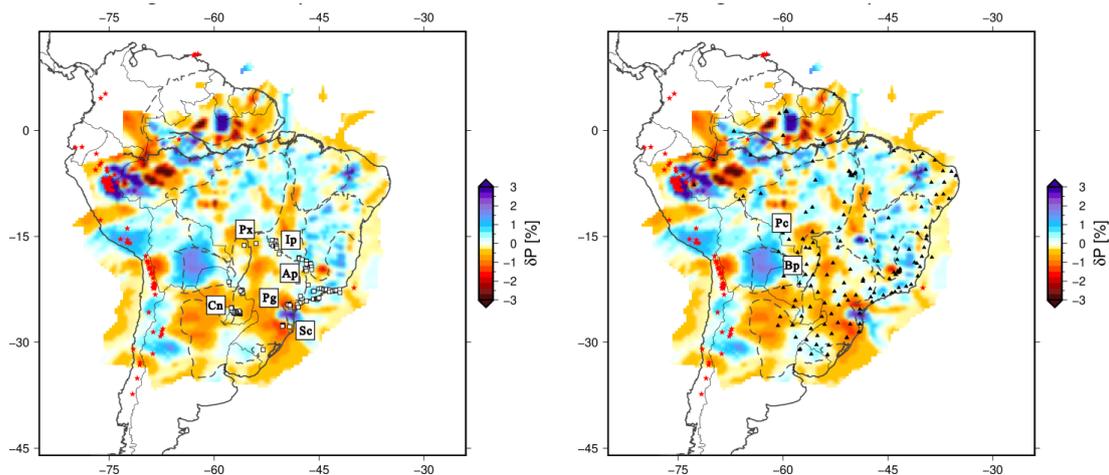
Comparando os resultados obtidos pelas inversões individuais dos catálogos com dados locais, regionais e telessismos com a inversão contendo todos os dados (Figura 3.3) foi possível observar que a junção das três bases diferentes foi bem sucedida trazendo maior resolução lateral e vertical como pode ser observado na distribuição dos raios (Capítulo 5) e nos testes sintéticos apresentados (Seção 5.2), sendo que a resolução vertical somente com os telessismos chegava a 600 km e passou para cerca de 1 000 a 1 200 km, a depender da região. Foi possível observar que a inversão combinada preserva características dos pontos fortes dos resultados individuais, como a melhor resolução das anomalias superficiais e a melhora a resolução da placa de Nazca se comparado aos resultados dos telessismos.

Os estudos de tomografia realizados no Brasil ao longo dos últimos anos (e.g. Azevedo, 2018; Rocha et al., 2016; Schimmel et al., 2003; VanDecar et al., 1995) tem creditado a origem predominante das anomalias de velocidades observadas no manto superior devido a fatores térmicos, uma vez que são observadas menores taxas de fluxo de calor em regiões cratônicas se comparadas a faixas móveis (Hamza et al., 2008; Guimaraes & Hamza, 2013). Fatores composicionais se mostraram relevantes para explicar anomalias sísmicas (Artemieva et al., 2004), entretanto o térmico ainda é preponderante (Goes et al., 2000). Assim sendo, iremos creditar fatores térmicos como sendo a causa principal das anomalias de velocidade na discussão dos resultados.

6.2 Anomalias de baixa velocidade

Como já apontado por diversos trabalhos (e.g Rocha, 2008; Azevedo, 2018) as anomalias de baixa velocidade na região litosférica geralmente estão associadas a presença de intrusões alcalinas. Na Figura 6.1a apresentamos as principais intrusões alcalinas cretáceas dentro da região de estudo. (Gomes et al., 1990; Sonoki & Garda, 1988; Gomes et al., 1996; Gibson et al., 1995, 1997; Thompson et al., 1998), onde podemos observar boa correlação com anomalias de baixa velocidade em 100 km, onde destacamos as províncias magmáticas: Poxoréu (Px), Iporá (Ip), Alto Parnaíba (Ap), Arco de Ponta Grossa (Pg), Província Magmática de Santa Catarina (Sc) e Província Central.

Na Figura 6.1b destacamos duas anomalias de velocidade coincidentes com o sul da bacia do Pantanal e com a bacia do Parecis que possuem anomalias de baixa velocidade relacionadas a afinamento litosférico.



(a) Disposição das principais intrusões alcalinas do Cretáceo Superior comparado com o modelo de velocidade em 100 km.

(b) Anomalias de baixa velocidade devido ao afinamento crustal.

Figura 6.1: Correlação entre anomalias de baixa velocidade devido à presença de intrusões alcalinas e afinamento litosférico. As etiquetas no mapa à esquerda representam regiões com conhecidas intrusões alcalinas, nomeadas de: Poxoréu (Px), Iporá (Ip), Alto Parnaíba (Ap), Arco de Ponta Grossa (Pg), Província Magmática de Santa Catarina (Sc) e Província Central.

6.3 Blocos cratônicos

6.3.1 Bloco Paranapanema

Uma das discussões mais recorrentes nos trabalhos de tomografia são os limites de blocos cratônicos, que buscam comparar os contornos propostos por levantamentos geológicos e estudos geofísicos com as anomalias de alta velocidade observadas.

Na Figura 6.2 comparamos quatro contornos propostos em diferentes trabalhos com os resultados obtidos na tomografia em 100 km. Milani et al. (1998) propuseram um embasamento fragmentado em diversos blocos rodeados por faixas móveis (Figura 6.2a).

Cordani et al. (1984, 2009), utilizando datações cronológicas de poços, e Mantovani et al. (2005) propuseram modelos de bloco único (Figura 6.2b e Figura 6.2c), com o uso de dados gravimétricos, orientados na mesma direção, com diferenças na proximidade da borda da bacia do Paraná e na extensão na direção SE. E mais recentemente, Affonso et al. (2021), baseado em resultados de tomografia, propôs um novo contorno expandindo os limites propostos por Mantovani et al. (2005).

Como pode ser avaliado na Figura 6.2 o modelo proposto por Mantovani et al. (2005) é o que mais se aproxima dos nossos resultados, onde a tomografia indica que o limite sudoeste acompanha o contorno da bacia do Paraná e sua extensão para sudeste seria reduzida. O modelo proposto por Affonso et al. (2021) acompanha melhor a anomalia de alta velocidade presente no contorno sudeste da bacia do Paraná, sua extensão para sudeste alcançando o noroeste da Argentina não encontra correspondência em nosso resultado.

O modelo fragmentado proposto Milani et al. (1998) não encontra correspondência como um todo nas anomalias observadas, somente nas duas mais a nordeste da bacia e no início do bloco central proposto. O contorno sugerido por Cordani et al. (2009) possui uma pequena correspondência ao sul do contorno com uma anomalia de alta velocidade em nosso modelo, mas entra em contraposição com uma anomalia negativa ao norte e não abrange a alta velocidade presente no limite nordeste da bacia do Paraná.

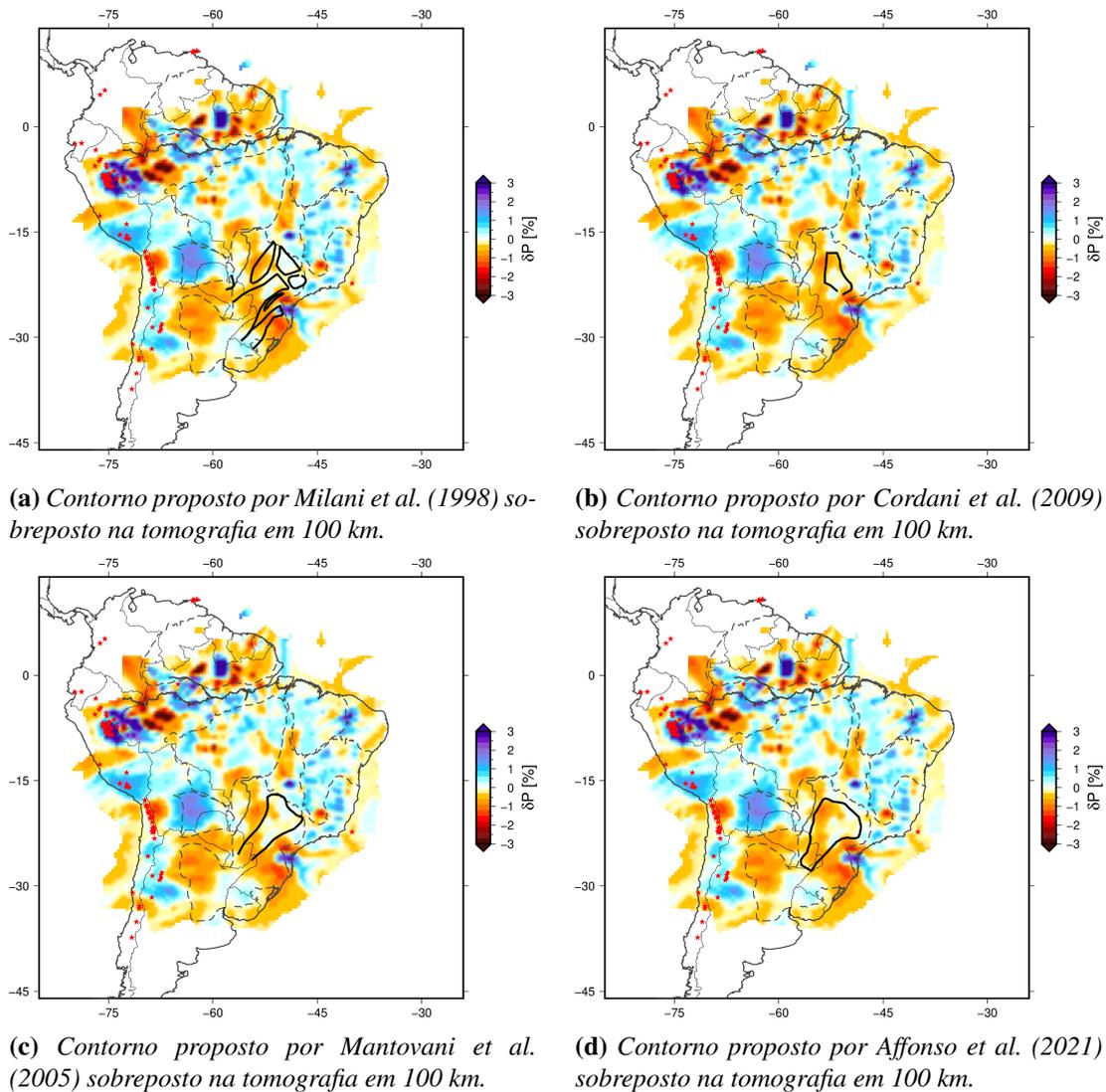


Figura 6.2: Comparação de diferentes contornos propostos para o bloco Paranapanema com o resultado da tomografia em 100 km.

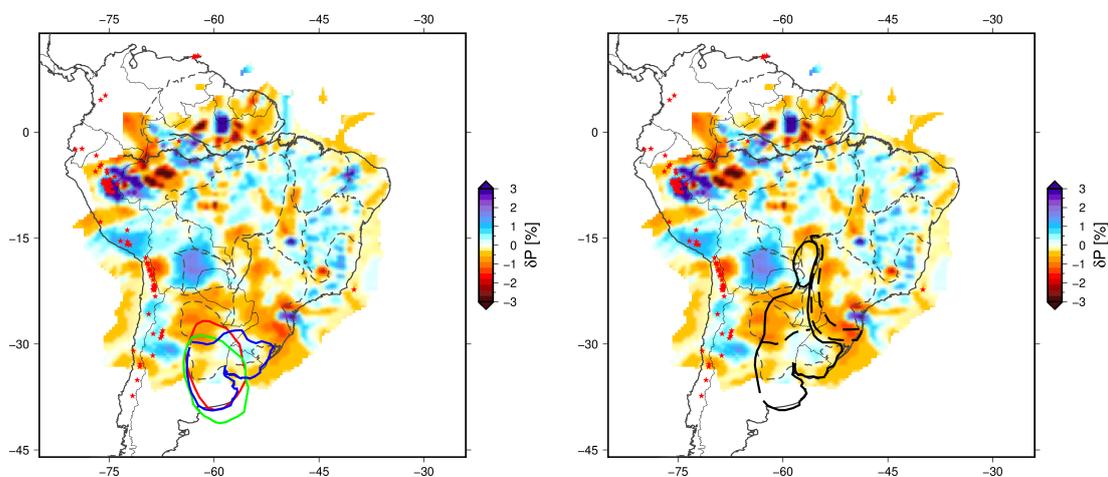
6.3.2 Cráton Rio de La Plata, Rio Tebicuary e Rio Apa

Dragone et al. (2017) propuseram uma zona de sutura que separaria o bloco cratônico Paranapanema para leste e os blocos cratônicos do Rio Apa, Rio de la Plata e Rio Tebicuary a oeste, trazendo para nordeste o limite do bloco Rio de Placa se comparado aos trabalhos apresentados por Rapela et al. (2011) e Oyhantçabal et al. (2011). Na Figura 6.3a podemos ver que o limite proposto Dragone et al. (2017) para o bloco cratônico Rio de La Plata é o mais compatível com a região composta por anomalias de alta velocidade em nosso modelo, divergindo apenas na margem NE.

Sobrepondo o modelo de sutura proposta por Dragone et al. (2017) (ao mesmo mo-

delo em 100 km) observa-se boa correspondência, uma vez que a região é marcada por anomalia de baixa velocidade condizente ao que se esperaria de uma zona de sutura. Resultado esse em oposição ao observado por Affonso et al. (2021), onde a zona de sutura correspondia a anomalias de alta velocidade em seu modelo.

Adicionalmente os contornos propostos para os blocos cratônicos do Rio Apa e Rio Tebicuary (Dragone, 2016), apesar de não concordarem com o exato limite proposto, nossos resultados apresentam dois pequenos blocos com anomalia de alta velocidade que possivelmente sejam gerados por cada núcleo cratônico correspondente.



(a) Em verde contorno do cráton Rio de la Plata proposto por Oyhantçabal et al. (2011); em vermelho por Rapela et al. (2011) e em azul por Dragone et al. (2017) sobrepostos a tomografia em 100 km.

(b) Sutura apresentada por Dragone et al. (2017) juntamente com os limites para os cratons Rio de La Plata, Rio Tebicuary e Rio Apa sobrepostos a tomografia em 100 km.

Figura 6.3: Comparação de diferentes contornos propostos para o bloco Rio de La Plata à esquerda. E a direita limites dos blocos cratônicos sugeridos por Dragone et al. (2017) juntamente com a zona de sutura. Ambos sobrepostos ao resultado da tomografia em 100 km.

Buscando associar o modelo de sutura e os contornos apresentados por Dragone et al. (2017) propuseram novo limite para o bloco Paranapanema, deixando em aberto apenas o limite da sua extensão em direção a zona da sutura.

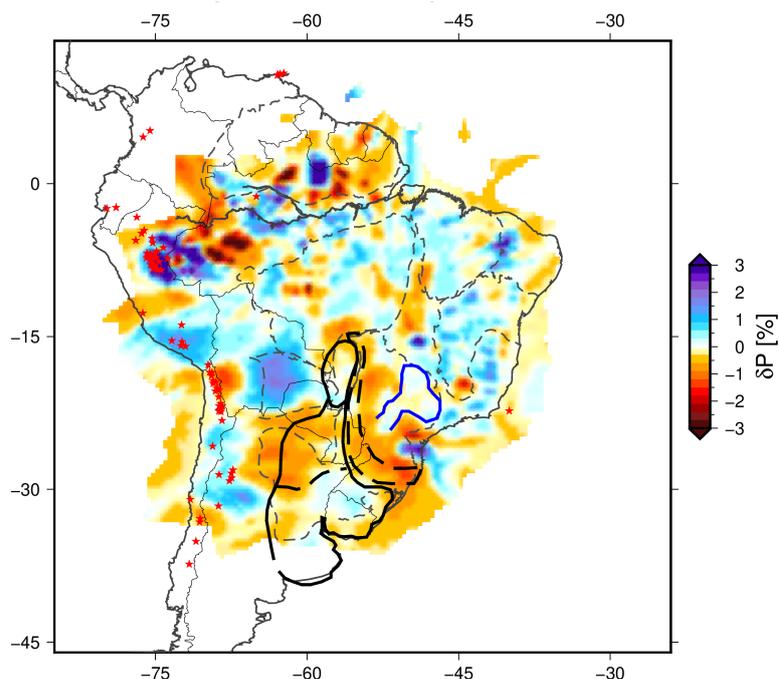


Figura 6.4: Em azul apresentamos uma proposta de contorno baseada no resultado da nossa tomografia estando em correspondência com o modelo de sutura (tracejado preto) proposto por Dragone et al. (2017). Com linha preta contínua é apresentado o contorno dos crátons Rio de La Plata, Rio Tebicuary e Rio Apa proposto por Dragone et al. (2017).

6.3.3 Subducção da Placa de Nazca

Como discutido no Capítulo 5 os testes sintéticos e cobertura de raio mostraram que a tomografia apresentada tem resolução até cerca de 1 200 km de profundidade, permitindo que seja imageada a continuidade da placa de Nazca em subducção sob a placa Sul-Americana.

Avaliando os perfis verticais podemos observar que a anomalia de alta velocidade referente a placa de Nazca sofre alteração de profundidade de norte para sul. O perfil 8 Figura 6.5a (que sai da fronteira entre Paraguai e Bolívia em direção a bacia do Parnaíba) indica que a placa está estagnada na base da zona de transição do manto (MTZ) e sua continuidade para dentro do continente não é clara. Já o perfil 13 (Figura 6.5b) apresenta a placa estagnada até cerca de 750 km no perfil onde há uma quebra da continuidade da anomalia de velocidade que reaparece em 1 100 km no perfil logo a baixo da MTZ, sugerindo que possa ser a continuação da placa.

No perfil 16 (Figura 6.5c) (saindo do Paraguai até o Arco de Ponta Grossa) a placa se encontra estagnada até 1 400 km no perfil, passando então a mergulhar quase que verticalmente. No final do perfil podemos observar uma anomalia de alta velocidade isolada entre 1

200 e 1 500 km de profundidade, podendo indicar uma nova estagnação nessa profundidade ou mesmo um pedaço de litosfera que se desprende. Corroborando com a ideia de continuidade o perfil 18 (Figura 6.5d) apresenta a placa dentro da MTZ nos primeiros 500 km do perfil, mergulhando até 1 200 de profundidade e 1 400 km no perfil. E como indicado, a anomalia apesar de ser enfraquecida parece se conectar com a anomalia de alta velocidade presente nos últimos 500 km do perfil e cerca de 1 400 km de profundidade.

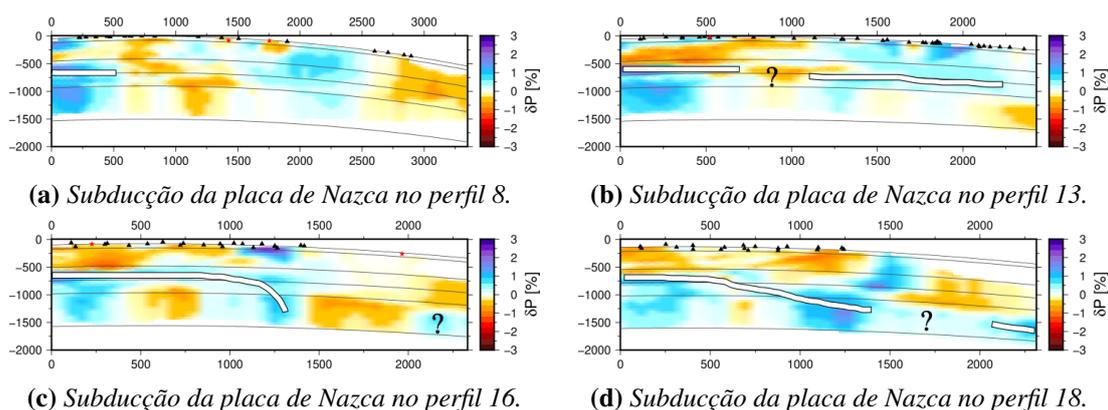


Figura 6.5: Observa-se que a anomalia de alta velocidade referente a placa de Nazca aparece estagnada dentro do MTZ nos perfis ao norte, especialmente nos primeiros 1 000 km do perfil.

Avaliando outro perfil 19 (Figura 6.6a) (saindo no noroeste da Argentina e passando pelo Arco Rio Grande), podemos ver uma rápida transição da placa da MTZ para 1 000 km onde se estagna novamente. Avançando ao longo do perfil a continuidade da anomalia não é direta, mas é presente algumas dezenas de quilômetros a frente no perfil, indicando assim um possível “gap” na placa nessa região, em concordância com Rodríguez et al. (2021) e Mohammadzaheri et al. (2021). O perfil 20 (Figura 6.6b), mostra a placa estagnada em cerca de 1 200 km de profundidade e deixa mais evidente o “gap” observado no perfil 19 e a continuidade horizontal da placa até o final do perfil.

O perfil 21 (Figura 6.6c), saindo do noroeste da Argentina e passando pela bacia do Parecis, apresenta a continuidade da subducção de sul para norte na porção oeste da bacia do Paraná. É possível observar que a anomalia referente a placa esta mais profunda no inicio do perfil (próximo dos 1 500 km) e sobe para 1 000 km próximo dos 1 900 km do perfil, confirmando a observação feita nos perfis perpendiculares ao slab2.0 (Hayes et al., 2018) que mostraram que a placa de Nazca está estagnada, na base, ou logo abaixo da base do MTZ na região correspondente ao *flat slab* do Altiplano Pampeanos. O perfil 24 (Figura 6.6d), na borda leste da bacia do Paraná, corrobora com o mesmo resultado, onde a placa de Nazca sai

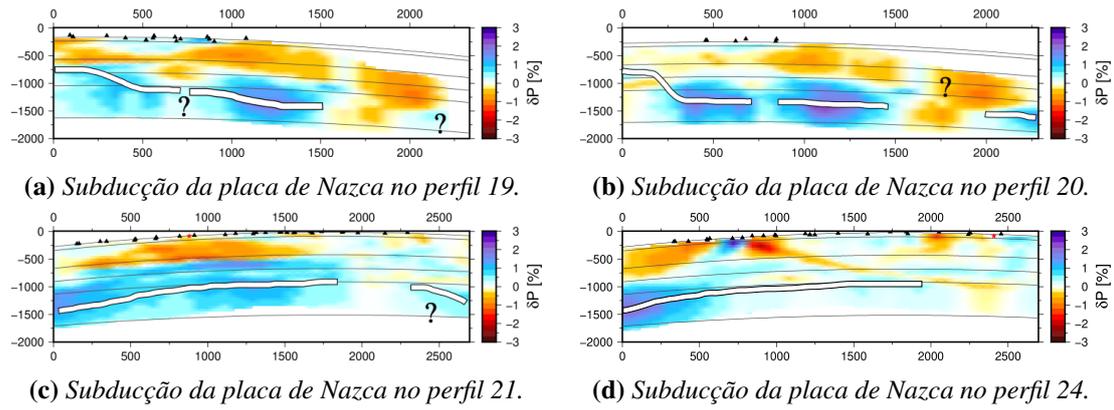


Figura 6.6: Os perfis 19 e 20 indicam a presença de um gap na placa. Já os perfis 21 e 24 indicam que a placa de Nazca alcança profundidades maiores na região sul e fica estagnada logo abaixo da MTZ na região central do nosso modelo.

dos 1 300 km ficando estagnada na profundidade de 1 000 km ao longo de todo perfil.

Capítulo 7

Conclusão

O aumento do número de estações trazido pela rede XC, especialmente na região central e na borda oeste da bacia do Paraná, possibilitou que novos modelos tomográficos com maior riqueza de detalhes pudessem ser gerados ampliando o conhecimento sobre as estruturas de velocidade litosféricas e o estudo da continuidade da subducção da placa de Nazca sob a placa Sul Americana.

A combinação das bases de dados locais, regionais e telessismos (principal ponto de atenção deste trabalho) se mostrou efetiva em aumentar a cobertura de raios possibilitando resultados mais robustos e detalhados se comparado com a inversão utilizando apenas os catálogos de forma independente.

Apesar de contar com uma menor quantidade de dados do que outros trabalhos, nós apresentamos um conjunto de dados completamente independente e conciso. Desenvolvemos uma ferramenta para quantificar e filtrar a base de dados de acordo com o grau de correlação entre os sismogramas do mesmo evento e buscamos tirar proveito dos dados regionais e locais registrados pela RSBR nos últimos anos. Na inversão, utilizamos um software capaz com lidar com as bases de dados heterogêneas o que nos permitiu integrar as bases de dados como feito e apresentado.

A fim de aumentar a confiabilidade dos resultados apresentamos diversos testes sintéticos juntamente com a densidade dos raios em diferentes profundidades e seções verticais, possibilitando que se conheça os limites de resolução do modelo e as regiões de maior e menor confiabilidade.

As anomalias de baixa velocidade, nos primeiros 100 km de profundidade, se mos-

traram coincidentes com intrusões alcalinas do Cretáceo Superior e com zonas que passaram por afinamento litosférico. O modelo de sutura que divide os blocos cratônicos Paranapanema, Rio Apa, Rio Tebicuary e Rio de Plata proposto por Dragone et al. (2017) se mostrou compatível com o resultado da tomografia obtido em 100 km de profundidade, tendo ainda a melhor correspondência, com nossos resultados, do limite proposto para o cráton Rio de La Plata, se comparado com as demais referências na literatura.

Por meio da análise das seções verticais pudemos observar que a placa de Nazca sofre alteração de profundidade de norte para o sul, ficando estagnada na base, ou logo abaixo, da zona de transição do manto (MTZ) na região do *flat slab* Peruano. Os perfis também mostraram que a placa de Nazca fica estagnada entre 1 200 e 1 500 km, em direção a costa leste do continente na porção sul por pelo menos 1 500 km, com indícios de que possa passar dos 2 500 km na direção do perfil. Também observamos *gaps* na placa em torno da latitude -30° S em concordância com a literatura (e.g. Rodríguez et al., 2021; Mohammadzaheri et al., 2021). A extensão da placa para a porção Norte se mostrou ainda um desafio devido a diferença de cobertura de raios disponível.

Para trabalhos futuros, com o propósito de ampliar o mapeamento da subducção da placa de Nazca, recomendamos o uso de estações próximas a costa leste e na faixa Araguaia-Tocantins, como também o uso combinado de dados locais, regionais e telessismos, como aqui apresentado.

Referências Bibliográficas

- Affonso, G., Rocha, M., Costa, I., Assumpção, M., Fuck, R., Albuquerque, D., Portner, D., Rodríguez, E., & Beck, S., 2021. Lithospheric architecture of the paranapanema block and adjacent nuclei using multiple-frequency p-wave seismic tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **126**(4), e2020JB021183.
- Alkimin, F., 1993. Arcabouço tectônico do craton de São Francisco, uma revisão, in *III Simposio do Craton do São Francisco*, pp. 45–62, Salvador.
- Alkmim, F. F. & Cruz, S., 2005. Crátogenos, aulacógenos, orógenos e sua interação: O caso do cráton do São Francisco-Congo e sistemas brasileiros/pan-africanos adjacentes, *SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO*, **3**, 185–187.
- Artemieva, I. M., Billien, M., Lévêque, J.-J., & Mooney, W. D., 2004. Shear wave velocity, seismic attenuation, and thermal structure of the continental upper mantle, *Geophysical Journal International*, **157**(2), 607–628.
- Azevedo, P. A., Rocha, M. P., Soares, J. E. P., & Fuck, R. A., 2015. Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic p-wave tomography, *Geophysical Journal International*, **201**(1), 61–69.
- Azevedo, P. A. d., 2018. Estudo do manto superior sob o Brasil utilizando tomografia sísmica de tempo de percurso com ondas p.
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., Cande, S. C., Engels, M., & Weinrebe, W., 2008. Birth of an intraoceanic spreading center, *Geology*, **36**(10), 767–770.
- Beck, S. L., Zandt, G., Ward, K. M., & Scire, A., 2015. Multiple styles and scales of lithospheric foundering beneath the Puna plateau, central Andes, *Geological Society of America memoirs*, **212**, 43–60.

- Bianchi, M., Heit, B., Jakovlev, A., Yuan, X., Kay, S., Sandvol, E., Alonso, R., Coira, B., Brown, L., Kind, R., et al., 2013. Teleseismic tomography of the southern puna plateau in argentina and adjacent regions, *Tectonophysics*, **586**, 65–83.
- Bianchi, M. B., Assumpção, M., Rocha, M. P., Carvalho, J. M., Azevedo, P. A., Fontes, S. L., Dias, F. L., Ferreira, J. M., Nascimento, A. F., Ferreira, M. V., et al., 2018. The brazilian seismographic network (rsbr): improving seismic monitoring in brazil, *Seismological Research Letters*, **89**(2A), 452–457.
- Bijwaard, H., Spakman, W., & Engdahl, E. R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103**(B12), 30055–30078.
- Brito Neves, B. B. d. & Fuck, R. A., 2014. The basement of the south american platform:: Half laurentian (n-nw)+ half gondwanan (e-se) domains, *Precambrian Research*, **244**, 75–86.
- Cahill, T. & Isacks, B. L., 1992. Seismicity and shape of the subducted nazca plate, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **97**(B12), 17503–17529.
- Celli, N. L., Lebedev, S., Schaeffer, A. J., Ravenna, M., & Gaina, C., 2020. The upper mantle beneath the south atlantic ocean, south america and africa from waveform tomography with massive data sets, *Geophysical Journal International*, **221**(1), 178–204.
- Chaves, C., Ussami, N., & Ritsema, J., 2016. Density and p-wave velocity structure beneath the paraná magmatic province: Refertilization of an ancient lithospheric mantle, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **17**(8), 3054–3074.
- Chen, Y.-W., Wu, J., & Suppe, J., 2019. Southward propagation of nazca subduction along the andes, *Nature*, **565**(7740), 441–447.
- Ciardelli, C., Assumpção, M., Bozdağ, E., & van der Lee, S., 2022. Adjoint waveform tomography of south america, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **127**(2), e2021JB022575.
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B. d., Fuck, R., Porto, R., Thomaz Filho, A., & Cunha, F. M. B., 1984. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos

- das bacias sedimentares brasileiras, *Resumos, breves comunicações, cursos, excursões e mesas-redondas*, p. 183.
- Cordani, U. G., de Brito Neves, B. B., & Thomaz Filho, A., 2009. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (atualização), *Boletim de Geociências da Petrobras*, **17**(1).
- Dahlen, F., Hung, S.-H., & Nolet, G., 2000. Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes—i. theory, *Geophysical Journal International*, **141**(1), 157–174.
- de Almeida, F. F. M., de Brito Neves, B. B., & Carneiro, C. D. R., 2000. The origin and evolution of the south american platform, *Earth-Science Reviews*, **50**(1-2), 77–111.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F., 2010. Geologically current plate motions, *Geophysical journal international*, **181**(1), 1–80.
- Dragone, G. N., Ussami, N., Gimenez, M. E., Klinger, F. G. L., & Chaves, C. A. M., 2017. Western paraná suture/shear zone and the limits of rio apa, rio tebicuary and rio de la plata cratons from gravity data, *Precambrian Research*, **291**, 162–177.
- Dragone, I. A., 2016. *Tomografia regional de Tempos de Percurso para ondas P e S no Platô de Puna*, Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, Trabalho de Graduação.
- Engdahl, E., Van der Hilst, R., & Berrocal, J., 1995. Imaging of subducted lithosphere beneath south america, *Geophysical Research Letters*, **22**(16), 2317–2320.
- Escalante, C., 2002. Tomografia sísmica do manto superior sob o sudeste e centro-oeste do brasil, *Dissert. de Mestrado, IAG/USP, São Paulo, Brasil*.
- Feng, M., Assumpção, M., & Van der Lee, S., 2004. Group-velocity tomography and lithospheric s-velocity structure of the south american continent, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **147**(4), 315–331.
- Feng, M., Van der Lee, S., & Assumpção, M., 2007. Upper mantle structure of south america from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of rayleigh waves, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**(B4).

- Fukao, Y., Widiyantoro, S., & Obayashi, M., 2001. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region, *Reviews of Geophysics*, **39**(3), 291–323.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Nakakuki, T., & Group, D. S. P., 2009. Stagnant slab: a review, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **37**(1), 19–46.
- Gibson, S., Thompson, R., Leonardos, O., Dickin, A., & Mitchell, J., 1995. The late cretaceous impact of the trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in se brazil, *J. Petrology*, **36**(1), 189–228.
- Gibson, S., Thompson, R., Weska, R., Dickin, A., & Leonardos, O., 1997. Late cretaceous rift-related upwelling and melting of the trindade starting mantle plume head beneath western brazil, *Contrib. Mineral Petrol.*, **126**, 303–314.
- Goes, S., Govers, R., & Vacher, P., 2000. Shallow mantle temperatures under europe from p and s wave tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**(B5), 11153–11169.
- Gomes, C., Ruberti, E., & Morbidelli, L., 1990. Carbonatite complexes from brazil: a review, *J. S. Am. Earth Sci.*, **3**(1), 51–63.
- Gomes, C., Comin-Chiaromonti, P., Velazquez, V., & Orue, D., 1996. Alkaline magmatism in paraguay: a review, in *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay: relationships with Coeval magmatism in Brazil*, pp. 31–56, eds Comin-Chiaromonti, P. & Gomes, C., EDUSP/FAPESP.
- Guimaraes, S. N. P. & Hamza, V. M., 2013. Thermomagnetic features of crust in southern parts of the structural provinces of tocantins and são francisco, brazil, *International Scholarly Research Notices*, **2013**(1), 382382.
- Hamza, V., Cardoso, R., & Ponte Neto, C., 2008. Spherical harmonic analysis of earth's conductive heat flow, *International Journal of Earth Sciences*, **97**, 205–226.
- Hayes, G. P., Wald, D. J., & Johnson, R. L., 2012. Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**(B1).

- Hayes, G. P., Smoczyk, G. M., Benz, H. M., Furlong, K. P., & Villaseñor, A., 2015. Seismicity of the earth 1900-2013, seismotectonics of south america (nazca plate region), Tech. rep., US Geological Survey.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. M., 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model, *Science*, **362**(6410), 58–61.
- Heit, B., Sodoudi, F., Yuan, X., Bianchi, M., & Kind, R., 2007. An s receiver function analysis of the lithospheric structure in south america, *Geophysical Research Letters*, **34**(14).
- Jakovlev, A., Rümpker, G., Schmeling, H., Koulakov, I., Lindenfeld, M., & Wallner, H., 2013. Seismic images of magmatic rifting beneath the western branch of the east african rift, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **14**(11), 4906–4920.
- Kennett, B. & Engdahl, E., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophysical Journal International*, **105**(2), 429–465.
- Koulakov, I., 2009. Lotos code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**(1), 194–214.
- Koulakov, I. & Sobolev, S. V., 2006. A tomographic image of indian lithosphere break-off beneath the pamir–hindukush region, *Geophysical Journal International*, **164**(2), 425–440.
- Koulakov, I., Sobolev, S. V., & Asch, G., 2006. P-and s-velocity images of the lithosphere—asthenosphere system in the central andes from local-source tomographic inversion, *Geophysical Journal International*, **167**(1), 106–126.
- Kufner, S.-K., Schurr, B., Sippl, C., Yuan, X., Ratschbacher, L., Ischuk, A., Murodkulov, S., Schneider, F., Mechie, J., Tilmann, F., et al., 2016. Deep india meets deep asia: Lithospheric indentation, delamination and break-off under pamir and hindu kush (central asia), *Earth and Planetary Science Letters*, **435**, 171–184.
- Kumar, A., Wagner, L. S., Beck, S. L., Long, M. D., Zandt, G., Young, B., Tavera, H., &

- Minaya, E., 2016. Seismicity and state of stress in the central and southern peruvian flat slab, *Earth and Planetary Science Letters*, **441**, 71–80.
- Li, C., van der Hilst, R. D., Engdahl, E. R., & Burdick, S., 2008. A new global model for p wave speed variations in earth's mantle, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**(5).
- Lonsdale, P., 2005. Creation of the cocos and nazca plates by fission of the farallon plate, *Tectonophysics*, **404**(3-4), 237–264.
- Mantovani, M. S. M., Quintas, M. C. L., Shukowsky, W., & Brito Neves, B. B. d., 2005. Delimitation of the paranapanema proterozoic block: a geophysical contribution, *Episodes*, **28**(1), 18–22.
- Milani, E. J., Ramos, V. A., et al., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do gondwana e os ciclos de subsidência da bacia do paraná, *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(4), 473–484.
- Mohammadzaheri, A., Sigloch, K., Hosseini, K., & Mihalynuk, M. G., 2021. Subducted lithosphere under south america from multifrequency p wave tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **126**(6), e2020JB020704.
- Neto, Simões de Lima, F., 2018. *Estrutura do manto superior sob a Província Borborema através de tomografia telessísmica de onda P: implicações para o soergimento, vulcanismo intraplaca e abertura do atlântico equatorial*, Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Nolet, G., 1981. Linearized inversion of (teleseismic) data, in *The solution of the inverse problem in geophysical interpretation*, pp. 9–37, Springer.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K., 2011. The río de la plata craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature, *International Journal of Earth Sciences*, **100**, 201–220.
- Paige, C. C. & Saunders, M. A., 1982. Lsq: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM transactions on mathematical software*, **8**(1), 43–71.
- Portner, D. E., Beck, S., Zandt, G., & Scire, A., 2017. The nature of slab slow velocity anomalies beneath south america, *Geophysical Research Letters*, **44**(10), 4747–4755.

- Portner, D. E., Rodríguez, E. E., Beck, S., Zandt, G., Scire, A., Rocha, M. P., Bianchi, M. B., Ruiz, M., França, G. S., Condori, C., et al., 2020. Detailed structure of the subducted nazca slab into the lower mantle derived from continent-scale teleseismic p wave tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **125**(5), e2019JB017884.
- Ramos, V. A., 2004. La plataforma patagónica y sus relaciones con la plataforma brasileira, *Geologia do Continente Sul-Americano, Sao Paulo*, **22**, 371–381.
- Ramos, V. A. & Caminos, R., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino, *Geología Argentina*, **29**(3), 41–96.
- Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., & Baldo, E. G., 2011. The rio de la plata craton and the adjoining pan-african/brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west gondwana, *Gondwana research*, **20**(4), 673–690.
- Rivadeneira-Vera, C., Bianchi, M., Assumpção, M., Cedraz, V., Julià, J., Rodríguez, M., Sánchez, L., Sánchez, G., Lopez-Murua, L., Fernandez, G., et al., 2019. An updated crustal thickness map of central south america based on receiver function measurements in the region of the chaco, pantanal, and paraná basins, southwestern brazil, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **124**(8), 8491–8505.
- Rocha, M., Assumpção, M., Affonso, G., Azevedo, P., & Bianchi, M., 2019. Teleseismic p wave tomography beneath the pantanal, paraná, and chaco-paraná basins, se south america: Delimiting lithospheric blocks of the sw gondwana assemblage, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **124**(7), 7120–7137.
- Rocha, M. P., 2003. *Ampliação da tomografia sísmica do manto superior no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil com ondas P*, Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo.
- Rocha, M. P., 2008. *Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil*, Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo.
- Rocha, M. P., Schimmel, M., & Assumpção, M., 2011. Upper-mantle seismic structure beneath se and central brazil from p-and s-wave regional travelttime tomography, *Geophysical Journal International*, **184**(1), 268–286.

- Rocha, M. P., de Azevedo, P. A., Marotta, G. S., Schimmel, M., & Fuck, R., 2016. Causes of intraplate seismicity in central brazil from travel time seismic tomography, *Tectonophysics*, **680**, 1–7.
- Rodríguez, E., Beck, S., Ruiz, M., Meltzer, A., Portner, D., Hernández, S., Segovia, M., Agurto-Detzel, H., & Charvis, P., 2024. Seismic imaging of the northern andean subduction zone from teleseismic tomography: a torn and fragmented nazca slab, *Geophysical Journal International*, **236**(1), 593–606.
- Rodríguez, E. E., Portner, D. E., Beck, S. L., Rocha, M. P., Bianchi, M. B., Assumpção, M., Ruiz, M., Alvarado, P., Condori, C., & Lynner, C., 2021. Mantle dynamics of the andean subduction zone from continent-scale teleseismic s-wave tomography, *Geophysical Journal International*, **224**(3), 1553–1571.
- Rosa, M. L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., & Sánchez, G., 2016. Thin crust beneath the chaco-paraná basin by surface-wave tomography, *Journal of South American Earth Sciences*, **66**, 1–14.
- Schimmel, M., 1999. Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**(5), 1366–1378.
- Schimmel, M., Assumpcao, M., & VanDecar, J., 2003. Seismic velocity anomalies beneath se brazil from p and s wave travel time inversions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**(B4).
- Scire, A., 2015. *Imaging variations in the central Andean mantle and the subducting Nazca slab with teleseismic tomography*, Ph.D. thesis, The University of Arizona.
- Scire, A., Biryol, C. B., Beck, S., Zandt, G., Gray, G., & Heit, B., 2011. Data mining for teleseismic tomography in the central andes, in *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 1, p. 2328.
- Scire, A., Zandt, G., Beck, S., Long, M., Wagner, L., Minaya, E., & Tavera, H., 2016. Imaging the transition from flat to normal subduction: Variations in the structure of the nazca slab and upper mantle under southern peru and northwestern bolivia, *Geophysical Journal International*, **204**(1), 457–479.

- Shang, X., Li, X., Morales-Esteban, A., & Dong, L., 2018. Enhancing micro-seismic p-phase arrival picking: Emd-cosine function-based denoising with an application to the aic picker, *Journal of Applied Geophysics*, **150**, 325–337.
- Sonoki, I. & Garda, G., 1988. Idades k-ar de rochas alcalinas do brasil meridional e paraguai oriental: compilacao e adaptacao as novas constantes de decaimento, *Bol. Inst. Geoc. - USP, Ser. Cient.*, **19**, 63–85.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, J., 1999. Geochronological provinces of the amazonian craton, *Episodes*, **22**(3), 174–182.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B., 2004. A evolução tectônica do cráton amazônico, *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*.
- Thompson, R., Gibson, S., Mitchell, J., Dickin, A., Leonardos, O., Brod, J., & Greenwood, J., 1998. Migrating cretaceous-eocene magmatism in the serra do mar alkaline province, se brazil: melts from the deflected trindade plume?, *J. Petrology*, **39**(8), 1493–1526.
- Van Der Lee, S., James, D., & Silver, P., 2001. Upper mantle s velocity structure of central and western south america, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **106**(B12), 30821–30834.
- Van der Sluis, A. & Van der Vorst, H., 1987. Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems, in *Seismic tomography*, pp. 49–83, Springer.
- VanDecar, J. C., James, D. E., & Assumpção, M., 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath south america and implications for plate driving forces, *Nature*, **378**(6552), 25–31.
- Zhao, D., 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep earth dynamics, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**(1-2), 3–34.