



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

Tomografia sísmica do Brasil: interferometria a partir de ruído ambiental

Marcos Vinícius Ferreira

Tese de Doutorado N° 76

Brasília, 2022



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

Título: Tomografia sísmica do Brasil: interferometria a partir de ruído ambiental

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas da Universidade de Brasília, como cumprimento parcial dos requerimentos para a outorga do grau de Doutor em Geociências Aplicadas e Geodinâmica na área de Geofísica.

Marcos Vinícius Ferreira

Tese de Doutorado Nº 76

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Banca Examinadora

Dr. Aderson Farias do Nascimento UFRN

Dr. Marcelo Belentani de Bianchi USP

Dr. Giuliano Sant’Anna Marotta UnB

Brasília, 2022



Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Ft Ferreira, Marcos Vinícius
Tomografia sísmica do Brasil: interferometria a partir de
ruído ambiental / Marcos Vinícius Ferreira; orientador
Marcelo Peres Rocha. -- Brasília, 2022.
107 p.

Tese(Doutorado em Geociências Aplicadas) -- Universidade
de Brasília, 2022.

1. Tomografia. 2. Ruído Ambiental . 3. Rayleigh. 4.
Velocidade. 5. Crosta. I. Rocha, Marcelo Peres, orient. II.
Título.



Agradecimentos

Este trabalho foi realizado com o apoio de amigos e familiares, os quais foram fundamentais para incentivar a finalização dele, em especial aos amigos Iago, Isabelle e minha companheira Antonia Luciana que me aturaram no desenvolvimento deste volume. Agradeço ao Serviço Geológico do Brasil pelo apoio para a execução deste trabalho, bem como aos membros da Câmara Técnico Científica que avaliaram o mesmo. Agradeço a Universidade de Brasília, seus funcionários envolvendo equipe técnica e de apoio que propiciam a continua tarefa de realizar e gerar conhecimento no nosso país. Também quero agradecer a todos os técnicos, pesquisadores de diversas instituições do Brasil, em especial as equipes da UnB, USP, ON e UFRN, que se envolvem no processo de instalação, manutenção das estações sismográficas espalhadas pelo nosso país. Sem o esforço dessas equipes este trabalho não poderia ser desenvolvido. Finalmente, agradeço ao meu orientador, Marcelo Peres Rocha, por ter trabalhado comigo durante todos estes anos. Seus ensinamentos e motivações foram fundamentais para o resultado entregue. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.



“Noise is that part of data that we choose not to explain.”

Scales & Snieder (1998)



Sumário

<i>Agradecimentos</i>	<i>iv</i>
<i>Lista de Figuras</i>	<i>viii</i>
<i>Resumo</i>	<i>xi</i>
<i>Abstract</i>	<i>xii</i>
<i>Introdução</i>	<i>1</i>
Área de Estudo	2
Referencial Teórico	4
Ondas superficiais	5
Origem do Ruído Sísmico	8
Interferometria Sísmica	9
Tomografia de Ruído Ambiental (ANT)	12
Metodologia	15
<i>Crustal imaging on the main tectonic domains of Brazil using ambient noise tomography....</i>	<i>22</i>
Abstract	23
Introduction	24
Geological context	27
Data and Method	28
Results	32
Resolution Tests	32
Velocity Anomalies.....	33
Discussion	35
Conclusions	41
References	43
Supplementary material - Crustal imaging on the main tectonic domains of Brazil using ambient noise tomography	51



<i>Artigo 2 - Crustal structure of São Francisco Craton from ambient noise tomography</i>	<i>66</i>
Abstract.....	67
Introduction	67
Geological Setting	69
Data and Method.....	70
Results and Discussion	73
Conclusions	79
References.....	81
Supplementary material - Crustal structure of São Francisco Craton from ambient noise tomography	86
<i>Conclusões</i>	<i>89</i>
<i>Referências Bibliográficas.....</i>	<i>91</i>



Lista de Figuras

<i>Figura 1.1: Mapa com a localização da área de estudo (retângulo preto), mostrando as unidades cronoestratigráficas da América do Sul (Cordani et al. 2016) e as estações sismográficas (triângulos classificados pelas diferentes redes sismográficas).</i>	3
<i>Figura 1.2: Velocidade relativa à mediana da velocidade de grupo da onda Rayleigh para os períodos de 6 e 10 s, onde a região delimitada pela linha preta grossa apresenta resolução espacial melhor do que 800 km, os triângulos e losangos brancos são estações sismográficas, os pontos verdes são locais onde Goutorbe et al. (2015) inverteu para velocidade S em 1D. Figura modificada de Goutorbe et al. (2015).</i>	5
<i>Figura 1.3: Sensibilidade do kernel da velocidade de grupo calculada a partir do modelo IASP91(Kennett, 1991).</i>	6
<i>Figura 1.4: Em (A) imagem esquemática da onda de superfície com o efeito de dispersão, e (B) o decaimento da amplitude com a profundidade.</i>	7
<i>Figura 1.5: Resultado da medição de velocidades de grupo e fase para uma curva de dispersão com o método de análise tempo-frequência para o caminho entre as estações do Rosário/MA e Santa Maria do Tocantins/TO (aproximadamente 761 km de distância entre elas).</i>	8
<i>Figura 1.6: Esquema de visada superficial mostrando as zonas cinza de interferência construtiva do ruído para o par de estação A e B (figura modificada de Nakata et al. (2019)).</i>	11
<i>Figura 1.7: Esquema mostrando três situações de distribuição de ruído (equiparcionais, direcional esquerda-direita e direcional direita-esquerda) e os respectivos correlogramas obtidos nas estações sismográficas 1 e 2 (figura modificada de Stehly et al. (2006)).</i>	11
<i>Figura 1.8: Esquema a esquerda mostrando a discretização do meio para o cálculo da inversão 1D com o caminho percorrido entre as estações A e B, mostrando os nós que afetam cada parte do caminho. A direita, é mostrado um gráfico da construção da inversão em profundidade de cada nó, onde a curva é construída iterativamente. Esse esquema mostra com a inversão 3D é calculada (figura modificada de Fang, et al. 2015).</i>	14
<i>Figura 1.9: Dados sísmicos pré-processados para a data de 01/01/2018 das estações: (A) Canela – RS e (B) Diamantina – MG. Em (C) é apresentado a correlação-cruzada entre os dados de (A) e (B).</i>	16
<i>Figura 1.10: Comparação do empilhamento linear (figuras superiores) para o empilhamento de fase (figuras inferiores) para os pares de estações a esquerda: Diamantina-MG e Mercedes- Buenos Aires (Argentina) e a direita: Diamantina-MG e Mangaratiba-RJ.</i>	17
<i>Figura 1.11: Resultados dos empilhamentos de fase para o par de estações de Diamantina-MG e Canela - RS para 60, 120,180 e 365 dias, ressaltando a amplitude do sinal (não simétrico) recuperado.</i>	18
<i>Figura 1.12: Resultados do empilhamento de diversos pares de estações com a estação de Januária-MG (JANB), organizados pela distância.</i>	19



Figura 1.13: Gráfico da curva de dispersão para o par de estação DIAM/MAN01 (distância 506 km), onde a curva azul representa a curva de dispersão calculada no máximo da função de envelope para cada período. As regiões em cinza indicam falta de dados e as cores representam a função de amplitude $A(t, \omega_0)$20

Figura 1.14: Limites de velocidade mínimos e máximos (linha preto) considerados para cada período, considerando uma curva de dispersão teórica (linha vermelha) calculada com o modelo de velocidades PREM (Dziewonski & Anderson 1981).21

Figure 2.1: Study Area with the geological ages (Gómes Tapias et al. 2019). The blue triangles are the distribution of the 204 stations used in this work. The main geological provinces are the Amazon basin (AB), Amazon craton (AC), Parnaíba basin (PAB), Tucano/Jatobá basin (TJB), Borborema province (BB), Parecis basin (PB), Tocantins province (TO), São Francisco basin (SFB). São Francisco cráton (SFC), Matiqueira province (MT), and Paraná basin (PR).26

Figure 2.2: A) Example of a stacked symmetrical signal EGF from two seismic stations in Mangaratiba/RJ and Diamantina/MG with a distance between them of 506 km. B) The dispersion curve measurements (blue line) for group velocity using FTAN for the path in A. C) The number of paths after quality control for each period29

Figure 2.3: Box plot of the group and phase velocities measurements for all periods.30

Figure 2.4: Residuals between the observed and predicted travel times for different periods (10, 20, 25 s) of the phase and group velocities.31

Figure 2.5: L curve calculated to define the parameters alpha and beta of 2D inversion periods in (A) L-Curve for alpha and (B) L-Curve for the beta.32

Figure 2 6: The estimated resolution for the phase velocity map for 10 to 35s obtained from the surface wave tomography method of Barmin et al. (2001). The resolution for group velocity is shown in Figure S1.33

Figure 2 7: (A-F) Ambient noise tomography for phase velocities maps of the 10 to 35 s periods. The results are the percentage of anomaly based on the mean velocity presented for each period. The group velocities result for the same periods are shown in Figure S2.35

Figure 2 8: Comparison of the (A) results of the 20s period with (B) the model of Goutorbe et al. (2015) for the same period (adapted). The blue triangles are the seismic station used in each study.36

Figure 2 9: Comparison of the tomography for a 10 s phase velocity anomaly with lateral topography density model (B-adapted) proposed by Fernandes de Medeiros et al. (2021).38

Figure 2.10: (A) Dispersion paths in different geological domains for phase velocity showing higher velocities in cratonic regions and lower velocities in sedimentary basins, especially at smaller periods. (B) Map with the stations' pairs of dispersions curves shown in (A), the simplified geology (Bizzi et al. 2003) with CJ – Carajás, AC – Central Amazon (Amazon Craton), AM – Amazon Basin, PB – Parnaiba Basin, CSF – São Francisco Craton, PR – Paraná Basin.39

Figure 2.11: : (A) An estimation of Rivadeneyra-Vera et al. (2019) for Moho with receiver function. (B) Moho estimative using ambient noise tomography. (C) Differences between results of estimation of Moho by Receiver



function and by ANT. The histogram shows the difference between the rasters of estimation of Moho by receiver function and by the shear velocity wave 3D model.40

Figure 2.S1: The estimated resolution for the group velocity map for 10 to 35s obtained from the surface wave tomography method of Barmin et al. (2001).51

Figure 2.S2: (A-F) ANT group Velocities maps for the periods 10 to 35 s. The results are the percentage of anomaly based on the mean velocity presented for each period.52

Figure 2.S3: Point difference between the Moho estimative by the receiver function in each seismic station and the result of the ambient noise tomography estimative using different cut velocities to find the Moho (3.9, 4.0, 4.1, and 4.2 km/s).53

Figure 3.1:Geochronological units (Bizzi et al. 2003). The black lines represent the main tectonic provinces such as SFC: São Francisco Craton, SFB: São Francisco basin, PAB: Parnaíba basin, MT: Mantiqueira province, AC: Amazon Craton, TO: Tocantins province, BB.69

Figure 3.2: Workflow of processing from broadband signal to pseudo - 3D velocity model.71

Figure 3.3: Phase velocity maps of Rayleigh wave ambient noise tomography for periods of 10, 15, 25, and 35 s, the maps are presented with a percentage of variation of the mean velocity for each period. The black lines represent the main tectonic provinces such as72

Figure 3.4: One dimension shear wave velocity structure in the Paraná basin, São Francisco Craton, Borborema province, and Mantiqueira province.73

Figure 3.5: One-dimensional shear wave velocity model adjusted to the Rayleigh wave phase velocity in the regions of (A) Paraná Basin, (B) Mantiqueira Province, (C) Borborema province, and (D) São Francisco Craton.75

Figure 3.6:Shear wave velocity maps of São Francisco Craton and its surroundings with slices at the depths of 7, 15, 21, and 31 km. The black lines the main tectonic provinces such as SFC: São Francisco Craton, SFB: São Francisco basin, PAB: Parnaíba basin, MT: Mantiqueira province, AC: Amazon Craton, TO: Tocantins province, BB: Borborema province, TJB: Tucano-Jatobá province and PR Paraná basin.76

Figure 3.7: Paramirim aulacogen (thick black lines) map as a low velocity zone in the northeast São Francisco Craton.78

Figure 3.8: Vertical transects along the axis E-W of shear velocity in the São Francisco Craton. To the left is the Geological map (Bizzi et al. 2003) with the location of the sections.79

Figure 3.S1: Checkboard resolution test of the phase velocity maps from ambient noise tomography. The hashed regions represent the sedimentary basins, and the black lines the main tectonic provinces such as CSF: São Francisco Craton, PB: Parnaíba basin, MT: Mantiqueira province, CJ: Carajás Province, TO: Tocantins province, BB: Borborema province and PR Paraná basin.86



Resumo

Neste trabalho utilizamos os dados de estações sismográficas de diversos projetos que foram desenvolvidos entre os anos de 2000 e 2022, totalizando mais de 200 estações sismográficas com um volume de dados superior a 5 TB. Estes dados foram processados para gerar modelos de tomografia de ruído ambiental que é uma técnica passiva para imageamento da crosta terrestre. Os dados foram processados considerando pares de estações que funcionaram no mesmo período, assim conseguimos calcular mais de 10000 caminhos de pares de estações para gerar o modelo tomográfico. Diversas rotinas de automação computacional foram criadas para realizar o processamento do significativo volume de dados. Os resultados obtidos foram divididos em duas áreas: 1) A região do Brasil, considerando uma visão mais regional, onde obteve-se apenas os mapas de velocidade para os períodos de 8 a 35 segundos permitindo uma avaliação lateral das diferentes velocidades nos grandes domínios tectônicos; 2) A região do Cráton São Francisco e seus arredores, onde além dos mapas de velocidade por período foi calculado um modelo de velocidade 3D a partir de inversão dos dados 1D alcançando uma profundidade de 60 km. Essa separação de áreas ocorreu devido a diferença de resolução encontrada nos resultados para o Brasil, que ocorre devido a distribuição não uniforme de estações sismográficas, não permitindo ainda a construção de um modelo crustal de velocidades 3D com resolução adequada. A região do cráton foi escolhida devido a uma maior densidade de estações naquele local. Nossos resultados imagearam os principais domínios tectônicos do Brasil delimitando-os lateralmente com anomalias de velocidade. As bacias sedimentares apresentam anomalias de baixa velocidade nos resultados. As estimativas de profundidade das bacias do Paraná e Tucano/Jatobá são consistentes com outros estudos. Nas regiões cratônicas apresentaram as anomalias de maior velocidade, porém a região de Carajás/PA apresentou velocidades significativamente maiores do que as encontradas no bloco Arqueano/Paleoproterozoico do Cráton São Francisco. Também mostramos que o aulacógeno Paramirim apresenta uma assinatura de baixa velocidade com direção NW-SE ao longo da crosta até 31 km de profundidade. Na província Mantiqueira mostramos que a partir da profundidade de 31 km a região apresenta uma alta velocidade que pode ser associada a um afinamento crustal.

Palavras-chave: Tomografia de ruído ambiental, estrutura crustal, cráton São Francisco, curvas dispersão.



Abstract

We use data from several projects deployed in Brazil from 2000 to 2022, which amassed more than 200 seismic stations. This collected data encompass more than 5 TB of stored files. We used this data to calculate tomographic models with the ambient noise tomography methodology, which is a passive imaging approach for crustal studies. The data processing considers seismic stations that work simultaneously to create a pair of stations. We calculate more than 10.000 station pairs (paths) to generate the tomographic model. To deal with the large volume of data to analyze, we develop several automation programs to assist in this process. We divided our study area into two regions: 1) Brazil: we took a regional approach. We calculated the velocity maps for 8-35s periods, which allowed us to constrain the large tectonic domains as different lateral velocity anomalies. 2) The São Francisco Craton and its surroundings, where we calculated the 3D shear velocity model from 1D inversions achieving 60 km depth besides the period velocity maps. Due to the uneven distribution of seismic stations in the country, we separated the regions because of the different resolutions in the velocity models for Brazil. Unfortunately, we could not calculate the 3D shear velocity model for the entire country, so we reduced it to the São Francisco Craton because of a higher station density. Our results imaged Brazil's main tectonic domains, delimiting them laterally with velocity anomalies. The sedimentary basins show as low velocity anomalies, and our depth estimative of Paraná and Tucano/Jatobá basins are consistent with previous works. The cratonic regions are represented with higher velocity anomalies than other domains. However, the Carajás/PA region in the Amazonian Craton shows a significantly higher anomaly those found in the Archean/Proterozoic São Francisco Craton. The Paramirim aulacogen northeast of the São Francisco Craton is delimited by a low velocity anomaly with direction NW-SE up to 31 km depth. Also, the Mantiqueira province starting from 31 km, shows a solid high velocity anomaly which suggests a crustal thinning.

Keywords: Ambient Noise Tomography, Dispersion curves, crustal structure, São Francisco Craton.



Introdução

O desenvolvimento de grandes redes sismográficas permitiu que uma enorme quantidade de dados sísmicos fosse disponibilizada em tempo real e de forma contínua (Bianchi *et al.* 2018) para qualquer pessoa. Essa ampliação na disponibilidade dos dados permitiu o desenvolvimento de metodologias de processamento para geração de imagens tomográficas.

Os equipamentos utilizados nessas redes são capazes de registrar grandes intervalos de frequência, o que permite o registro de deslocamentos de diversas naturezas, ou seja, de fontes distintas mesmo que seus sinais tenham amplitudes muito pequenas. O principal sinal registrado pelas estações sismográficas tem como origem os terremotos que ocorrem em todo mundo, porém outros sinais, chamados de ruído ambiental, são também registrados, e têm como origem fontes dispersas no meio, compostas pela combinação de diferentes fenômenos, como os microssismos, a energia sísmica emitida por grandes terremotos, quebra das ondas oceânicas, fenômenos meteorológicos, entre outros. O ruído sísmico é caracterizado por fontes de vibrações oriundas de todas as direções não apresentando um padrão característico a ser observado diretamente no registro.

Atualmente o uso do ruído sísmico para obter informações sobre a estrutura interna da Terra tem sido realizado com bastante sucesso em diversos locais (Shapiro *et al.* 2005, Lin *et al.* 2007, Goutorbe *et al.* 2015, Martin-Short *et al.* 2018, Bianco *et al.* 2019). A possibilidade de recuperar informações a partir deste sinal, que era anteriormente desprezado, permitiu investigar a estrutura em subsuperfície de áreas com baixa ocorrência de eventos sísmicos (que são as fontes mais comuns para esse fim), ou com a baixa cobertura azimutal, que são fatores decisivos para se conduzir esse tipo de estudo, como é o caso do Brasil. Finalmente, métodos com fontes artificiais, como explosões, são bastante onerosos, e exigem uma complexidade para a sua execução e para liberação de licenças ambientais, o que limita bastante a utilização dessa alternativa.

O método de Tomografia de Ruído Sísmico Ambiental (*ANT – Ambient Noise Tomography*) depende do tamanho da rede sismográfica utilizada (número de estações) por ser uma técnica que utiliza pares de estações para a determinação dos perfis de velocidades média ao longo do percurso entre elas, os quais são usados para compor os modelos tomográficos. Sendo assim, a resolução das feições dos modelos tomográficos está diretamente relacionada às



características da rede. Uma outra aplicação da ANT é realizar o imageamento de uma região por um período para ver modificações sofridas ao longo do tempo, semelhantemente ao que é feito na sísmica 4D em campos de petróleo (Courtland, 2008). A obtenção dos sinais para a realização da tomografia com ruído é realizada a partir da técnica de interferometria dos registros simultâneos dos pares de estações, onde, a partir da correlação cruzada para diferentes diferenças de tempo (*lag times*) é possível recuperar o sinal análogo ao registro de uma onda de superfície que tenha percorrido o caminho entre as estações, como se tivesse sido gerada na estação A e registrada na estação B.

Trabalhos realizados em redes sismográficas densas produziram tomografias sísmicas 3D, como por exemplo os trabalhos no sul da Califórnia atingindo resolução horizontal até 60 km (Sabra *et al.* 2005, Shapiro *et al.* 2005). Nem todos os trabalhos utilizam ruído gerado de forma passiva, alguns trabalhos utilizaram ruídos sísmicos gerados a partir de fontes sísmicas ativas (e.g. explosões) tais como (Rickett & Claerbout, 1999, Schuster, 2009, Wapenaar *et al.* 2010a, 2010b). Medidas de anisotropia sísmica da crosta também podem ser obtidas a partir de dados de ruído sísmico (e.g. Huang *et al.* 2010, Ritzwoller *et al.* 2011).

Nesse contexto, este trabalho de doutorado teve como objetivo aplicar a técnica de interferometria sísmica para extrair informação dos ruídos sísmicos dos dados das estações disponíveis, para estudar a estrutura geológica da crosta e manto superior sob o Brasil.

Área de Estudo

A área de estudo do trabalho compreende todo o território brasileiro (Figura 1.1) para a geração de tomografia 2D regional. A identificação das áreas com resolução suficiente para a construção de modelos 3D de maior detalhe foi definida com a avaliação das qualidades das curvas de dispersão encontradas. Na Figura 1.1, estão indicadas as estações que foram utilizadas, diferenciadas pelas suas respectivas redes, bem como o mapeamento cronoestratigráfico da região (Cordani *et al.* 2016). As estações utilizadas pertencem a diversos projetos e instituições, como segue: 1) Rede Sismográfica Brasileira (RSBR - Bianchi *et al.* 2018), financiado pela Petrobras e o Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), com as suas redes locais BL (operada pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo - IAG/USP), BR (operada pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília - OBSIS/UnB), NB (operada



pelo Laboratório Sismológico da Universidade Federal do Rio Grande do Norte – LabSis/UFRN) e ON (operadas pelo Observatório Nacional - ON/MCTI); 2) Projeto “3 Bacias” financiada pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) gerenciado pelo IAG/USP (rede XC); 3) Projetos de monitoramento de barragens de hidroelétricas do OBSIS/UnB (rede OS).

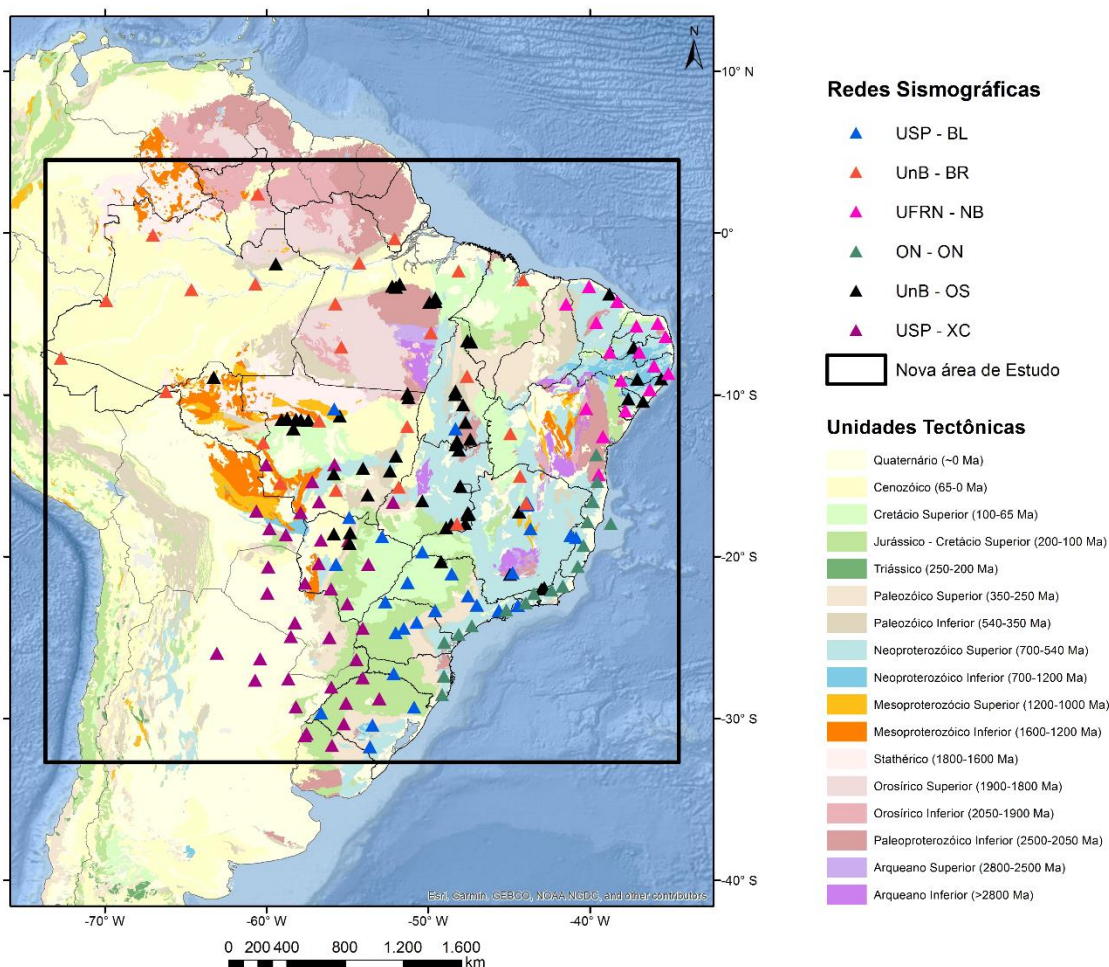


Figura 1.1: Mapa com a localização da área de estudo (retângulo preto), mostrando as unidades cronoestratigráficas da América do Sul (Cordani et al. 2016) e as estações sismográficas (triângulos classificados pelas diferentes redes sismográficas).



Referencial Teórico

Os primeiros estudos teóricos a mostrarem a possibilidade de a função de correlação cruzada entre registros de pares de estações fornecer a resposta do meio, também chamada de função de Green, foram propostos por Aki (1957) e Claerbout (1968). Posteriormente, Weaver e Lobkis (2001) mostraram, de forma experimental, que, com vibrações ultrassônicas é possível a recuperação das propriedades elásticas de uma placa de alumínio. Desde então, diversos trabalhos utilizando ruídos na área da sismologia foram publicados (Shapiro *et al.* 2005, Lin *et al.* 2007, Villaseñor *et al.* 2007, Bianco *et al.* 2019).

No Brasil, existem alguns trabalhos com a aplicação da tomografia de ruído ambiental na Província Borborema (Rocha *et al.* 2012; Dias *et al.* 2015; Silva *et al.* 2021), onde os mapas de períodos curtos apresentaram feições de velocidade semelhantes a geologia de superfície, onde as anomalias de baixa velocidade coincidiram com os rifts das bacias Potiguar, Recôncavo e Tucano, e as altas velocidades foram observadas no cráton São Francisco e o domínio Rio Grande do Norte. Na região sul do Brasil, na bacia do Paraná, Collaço (2014) e Shirzad *et al.* (2020) apresentaram resultados estimando a profundidade da crosta, onde foram encontrados valores semelhantes aos obtidos com o método de Função do Receptor (Assumpção *et al.* 2013).

Um trabalho regional na porção leste do Brasil, feito por Goutorbe *et al.* (2015), mostrou grandes anomalias suavizadas separando os grandes domínios geológicos da região, definindo as bacias do Parnaíba e Paraná com baixas velocidades, e o Cráton do São Francisco com altas velocidades (Figura 1.2). Entretanto, os resultados não tiveram resolução suficiente para separação de estruturas menores. Mais recentemente, Shirzad *et al.* (2020) apresentaram os modelos de velocidade 2D e 3D para a região das bacias do Pantanal, Paraná e Chaco-Paraná mostrando diferenças crustais nas propriedades elásticas das três bacias.

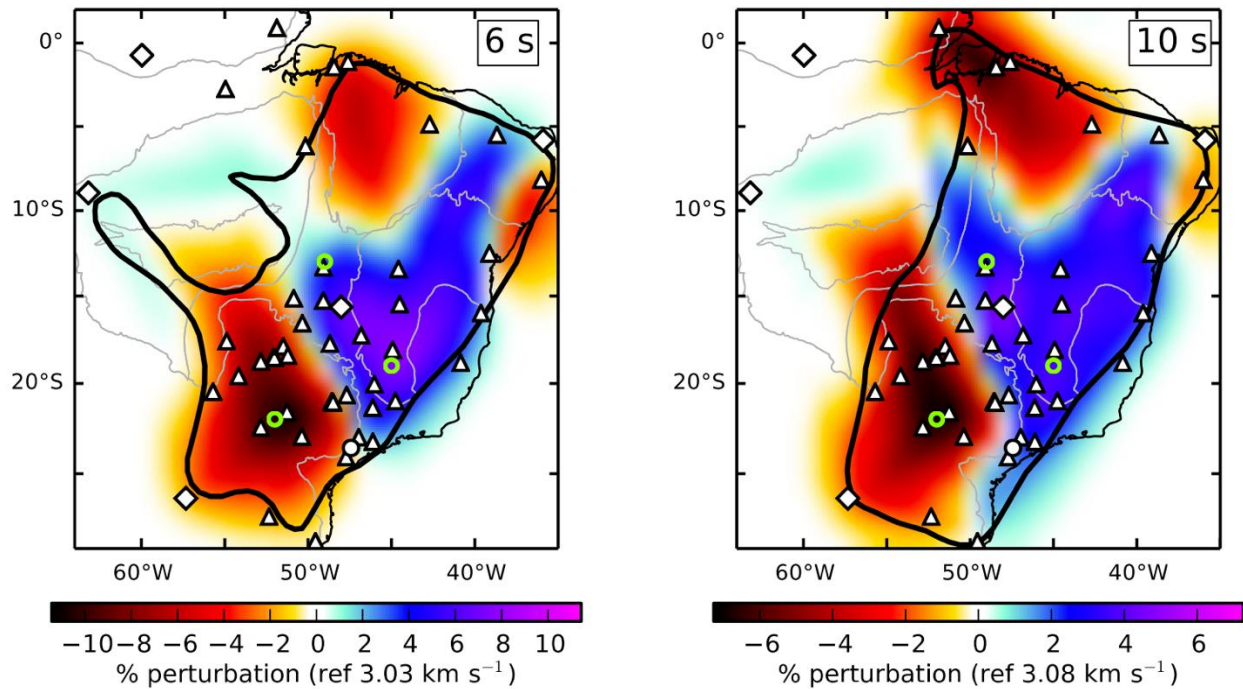


Figura 1.2: Velocidade relativa à mediana da velocidade de grupo da onda Rayleigh para os períodos de 6 e 10 s, onde a região delimitada pela linha preta grossa apresenta resolução espacial melhor do que 800 km, os triângulos e losangos brancos são estações sismográficas, os pontos verdes são locais onde Goutorbe et al. (2015) inverteu para velocidade S em 1D. Figura modificada de Goutorbe et al. (2015).

Ondas superficiais

As ondas superficiais são geradas pela combinação das ondas de corpo que se propagam na parte mais superficial da crosta terrestre. As ondas superficiais Rayleigh são formadas pela composição do movimento do meio causado pelas ondas P e SV (polarização vertical da onda S), gerando um movimento elíptico retrógrado de tais partículas que formam o meio. As ondas Love são formadas pela superposição de várias ondas SH (polarização horizontal da onda S), gerando um movimento transversal das partículas do meio com a direção de propagação da onda. Ambas as ondas superficiais apresentam decaimento de amplitude de forma exponencial, sendo $1/r$ para Rayleigh e $1/r^2$ para Love, onde r é a distância da fonte até a estação (Lay & Wallace, 1995, p. 121), ou no caso da ANT, a distância entre as duas estações.

As velocidades de fase (C) (Equação 1) e grupo (U) (Equação 2) podem ser inter-relacionadas pela equação $U = \frac{d\omega}{dk} = C + k \frac{dC}{dk}$, ao descreverem a velocidade de propagação da



onda, enquanto a primeira é independente da amplitude da onda, e a segunda depende da velocidade do envelope de toda a onda. Tal que ω representa a frequência angular e k o número de onda. No entanto, devido a dependência da onda Rayleigh com a frequência (derivada parcial em relação a frequência – Equação 2), não se pode calcular diretamente a velocidade de grupo a partir da de fase (ou ao contrário), e sendo assim, elas devem ser medidas separadamente. Além disso, essas duas velocidades possuem comportamentos diferentes em profundidade, sendo elas complementares para a interpretação (Ritzwoller *et al.* 2001).

$$C(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)} \quad (1)$$

$$U(\omega) = \left(\frac{\partial k(\omega)}{\partial \omega} \right)^{-1} \quad (2)$$

A sensibilidade ($S = \frac{\partial U}{\partial V_s}$) é uma medida que é determinada pela derivada da velocidade de grupo com relação à velocidade da onda S. Essa função denota o comportamento da velocidade de grupo para as variações da velocidade da onda S (V_s). Na Figura 1.3, é apresentado o gráfico da sensibilidade para vários períodos, que mostra que nos períodos menores (mais rasos) a velocidade de grupo apresenta grandes variações para pequenas diferenças em V_s , já que a sensibilidade é uma derivada de V_s .

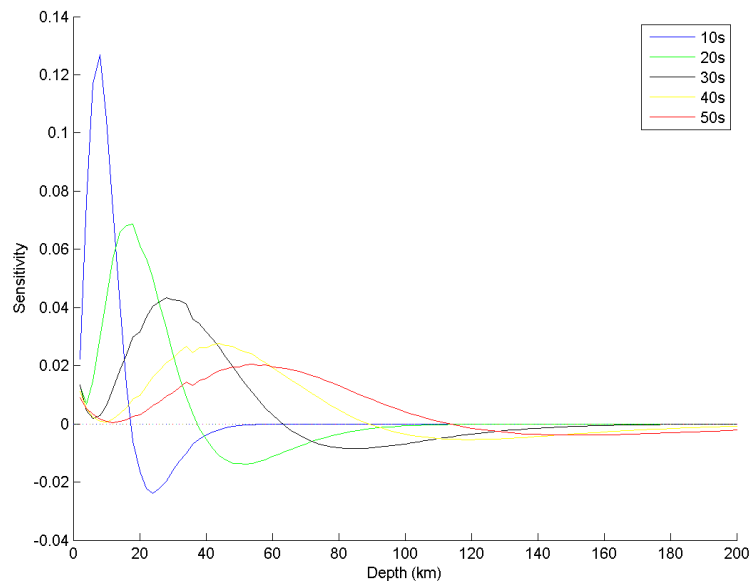


Figura 1.3: Sensibilidade do kernel da velocidade de grupo calculada a partir do modelo IASP91 (Kennett, 1991).



A dispersão das ondas é o fenômeno no qual estas se propagam com velocidades diferentes para frequências distintas. Na Figura 1.4A, é mostrado um esquema deste efeito considerando um modelo onde a velocidade do meio aumenta com a profundidade (situação mais comum na crosta terrestre). Nesse caso, ondas com comprimentos de onda (λ) maiores se propagarão com velocidades superiores às das ondas com comprimentos de onda menores. Uma vez que é possível separar cada período (relacionado a um comprimento de onda) por meio de filtros, é possível determinar a velocidade das ondas S em diferentes profundidades, e consequentemente, a variação das propriedades elásticas do meio com a profundidade (Levshin *et al.* 1989).

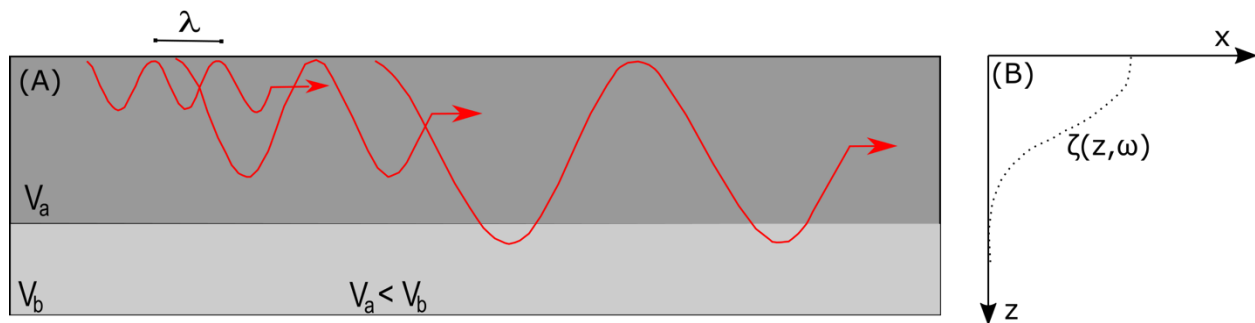


Figura 1.4: Em (A) imagem esquemática da onda de superfície com o efeito de dispersão, e (B) o decaimento da amplitude com a profundidade.

A dispersão de um pacote de ondas, com energia distribuída em diferentes frequências, pode ser representada pelas chamadas Curvas de Dispersão, as quais representam a relação entre a velocidade de propagação das ondas com intervalos discretos de frequências que na qual a energia está distribuída. O cálculo da curva de dispersão a partir do sinal da onda de superfície é realizado pela técnica da análise tempo-frequência (Levshin *et al.* 1989), que utiliza uma série de filtros gaussianos em diferentes janelas para calcular a velocidade da onda em cada segmento da frequência avaliada. A Figura 1.5 mostra o resultado de uma análise de curva de dispersão para as velocidades de grupo e fase no caminho entre as estações do Rosário/Ma e Santa Maria do Tocantins/TO, que estão aproximadamente a 761 km de distância.

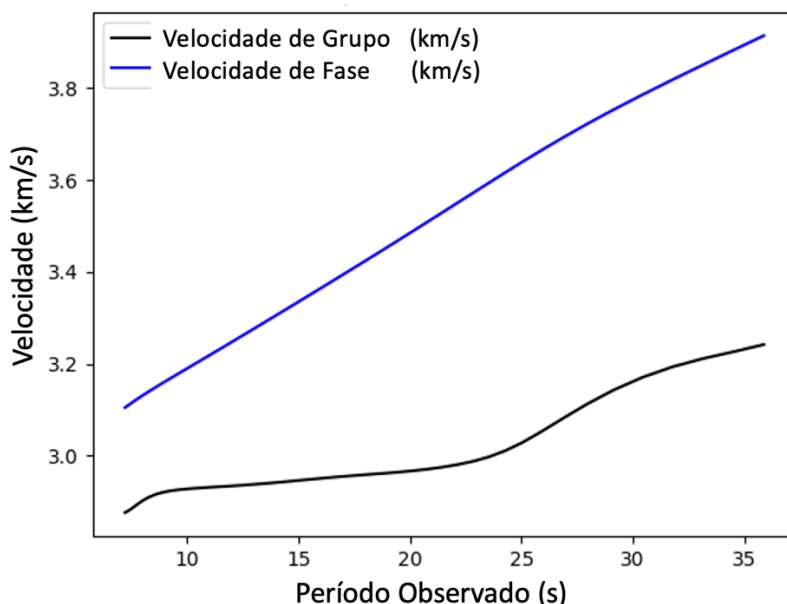


Figura 1.5: Resultado da medição de velocidades de grupo e fase para uma curva de dispersão com o método de análise tempo-frequência para o caminho entre as estações do Rosário/MA e Santa Maria do Tocantins/TO (aproximadamente 761 km de distância entre elas).

Origem do Ruído Sísmico

Os primeiros trabalhos a analisarem o ruído sísmico tinham como objetivo melhorar a detecção da chegada das ondas sísmicas. Gutenberg (1958) mostrou que a vibração do ruído no meio é diferente em bandas de frequências distintas. O ruído de altas frequências ($f > 1$ Hz) é, geralmente, causado por atividade humana (por exemplo: tráfego de carros, indústria), no entanto, a determinação dos limites de frequência do ruído da atividade humana deve ser realizada em cada região considerando os fatores locais, como geologia, localização da estação, entre outros (Bonney-Claudet *et al.* 2006). A energia deste tipo de ruído é extremamente dependente do tempo, haja vista a sua origem, apresentando variações em amplitude nos dias úteis e finais de semana, bem como outros eventos que afetam o movimento populacional. O ruído de longo período ($f < 1$ Hz) é fortemente correlacionado com fenômenos meteorológicos e oceânicos (Campillo & Roux, 2015).

Para o intervalo de frequências entre 0.3 e 0.05 Hz, o ruído sísmico é geralmente também conhecido como microssismo. Este tipo de sinal possui relativa alta amplitude com relação ao ruído local, o que mascara a chegadas de ondas de terremotos de baixa amplitude. Devido a isso



esses pequenos eventos foram extensivamente estudados. Toksoz & Lacoss (1968) mostraram que na banda espectral dos microssismos, o ruído é dominado por ondas de superfície, predominantemente as ondas Rayleigh, porém com a presença de sinais relacionados a ondas de corpo.

Entre as principais fontes de ruído, estão as quebras das ondas do mar na costa. Stehly *et al.* (2006) mostram que o ruído produzido pelos oceanos apresenta picos nos períodos de 5 e 7s, porém com alguns de menor energia em torno de 14s, produzidos por águas mais rasas, resultado este obtido pela comparação com as alturas das ondas oceânicas obtidas em imagens de satélite. Para os períodos abaixo de 50s, o ruído ambiental pode ser classificado devido a avaliação espectral como oscilações livres da Terra, geradas pela interação das ondas infra gravitacionais com a estrutura interna da Terra (Kobayashi & Nishida, 1998).

O teorema de flutuação-dissipação (Nyquist, 1928) descreve que o ruído em um sinal gerado pela passagem de corrente elétrica contém informações sob o meio pelo qual a corrente transitou. O mesmo fenômeno ocorre com as ondas sísmicas, onde o sinal ruidoso com comportamento aleatório e baixa energia, contém informações do caminho onde ele foi propagado (Claerbout, 1968). Ao aplicar o operador de correlação cruzada nas séries temporais do ruído sísmico de duas estações é possível reconstruir a resposta impulsiva do meio entre o par de estações, tal como uma fonte fosse colocada no lugar de uma delas (Claerbout, 1968). Este procedimento fornece uma possibilidade de imagear regiões sem a utilização de fontes sendo chamado de imageamento passivo. As aplicações podem ser inúmeras em diversas áreas, tais como sismologia, astronomia, acústica aquática e na medicina.

Interferometria Sísmica

No trabalho de Claerbout (1968) foi proposto que a função de correlação cruzada entre os dados de dois receptores A e B pode ser equivalente ao registro de um dado em A com uma fonte em B (ou ao contrário, dependendo da ordem da correlação) no caso de uma dimensão (1D). Posteriormente, essa técnica foi aplicada na área de astronomia em estudos de heliosismologia (Duvall *et al.* 1993, Rickett & Claerbout 1999).



A função de correlação mede a similaridade entre os dois sinais, defasados de um lag “ t ”, e no caso de se correlacionar os registros de ruído sísmico, busca-se encontrar o sinal coerente no registro que contém informação determinística sobre a propagação da onda entre os dois receptores. Ela pode ser definida no domínio do tempo pela Equação 3, onde a duração dos registros é T e os sinais dos receptores são A e B .

$$C(A, B; t) = C_{AB}(t) = \frac{1}{T} \int_0^T u_A(\tau) u_B(t + \tau) d\tau \quad (3)$$

Gouédard *et al.* (2008) mostraram que, em um sistema linear com baixa atenuação, a derivada com relação ao tempo da função de correlação cruzada de sinais de registros sísmicos de um campo de ondas, converge para a função de Green daquele campo, sendo então a função de Green a solução da equação de movimento para a região. A Equação 4 mostra matematicamente estes resultados, tal que $G_{AB}(t)$ é a função de Green para os receptores A e B , $G_{BA}(-t)$ a sua recíproca, e $F(t)$ é a função no domínio do tempo com as características do ruído. No entanto, este resultado é válido para o caso ideal onde as fontes do ruído são aleatórias e equiparcionais no campo de ondas.

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{\partial}{\partial t} C_{AB}(t) = F(t) * [G_{AB}(t) + G_{BA}(-t)] \quad (4)$$

Para que se possa recuperar ondas através da correlação cruzada do registro do ruído ambiental, em aplicações reais, é necessário que haja no caminho entre o par de estação muitas fontes de ruído dentro de zonas de interferência construtiva (Figura 1.6) (Snieder 2004, Roux *et al.* 2016). Para regiões onde o ruído apresenta uma componente direcional mais expressiva, o resultado da função de correlação não é simétrico. Na Figura 1.7, é apresentado um esquema que



exemplifica o sinal de resposta da função de correlação em ambientes com diferentes distribuições de ruído sísmico.

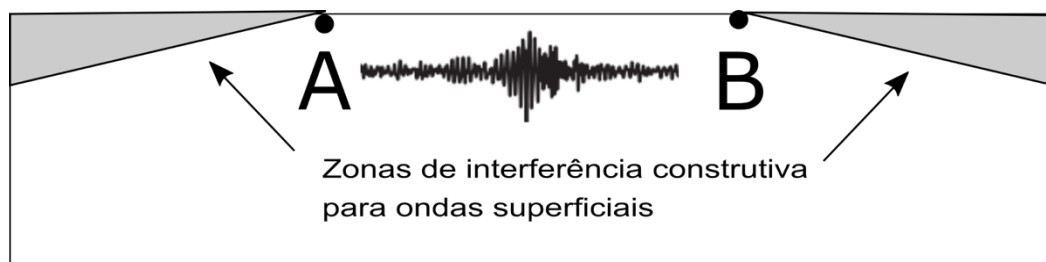


Figura 1.6: Esquema de visada superficial mostrando as zonas cinza de interferência construtiva do ruído para o par de estação A e B (figura modificada de Nakata et al. (2019)).

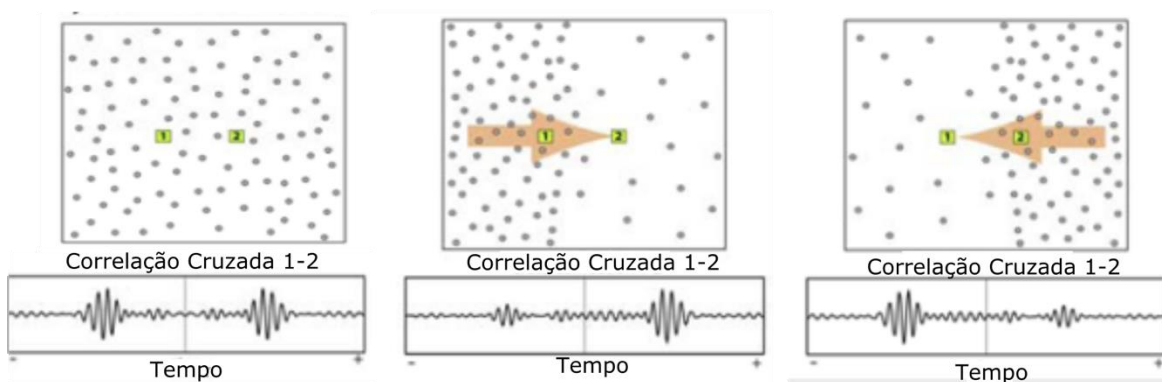


Figura 1.7: Esquema mostrando três situações de distribuição de ruído (equiparcionais, direcional esquerda-direita e direcional direita-esquerda) e os respectivos correlogramas obtidos nas estações sismográficas 1 e 2 (figura modificada de Stehly et al. (2006)).

Uma vez que as ondas de superfície tenham sido recuperadas através das correlações cruzadas, é feito o empilhamento dos vários segmentos correlacionados buscando aumentar a amplitude do sinal recuperado. Em seguida, os métodos clássicos utilizados na análise das ondas superficiais em dados de terremotos podem ser aplicados para determinar as curvas de dispersão e eventualmente imagens de tomografia sísmica.



Tomografia de Ruído Ambiental (ANT)

As ondas de superfície dispersas no meio podem ter o seu sinal recuperado com o cálculo da correlação cruzada entre pares de estações sismográficas. Através da análise das curvas de dispersão do sinal das ondas recuperadas obtêm-se as velocidades de grupo e fase que são utilizadas para gerar modelos tomográficos com ondas de superfície.

O problema direto da tomografia de ondas de superfície 2D é encontrar os tempos de trânsito (dependentes da frequência) a partir das velocidades de grupo ou fase. Tal problema pode ser descrito na Equação 5 utilizando aproximação da teoria de raios (Wang & Dahlen 1995), tal que p representa o caminho do par avaliado, $t(\omega)$ o tempo de trânsito da onda de superfície na frequência ω (Rayleigh e Love), s a distância entre o par de estações e $v(\omega, x, y)$ a velocidade de grupo ou fase.

$$t(\omega) = \int_p \frac{ds}{v(\omega, x, y)} \quad (5)$$

Em uma rede sismográfica com N estações é possível estimar tempos de percurso para no máximo $M=N(N-1)/2$ caminhos. Assim, para um determinado período, as medidas dos tempos de trânsito em M caminhos formam um sistema com M equações que pode ser invertido para encontrar a velocidade de grupo ou fase em cada posição do meio para o período avaliado. Este problema é um sistema mal posto, logo é necessário aplicar vínculos de regularização para resolver o problema (Barmin *et al.* 2001).

O imageamento sísmico (ou tomografia sísmica) é o estudo de problemas inversos que utilizam as medidas das ondas sísmicas (principalmente tempo de percurso) que trafegam em um meio, para inferir as propriedades elásticas dele. As abordagens mais tradicionais são: inverter os tempos de trânsito das ondas de corpo P e/ou S cujo comportamento pode ser descrito por métodos de traçamento de raios na equação de movimento da onda, ou utilizando técnicas de múltiplas frequências (Nolet, 2008). Outros métodos utilizam as ondas de superfície, amplitudes, entre outras abordagens.

Os modelos de velocidades gerados através da ANT são obtidos em duas inversões separadas: A primeira gera mapas de velocidades de ondas de grupo e fase por período a partir das medidas feitas nas curvas de dispersão, e é realizada em duas dimensões (2D); A segunda é feita



para modelos em três dimensões (3D) a partir dos mapas de períodos, com distribuição de velocidade em profundidade (e claro nas dimensões horizontais).

O processo de inversão permite construir um modelo de velocidade 2D associando as velocidades de grupo ou fase a células do grid ao invés das velocidades associadas ao caminho entre o par de estações. A inversão obtém mapas de velocidade isotrópicos de grupo ou fase (Barmin *et al.* 2001).

A rotina de inversão minimiza a combinação linear da diferença ($d = t_{obs} - t_{syn}$) dos tempos observados (t_{obs}) e dos tempos sintéticos (t_{syn}) calculados a partir de um modelo inicial, da suavidade ($F(m)$) e da convergência do modelo inicial de velocidade ($H(m)$). O problema direto pode ser descrito de forma matricial (Equação 6). A matriz G contém os tempos de trânsito para cada caminho em cada célula do modelo inicial. Assim, a função a ser minimizada está descrita na Equação 7.

$$d = Gm \quad (6)$$

Tal que m pode ser descrito como $m = \frac{v-v_0}{v_0}$, onde v é a velocidade de grupo ou fase resultado da inversão e v_0 a velocidade inicial.

$$(Gm - d)^T (Gm - d) + \alpha^2 \|F(m)\|^2 + \beta^2 \|H(m)\|^2 \quad (7)$$

A função de suavidade $F(m)$ é um filtro espacial gaussiano com o comprimento de correlação σ é dada pela Equação 8. $H(m)$ descreve uma norma com pesos do modelo dado pela Equação 9, tal que ρ representa o número de cruzamentos de caminhos em cada célula e λ um fator de peso.

$$F(m) = m(r) - \int_S e^{-\frac{|r-r'|^2}{2\sigma^2}} m(r') dr' \quad (8)$$

$$H(m) = e^{-\lambda \rho m} \quad (9)$$

A inversão é controlada por quatro fatores de regularização. Os fatores α e σ controlam a suavidade do modelo, já os fatores β e λ controlam a norma com pesos.



Modelo de Velocidade 3D

A construção modelo de velocidades 3D foi realizada utilizando o traçamento de raios dos caminhos da onda de superfície. O traçamento de raios é realizado para cada período avaliado utilizando a técnica *Fast Marching Method* (Rawlinson & Sambridge, 2004). Além disso, para minimizar os efeitos de regiões com baixa densidade de caminhos é utilizada uma *wavelet* de vínculo-esparso conforme descrito por (Fang & Zhang, 2014).

Na Figura 1.8 é apresentado um esquema da construção do grid de discretização para gerar os modelos 1D, os quais são gerados iterativamente a partir de um modelo de velocidade. Assim, o processo de construção do modelo de velocidades pseudo-3D é realizado em duas etapas: 1) construção dos modelos 1D, e a realização da inversão 1D para as curvas de dispersão buscando minimizar a diferença dos tempos de trânsito medidos com os do modelo; 2) uma vez encontrado os modelos 1D que satisfaçam as soluções de minimização para todos os caminhos disponíveis das curvas de dispersão, é realizada a interpolação deste modelo 1D convertendo-o em um pseudo-3D.

A tomografia de ruído ambiental apresenta resultados mais detalhados para as porções rasas da crosta alcançando profundidades de até 60 km, devido à natureza do sinal utilizado (Courtland, 2008).

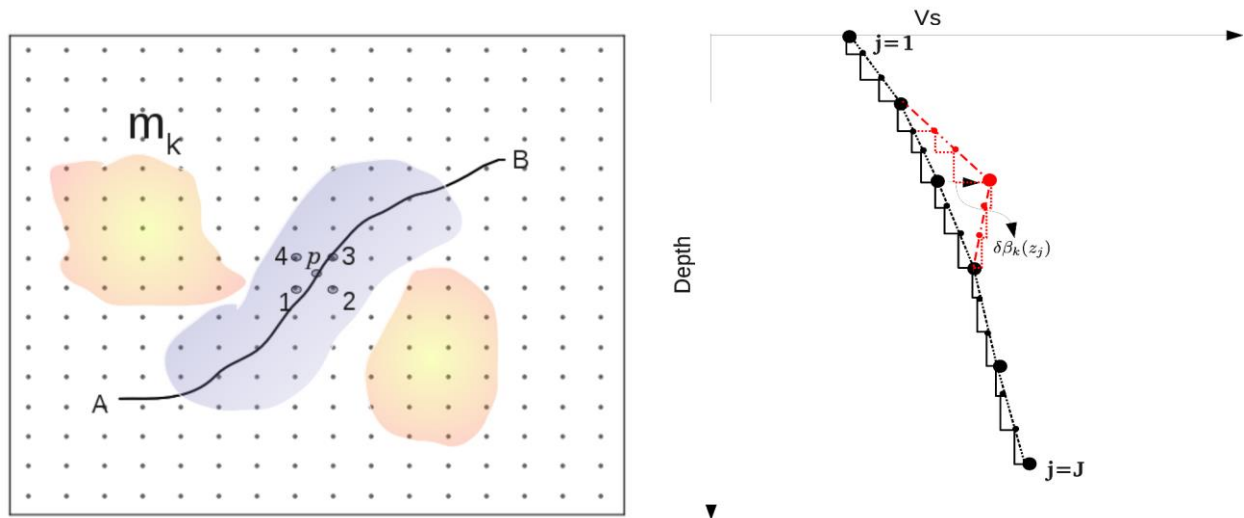


Figura 1.8: Esquema a esquerda mostrando a discretização do meio para o cálculo da inversão 1D com o caminho percorrido entre as estações A e B, mostrando os nós que afetam cada parte do caminho. A direita, é mostrado um gráfico da construção da inversão em profundidade de cada nó, onde a curva é construída iterativamente. Esse esquema mostra com a inversão 3D é calculada (figura modificada de Fang, et al. 2015).



Metodologia

A metodologia aplicada neste trabalho pode ser dividida em 6 passos para a geração dos resultados: 1) Pré-processamento de todos os dados disponíveis; 2) Cálculo das correlações cruzadas para todos os caminhos possíveis e empilhamento; 3) Cálculo das curvas de dispersão; 4) Controle de qualidade e seleção das medidas de velocidade de fase e grupo; 5) Realização da tomografia de ondas de superfície 2D para diferentes períodos 6) Construção do modelo de velocidades 3D, seguindo o esquema apresentado por Bensen *et al.* (2007). Realizamos o processamento de mais 5 TB de dados de ondas sísmicas, o que resultou na recuperação de diversas curvas de dispersão para pares de estações espalhadas por todo o território brasileiro.

Para os registros das estações sismográficas são aplicados os seguintes passos de pré-processamento: remoção da resposta do instrumento (remoção da influência da resposta do sismômetro no sinal), decimalização do registro (redução do número de amostras), remoção da média do registro, e remoção de tendência. Tais procedimentos foram realizados utilizando programas desenvolvidos com a biblioteca *Obspy* (Beyreuther *et al.* 2010).

O cálculo da correlação cruzada é um passo fundamental para a recuperação da função de Green (EGF) entre os pares de estações. Os sinais das estações devem ser normalizados temporalmente o que pode ser realizado com a técnica 1-bit, que é uma transformação no sinal onde substitui todas as amplitudes positivas por 1 as negativas por -1, o que aumenta a razão sinal/ruído do sinal recuperado pela correlação (Larose *et al.* 2004) e aplicado um filtro espectral (*whitening*) para uniformizar a energia de cada banda dos microssismos de forma a obter o melhor sinal possível (Bensen *et al.* 2007). Na Figura 1.9, é mostrado o resultado para uma correlação de duas estações (uma em Diamantina-MG e outra em Canela-RS).

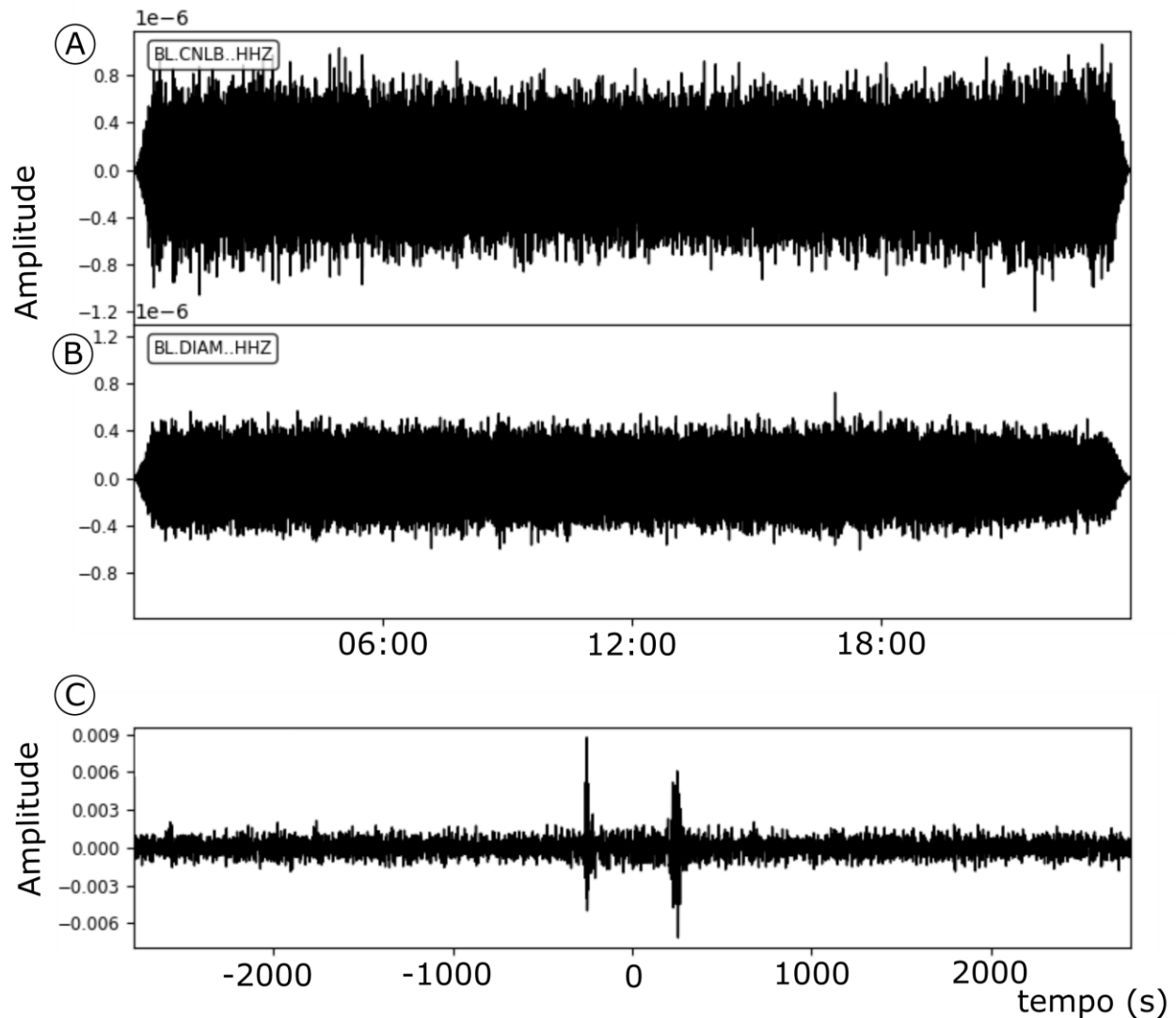


Figura 1.9: Dados sísmicos pré-processados para a data de 01/01/2018 das estações: (A) Canela – RS e (B) Diamantina – MG. Em (C) é apresentado a correlação-cruzada entre os dados de (A) e (B).

O empilhamento é aplicado nas diversas correlações para o mesmo caminho para aumentar a razão sinal/ruído (SNR) do resultado, obtendo-se um sinal com maior recuperação da amplitude da onda de superfície. Este sinal apresenta uma componente positiva que representa a direção de propagação da onda entre as estações de A para B e a sua parte negativa com a propagação de B para A. O sinal negativo é invertido e obtêm-se a média entre a medição nas duas direções para obter a estimativa da função de Green entre o par A e B. Esta estimativa é o sinal que é utilizado na análise de dispersão.



O empilhamento de fase definido por Schimmel & Paulssen (1997) apresenta um melhor resultado na recuperação de sinais de baixa amplitude, porém o seu custo computacional é consideravelmente maior do que o empilhamento linear. Na Figura 1.10, é apresentado o resultado comparativo do empilhamento de fase (figuras inferiores), com o empilhamento linear (figuras superiores) para dois pares de estações (DIAM-MECA e DIAM-MAN01). Nota-se, que a não dependência da amplitude, bem como a penalização dos sinais incoerentes resulta em um sinal com SNR superior, permitindo a utilização de um maior número de pares de estações.

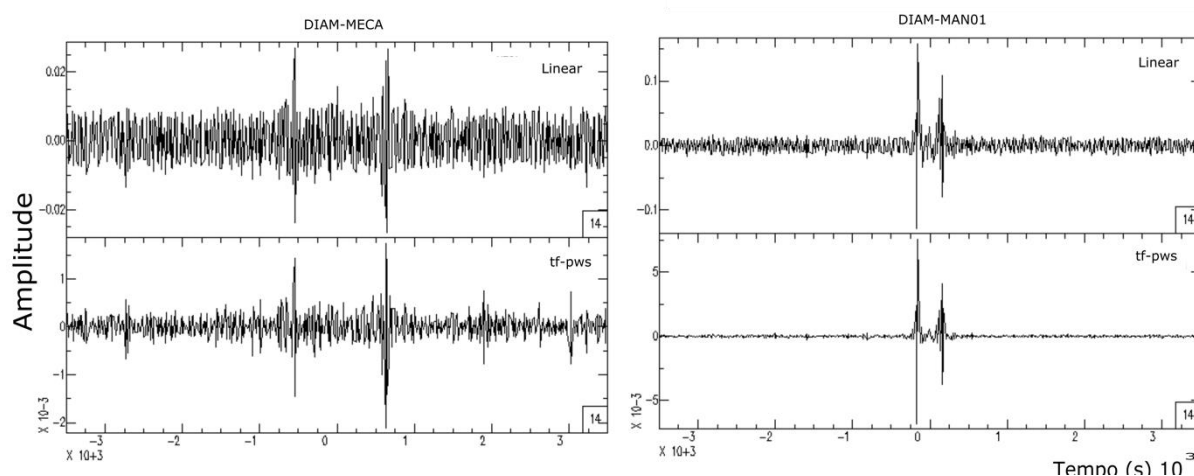


Figura 1.10: Comparação do empilhamento linear (figuras superiores) para o empilhamento de fase (figuras inferiores) para os pares de estações a esquerda: Diamantina-MG e Mercedes- Buenos Aires (Argentina) e a direita: Diamantina-MG e Mangaratiba-RJ.

Na Figura 1.11, observa-se o aumento da razão sinal ruído à medida que se aumenta o aumento do número de dias empilhados, mostrando que quanto maior for a quantidade de dados disponíveis, maior a chance de recuperação do sinal das ondas superficiais para o par de estações em questão, e melhor a qualidade da forma de onda recuperada. A diferença observada entre o dado com 60 e 365 dias implica na rejeição do dado para o primeiro caso e a utilização do mesmo para o segundo. Além disso, como a distribuição do ruído para cada região/par é diferente, não há um consenso para o número de dias mínimos para o empilhamento.

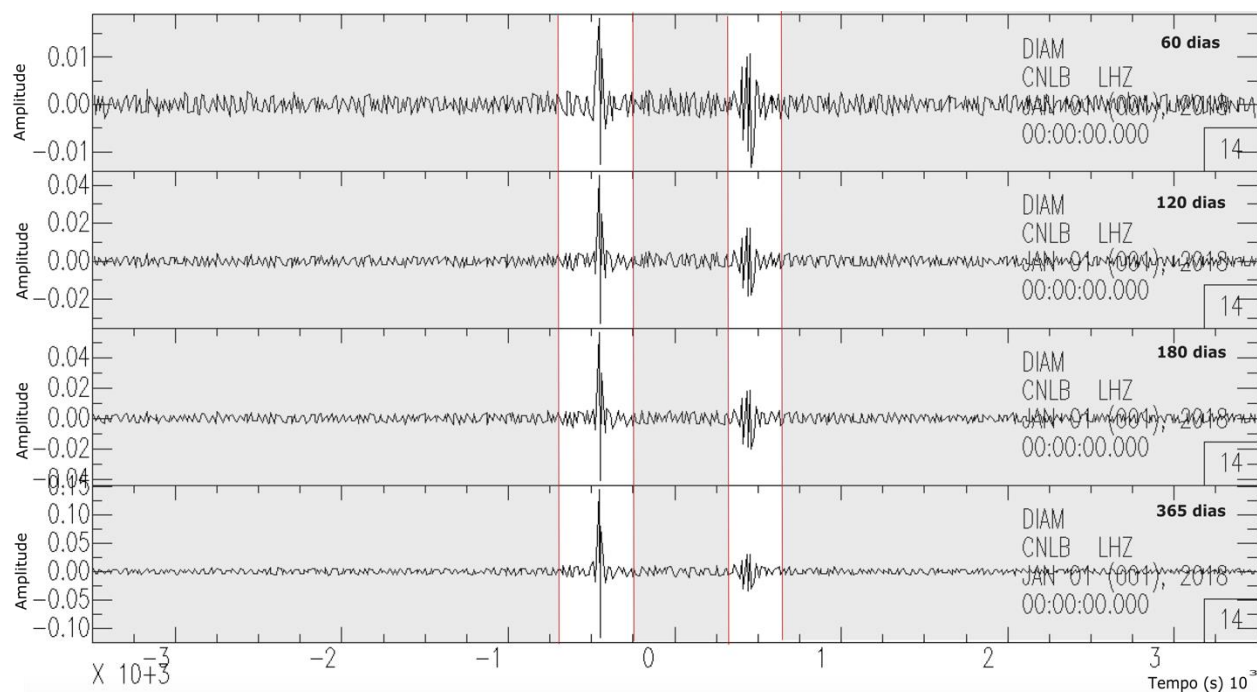


Figura 1.11: Resultados dos empilhamentos de fase para o par de estações de Diamantina-MG e Canela - RS para 60, 120, 180 e 365 dias, ressaltando a amplitude do sinal (não simétrico) recuperado.

Na Figura 1.12, são apresentados os resultados dos cálculos das correlações cruzadas e empilhamento dos dados disponíveis para diversos pares, a partir da estação de Januária-MG (JANB). Nota-se o alinhamento simétrico das partes positivas e negativas da correlação mostrando que a maior parte dos pares apresenta a distribuição dos ruídos de forma uniforme.

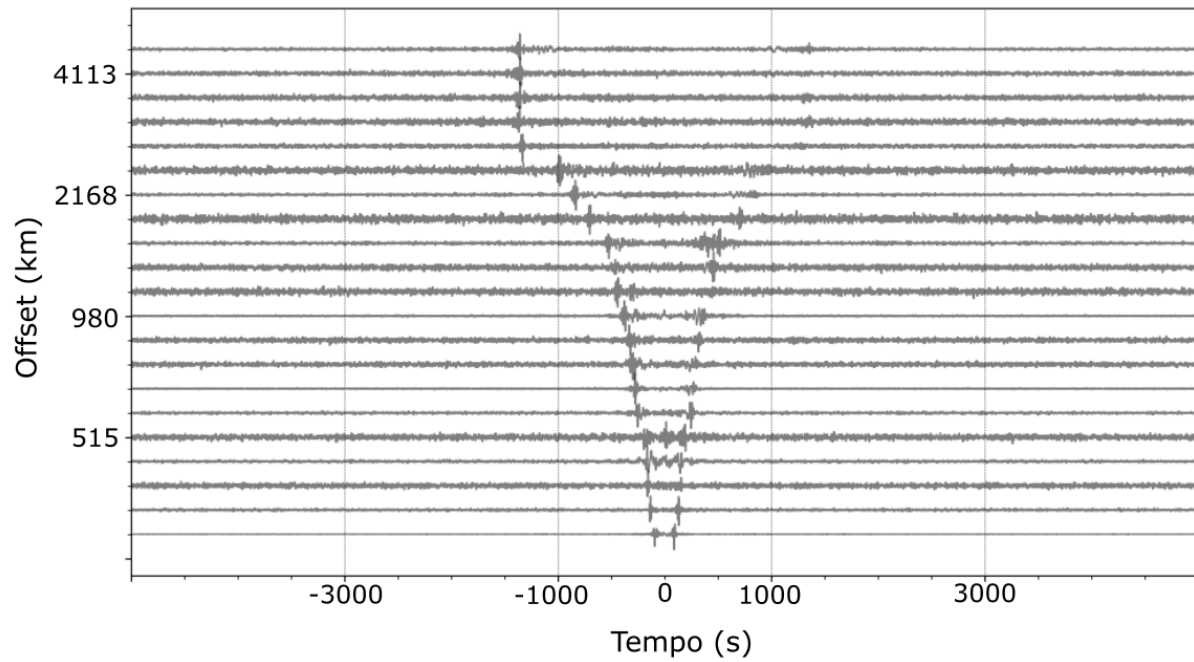


Figura 1.12: Resultados do empilhamento de diversos pares de estações com a estação de Januária-MG (JANB), organizados pela distância.

O cálculo das curvas de dispersão é realizado utilizando a análise tempo-frequência (Levshin *et al.* 1972, Levshin & Ritzwoller, 2001). Para se determinar a curva de dispersão é utilizado uma transformada de Fourier no sinal empilhado aplicado diversos filtros gaussianos (Equação 7) no domínio da frequência com diferentes valores de frequências centrais (ω_0). Ao aplicar a transformada inversa de Fourier para retornar ao domínio do tempo, obtêm-se duas funções: a envelope $A(t, \omega_0)$ onde se mede a velocidade de grupo e a fase $\varphi(t, \omega_0)$ onde se mede a velocidade de fase.

$$G(\omega - \omega_0) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_0}{\omega_0} \right)^2} \quad (7)$$

Na Figura 1.13 é apresentada a curva de dispersão para o par de estação Diamantina-MG (DIAM) / Mangaratiba-RJ (MAN01) calculada buscando em cada período o máximo da função envelope. Este procedimento foi realizado para todos os pares de estações onde foi possível recuperar o sinal.

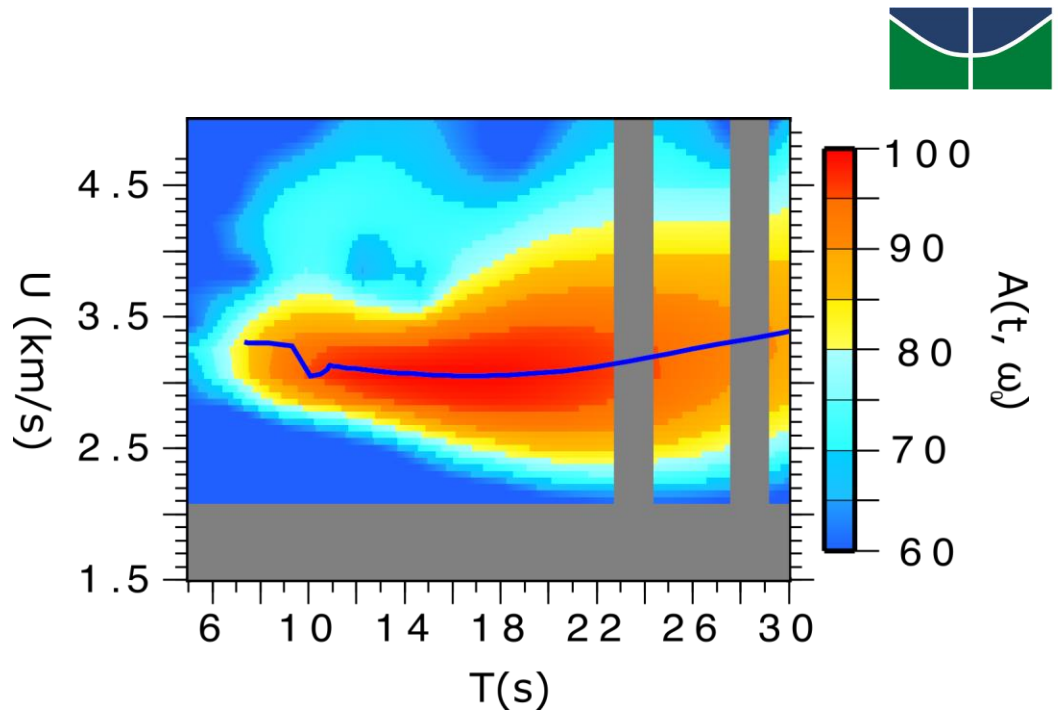


Figura 1.13: Gráfico da curva de dispersão para o par de estação DIAM/MAN01 (distância 506 km), onde a curva azul representa a curva de dispersão calculada no máximo da função de envelope para cada período. As regiões em cinza indicam falta de dados e as cores representam a função de amplitude $A(t, \omega_0)$.

Os resultados das correlações cruzadas empilhadas formam a estimativa Função de Green (EFG). Existem diversos fatores que podem levar essa curva encontrada a não corresponder a função de Green do meio, como por exemplo a baixa quantidade de dados empilhados, o ruído mal distribuído azimutalmente, entre outros. Desta forma, as curvas de dispersão são avaliadas no controle de qualidade para retirar estes dados incongruentes.

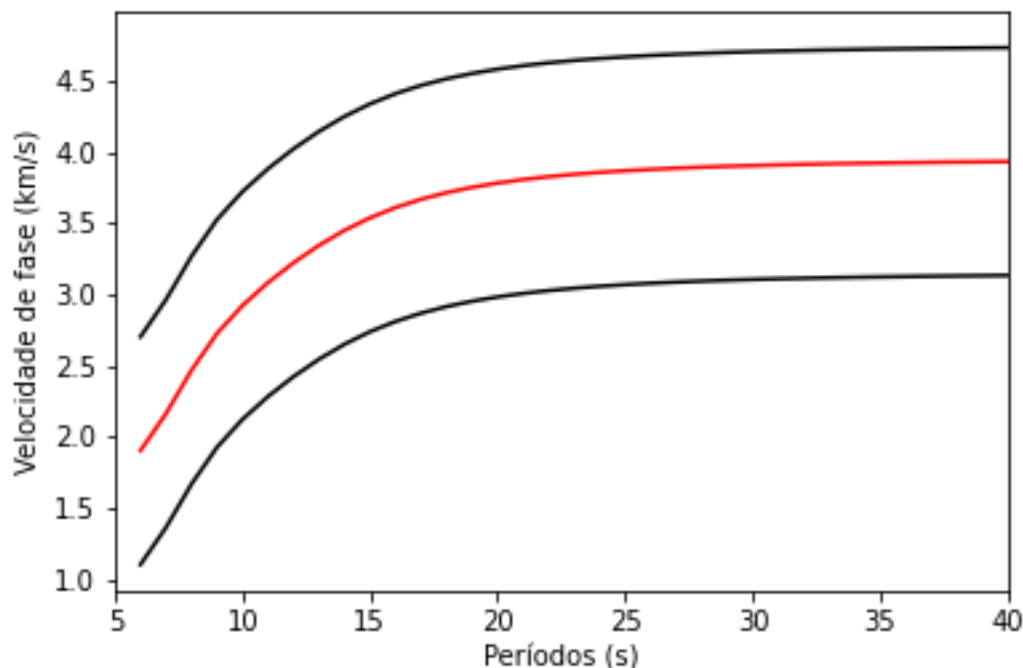


Figura 1.14: Limites de velocidade mínimos e máximos (linha preto) considerados para cada período, considerando uma curva de dispersão teórica (linha vermelha) calculada com o modelo de velocidades PREM (Dziewonski & Anderson 1981).

A primeira avaliação para descartar uma curva de dispersão é verificar se a distância entre o par da estação corresponde, no mínimo, a três vezes o comprimento de onda. Isso é realizado devido às aproximações na medição das velocidades de fase e grupo (Lin *et al.* 2008). Em seguida é realizado um corte nos dados pelo valor de velocidade. Os valores medidos com variação superior a 0.8 km/s ao valor calculado de uma curva de dispersão teórica para o período são descartados seguindo Martin-Short *et al.* (2018). O modelo de velocidade para calcular a curva teórica foi o PREM (Dziewonski & Anderson 1981). A Figura 1.14 apresenta os limites de velocidade considerados para cada período. Finalmente, os sinais recuperados com razão sinal/ruído inferior a 15 são descartados seguindo Bensen *et al.* (2007). As curvas de dispersão que são aprovadas em todos esses testes são utilizadas na inversão dos dados para geração de mapas tomográficos.



Crustal imaging on the main tectonic domains of Brazil using ambient noise tomography

Submetido na revista “*Geophysical Journal International*”

Marcos Vinícius Ferreira (marcos.ferreira@sgb.gov.br) [1] - <https://orcid.org/0000-0001-5213-0825>

Marcelo Peres Rocha (marcelorocha@unb.br) [2] - <https://orcid.org/0000-0002-6869-6468>

Julia Barbosa Curto Ma (juliacurto@unb.br) [2] - <https://orcid.org/0000-0002-8120-0324>

Reinhardt A. Fuck (reinhardt@unb.br) [2] - <https://orcid.org/0000-0003-1396-125X>

[1] Geological Survey of Brazil, SGB-CPRM, Brazil

[2] Institute of Geosciences, University of Brasília, Brasília, DF, Brazil

Corresponding author:

Marcos Vinícius Ferreira

Geological Survey of Brazil – SGB/CPRM

Setor Bancário Norte – SBN Quadra 02, Asa Norte

Bloco H – Edifício Central Brasília

CEP 70040-904 Brasília- DF - Brazil

Email: marcos.ferreira@sgb.gov.br

Fone: 55 61 21088413



Abstract

We present new maps of the Rayleigh wave group and phase velocities for almost all areas of Brazil at periods of 8 to 35 seconds from Ambient Noise Tomography. We used data from 204 stations of the Brazilian Seismographic Network and other temporary networks deployed by several projects in Brazil and abroad. Only some stations operated simultaneously. Therefore, we only have paths between some pairs of stations. We discarded correlograms with low SNR and inter-station distance less than three times the wavelength. From the data selection, we obtained 9819 pairs of stations. Synthetic tests showed that structures with dimensions of $1^\circ \times 1^\circ$ can be resolved for almost the entire study area, with a decrease in the resolution as the periods' increase. The area with the lowest resolution, with an average of 167 km, is the Amazon region, mainly due to the low density of stations. Our results reflect the seismic wave velocity distribution at shallow depths of the crust, with a significant influence on sedimentary basins, which generate large areas of low velocity, especially for the shortest periods. Higher velocities are observed in regions without sedimentary cover, especially in cratonic regions. The high-velocity anomaly of the Tocantins province suggests an extension of the São Francisco craton in depth beyond its surface limits derived from geological mapping. Also, we separated the two depositional phases of the Parecis basin separated by the Serra Formosa arc. We observed a good spatial correlation between velocity distribution and a lateral topography density model, mainly for shorter periods, which reflect shallower structures. We analyzed individual dispersion paths in different geological domains. We observed that phase velocities are higher in cratonic regions and lower velocities in sedimentary basins, especially for shorter periods in the latter case. Finally, Carajás mineral province has a higher velocity than other regions inside the Amazon and São Francisco cratons.

Keywords: Ambient Noise Tomography, Dispersion curves, crustal structure, Brazilian tectonics



Introduction

Ambient Noise Tomography (ANT) is a passive seismic imaging technique that retrieves Empirical Green's Functions (EGFs) between pairs of seismic stations. We use the surface waves from the dispersed wavefield generated by the background ambient noise sources (Shapiro & Campillo 2004). ANT relies on seismic interferometry, where simultaneously recorded seismic data are cross-correlated (between station pairs) to retrieve Empirical Green's Functions (EGFs), to calculate surface wave dispersion between seismic stations. The emergence of EGFs obtained from the cross-correlation of the ambient noise signal was shown theoretically by Claerbout (1968) and applied in the crustal investigation in several studies (e.g., Sabra *et al.* 2005; Villaseñor *et al.* 2007; Mordret *et al.* 2013, Nakata *et al.* 2019). Analyzing dispersion curves from noise-generated EGFs follows a similar procedure to those used in earthquake-generated surface wave tomography studies (Shapiro *et al.* 2005; Yang *et al.* 2008; Stehly *et al.* 2009). In regions with a low level of seismicity (as in the case of Brazil), the ANT methodology is far more suitable for systematic studies of shallow structures than earthquake-based techniques. ANT treats each station as a virtual source and receiver (Wapenaar & Fokkema 2006). Therefore, the resolution of the ANT depends on the density and temporal overlap of the seismic networks and not on the seismicity distribution.

In the last decade, ambient seismic noise has become more widely used to study internal Earth structures, especially as a seismic tomography method. Several studies using ANT have been made in diverse parts of the world, providing essential information on the geology from the seismic structure of the subsurface (e.g., Shapiro & Campillo, 2004; Bensen *et al.* 2007; Lin *et al.* 2008; Kao *et al.* 2013; Martin-Short *et al.* 2018; Lynner *et al.* 2018; Manu-Marfo *et al.* 2019). ANT is particularly sensitive to shallow structures such as sedimentary basins and variations in basement velocities, making it a particularly suitable method for studying crustal features.

In Brazil, some works using ANT were carried out in different geological contexts to obtain images of the crust. The work using ANT that covered a larger area was carried out by Goutorbe *et al.* (2015). They presented group velocity models for periods from 6 to 23 s for a significant area of Brazil, using data from 53 stations with data for the period from 1996 to 2012. Despite the low number of stations for a region so large and the consequent low resolution of the models, the



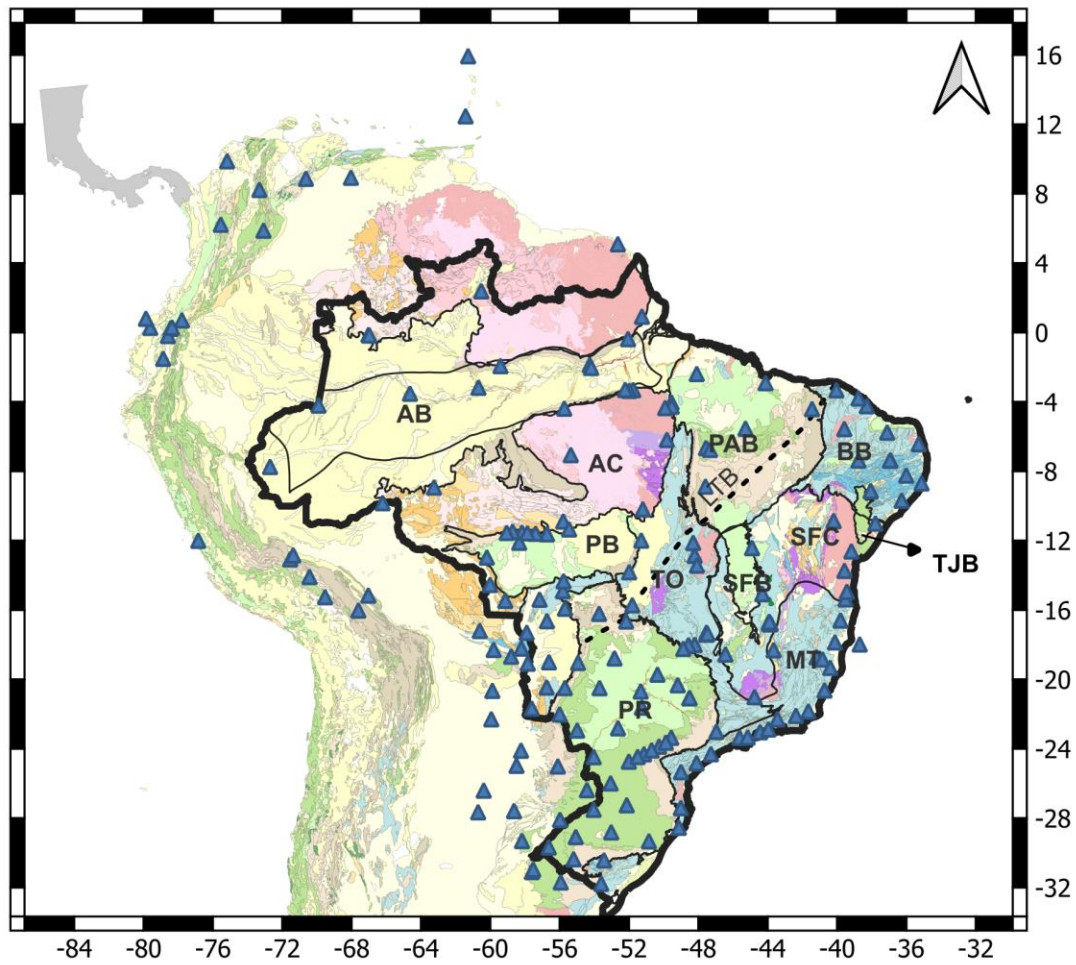
results obtained were related to some of Brazil's most significant tectonic features, such as the largest sedimentary basins (Paraná and Parnaíba Basins) and the São Francisco craton.

Among the regional works using ANT in Brazil, we can highlight one conducted by Shirzad *et al.* (2020), which used 75 stations to study the crustal structure beneath Pantanal, Paraná, and Chaco basins. Their results showed a relatively thin crust in the Pantanal basin's eastern region, confirming the results obtained by Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019) with receiver function.

Another work using ANT was developed in Borborema Province by Dias *et al.* (2015) using 34 stations. In this work, they obtained Rayleigh wave group velocity maps for periods between 5 and 20s and showed that low-velocity anomalies characterize the Mesozoic rift basins Potiguar, Tucano, and Recôncavo, while the Rio Grande do Norte Precambrian domain presents a different behavior: in the 5-10 s periods maps, it has a high-velocity anomaly, whereas, in the 20s, this anomaly disappears, suggesting that this terrain is a supracrustal structure, without lithospheric roots. In the same region, Silva *et al.* (2021) attest that short-period stations combined with broadband stations can improve resolution in ANT.

In Southern Brazil, Rosa *et al.* (2016) presented results combining ambient noise and earthquake surface wave tomography (Feng *et al.* 2004, 2007). They estimated the sediment and crustal thickness of the Paraná and Chaco basins region, confirming the thin crust beneath the northern part of the basins.

In Brazil, we do not have a consolidated regional model from ANT. As presented above, the first attempt was the work of Goutorbe *et al.* (2015), but the limited number of stations severely reduced the imaged area and its resolution. In this way, we apply ambient noise tomography on a regional scale to almost all of Brazil thanks to the increase in the number of stations in the country with the consolidation of the Brazilian Seismographic Network (BSN, Bianchi *et al.* (2018)). Our objective is to study the distribution of velocities in the crust using only noise data and relate them to the different geological units that make up the South American Platform and evaluate the recovery capacity of the structures for shorter periods than those obtained with techniques that use events. Furthermore, it is expected to improve and update the existing model (Goutorbe *et al.* 2015) by processing more data generated mainly by BSN permanent stations (Figure 1) and other temporary ones installed in several projects.



- ▲ Seismic stations
- Geological provinces
- ▭ Brazil
- Transbrasiliano Lineament
- Quaternary (~0 Ma)
- Cenozoic (65-0 Ma)
- Late Cretaceous (100-65 Ma)
- Jurassic - Early Cretaceous (200-100 Ma)
- Triassic (250-200 Ma)
- Late Paleozoic (350-250 Ma)
- Early Paleozoic (540-350 Ma)
- Late Neoproterozoic (700-540 Ma)
- Early Neoproterozoic (1000-700 Ma)
- Late Mesoproterozoic (1200-1000 Ma)
- Early Mesoproterozoic (1600-1200 Ma)
- Statherian (1800-1600 Ma)
- Late Orosirian (1900-1800 Ma)
- Early Orosirian (2050-1900 Ma)
- Early Paleoproterozoic (2500-2050 Ma)
- Late Archean (2800-2500 Ma)
- Early Archean (>2800 Ma)

Figure 2.1: Study Area with the geological ages (Gómes Tapias et al. 2019). The blue triangles are the distribution of the 204 stations used in this work. The main geological provinces are the Amazon basin (AB), Amazon craton (AC),



Parnaíba basin (PAB), Tucano/Jatobá basin (TJB), Borborema province (BB), Parecis basin (PB), Tocantins province (TO), São Francisco basin (SFB), São Francisco cráton (SFC), Matigqueira province (MT), and Paraná basin (PR).

Geological context

Brazil is in the center of the South American Plate. It is formed mainly by two distinct major geotectonic domains: the largest Amazon Craton (AC) in the north craton with an Archean nucleus and Proterozoic provinces (Teixeira *et al.* 1989), the São Francisco craton (SFC) to the east separated by the Transbrasiliano Lineament (LTB), which is a Phanerozoic transcurrent fault zone also marked by a continental magnetic signature that crosses South America in the NE-trend direction (Almeida *et al.* 2000, Fairhead & Maus 2003; Ramos *et al.* 2010; Vidotti *et al.* 2011).

The northwest-west domain has the Amazon craton as its primary unit, and the central-southeast (the extra-Amazon units) is marked by a net of Neoproterozoic mobile belts (Cordani & Sato 1999; Tohver *et al.* 2010; Brito Neves & Fuck 2013, 2014). Jurassic-Cretaceous rifting and passive margin basins formation were also associated with Pangea break-up and alkaline plutons related to Neo-Cretaceous and Tertiary in the post-Paleozoic reactivation (Almeida *et al.* 2000).

Brazil has several Phanerozoic intracratonic basins, such as Parnaíba (PAB), Amazon (AB), Parecis (PB), and Paraná (PR). The Parnaíba basin in northeastern Brazil has an estimated 3.5 km depth in the depocenter (Cordani *et al.* 1984) which was formed during the Neoproterozoic. The Paraná basin is the largest in Brazil, and it was formed during the formation of the Western Gondwana with a depocenter of larger than 7 km (Milani & Ramos 1998).

The Tocantins province (TO) was formed in the amalgamation of the Amazon, São Francisco, and Paranapanema cratons collision in the Neoproterozoic age, which formed the mobile belt surrounding these cratons units (Almeida *et al.* 2000). The Borborema province (BB) in northeastern Brazil is a mosaic of Neoproterozoic fold belts (Pankhurst, 2008). Figure 1 shows the spatial separation of geochronological units with the cratons, mobiles belts, and Paleozoic onwards sedimentary basins.



Data and Method

We used vertical seismic data of broadband sensors from several institutions and projects developed in Brazil. Most stations in Brazil (Figure 1) are from the Brazilian Seismographic Network, a permanent network operated by a consortium of institutions that work with seismology in Brazil, namely the University of Brasília, University of São Paulo, Federal University of Rio Grande do Norte, and National Observatory. We used stations from temporary projects with available data. We also added international data from the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) database to complement the distribution of stations in the study area. We used 204 seismic stations with data recovered between 2010 and 2020. Many of the stations of the temporary networks operated in different periods, leading to not being possible to combine many pairs of stations, drastically reducing the number of interstation paths. With the available data, a total of 9819 paths were used.

We apply the methodology to estimate the Green function similar to Bensen *et al.* (2007) and Ward (2015). In this methodology, the data processing follows five main steps: 1) Organization of the database, 2) Cross-Correlation and Stacking, 3) Measurements of dispersion, 4) Quality control, and 5) Tomographic inversion.

Firstly, we sorted our data into 24-hour streams, which were subjected to the process of instrumental response removal, demean, detrend, decimalization to one sample per second, and bandpass filtering with corners 0.01 and 0.2 Hz, once their large amplitudes relative to noise levels represent a significant potential source of error. We used the running-absolute-mean temporal normalization (Bensen *et al.* 2007) to remove small earthquakes near the noise amplitudes. After, we applied the spectral normalization on the 24-hour data and cross-correlated the daily data. Then, we stacked the resulting signals monthly and yearly, obtaining a two-sided signal that estimates Green's function (EGF) between the two stations.

We converted the symmetrical signal EGF to one side by averaging both sides to simplify the analysis of each stacked cross-correlation. Then we applied frequency-time-analysis (FTAN) (Dziewonski *et al.* 1969; Levshin *et al.* 1972; Levshin & Ritzwoller 2001) to measure the dispersion curves Rayleigh group and phase velocities for periods of 8 to 35s. We discarded the dispersions with less than 15 signal noise-to-ratio (SNR) and inter-station distance less than three



times the wavelength because the dispersion curves retain reliable measurements only up to a period equal to one-third of the observed traveltime (Yang *et al.* 2007). Following Bensen *et al.* (2007), we define SNR as the peak value in the signal window divided by the peak value in the trailing 500s noise window.

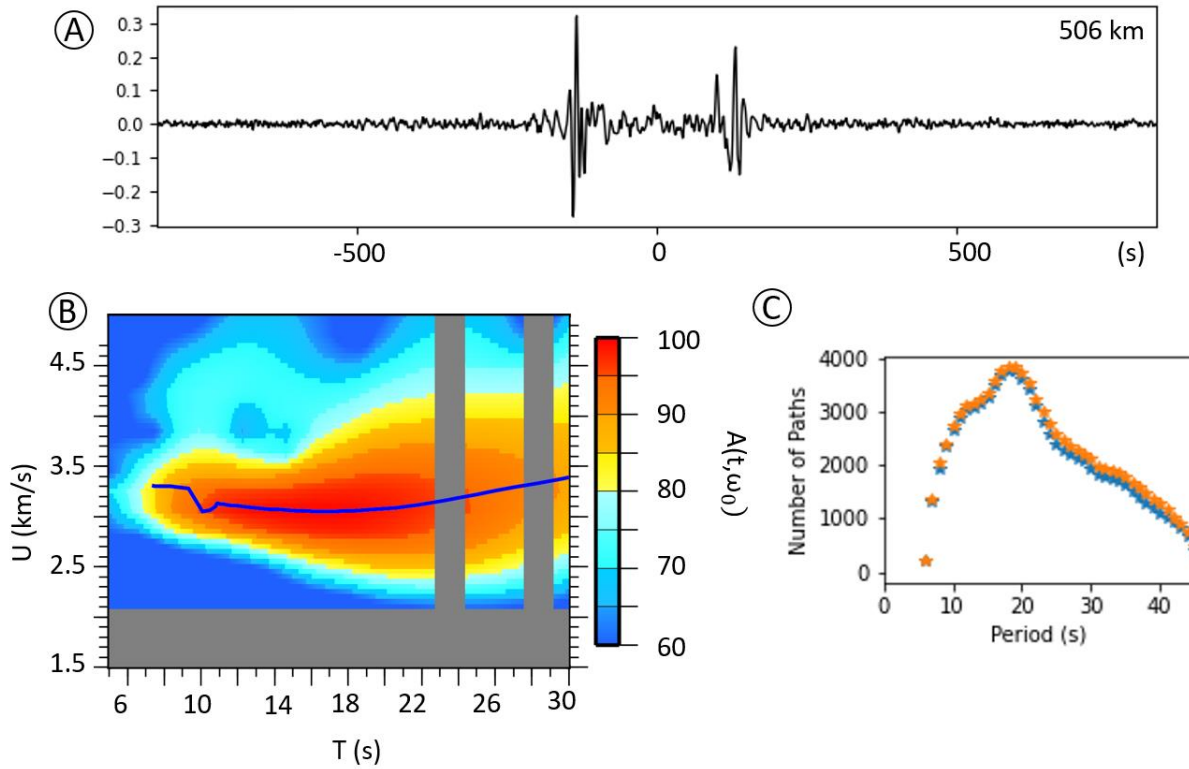


Figure 2.2: A) Example of a stacked symmetrical signal EGF from two seismic stations in Mangaratiba/RJ and Diamantina/MG with a distance between them of 506 km. B) The dispersion curve measurements (blue line) for group velocity using FTAN for the path in A. C) The number of paths after quality control for each period

Figure 2 outlines the symmetrical stacked signal of pair of stations with a 506 km distance and the group velocity measurements on the dispersion curve using FTAN. In Figure 3, we present the variation in the measurements for phase and group velocities as a box plot graph. as expected, it is observed that the phase velocity is higher than the group velocity for the same period. Some periods have paths representing outliers' velocities that we remove before the inversion (Figure 3).

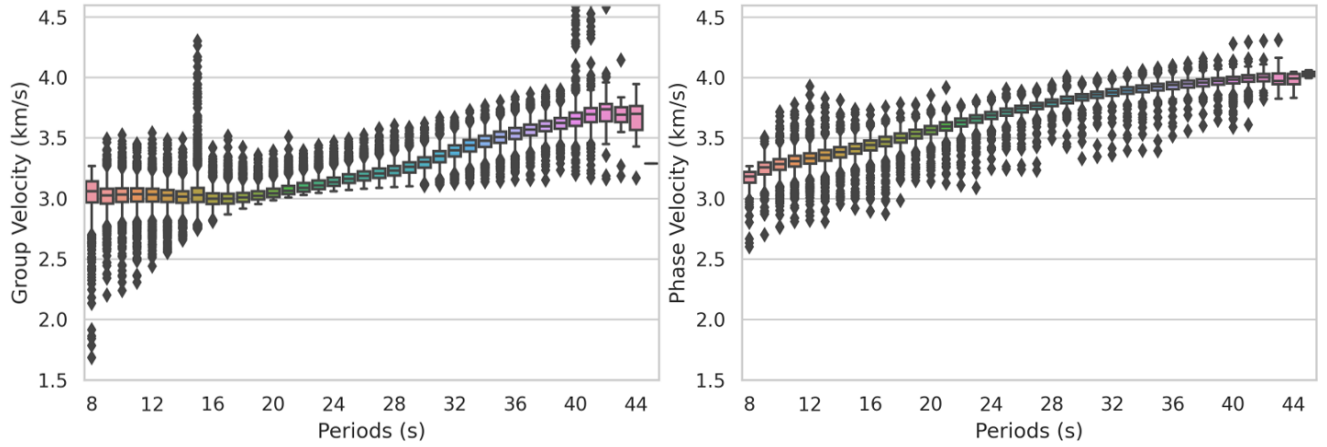


Figure 2.3: Box plot of the group and phase velocities measurements for all periods.

We performed a 2D Rayleigh wave tomography inversion for periods using the dispersion curves not discarded during the quality control process. We run the inversion twice, following the approach of Goutorbe *et al.* (2015). In the first run, we calculated an overdamped model to find the paths with large residuals concerning the Vs estimations, discarding the paths with residuals larger than the mean plus/minus 2.5 standard deviations. The remaining paths were used in the second run of the inversion. As can be seen in Figure 2c, some periods needed more paths to be used in the inversion ($T < 8$ and $T > 40$ s). Therefore, our results were generated using the inversion procedure by Barmin *et al.* (2001), using a $1^\circ \times 1^\circ$ grid for the period range from 8 to 40 s. Figure 4 shows the histogram of the residuals on the resulting inversion of predicted and observed times for periods of 10, 20, and 25 s for phase (right column) and group (left column) velocities.

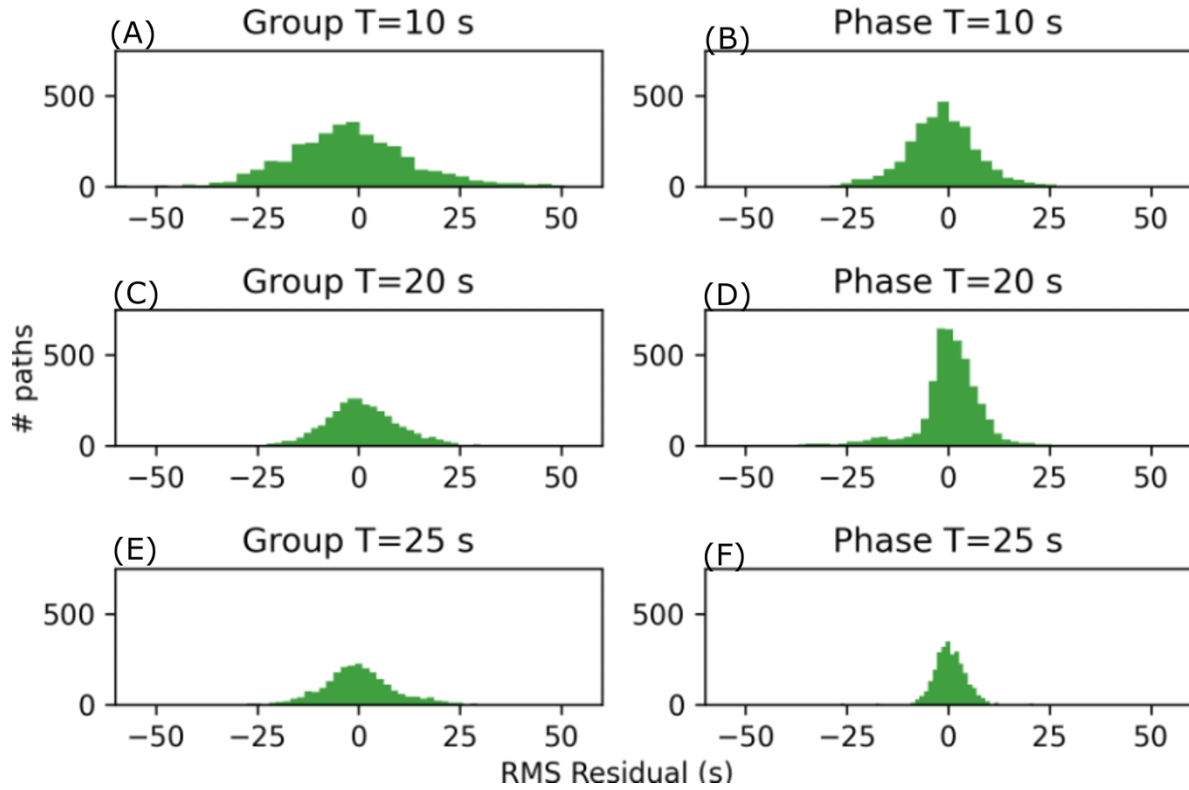


Figure 2.4: Residuals between the observed and predicted travel times for different periods (10, 20, 25 s) of the phase and group velocities.

The parameterization of the inversion of Barmin et al. (2001) has three parameters defined by the user. The first one is the damping (α), the second is smoothing regions with lower path density (β), and the third is the Gaussian smoothing (σ). The alpha and beta were systematically tested using a grid search algorithm. We evaluated the best value for the inversion parameters by analyzing the L-curve (Figure 5) on a grid of $1^\circ \times 1^\circ$ for all results selecting the elbow point as the parameter value.

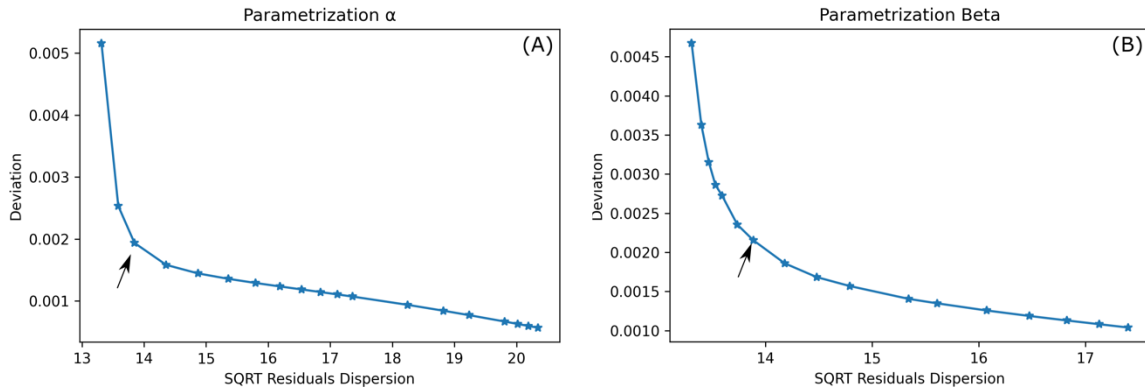


Figure 2.5: L curve calculated to define the parameters alpha and beta of 2D inversion periods in (A) L-Curve for alpha and (B) L-Curve for the beta.

To construct the 3D shear wave velocity model, we use the linearized inversion routine of Herrmann (2013) to compute the 1D shear velocity depth by jointly inverting phase and group velocities measurements from the 2D Rayleigh wave tomographic maps sampled at a grid node of $1^\circ \times 1^\circ$. For the input velocity model, we test two cases, one with a constant velocity of 4.0 km/s and the IASP91 velocity model. Then, we interpolated the results of 1D inversion in a pseudo-3D shear velocity model.

Results

Resolution Tests

Following Barmin *et al.* (2001), we estimate the average resolution of our model by calculating the minimal distance of two δ -like perturbations that can be resolved, which yields a resolution of approximately 167 km laterally. We show in Figure 6 the estimated resolution of the fitted δ -like perturbations. We run the inversion with the same parameters with the grid cell sizes considering $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, $1^\circ \times 1^\circ$, $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, and $2^\circ \times 2^\circ$ and compare which one performed the best on the matrix resolution which was the $1^\circ \times 1^\circ$.

Due to the distribution of stations available and the retrieved dispersion pairs, the resolution of our model decreases as the period increases limiting the regions of interpretation for greater periods. The resolution is similar for group and phase velocities across all recovered periods. The Amazon geotectonic domain is a region with a low number of seismic stations, which limits the



resolution of the ANT results (Figure 6 C-F). However, its south and southeastern portions have a sufficient resolution that allows some interpretation for shorter periods below 15s (Figure 6 A-B).

The main regions with good resolution across all periods are the Borborema Province, Tocantins Province, São Francisco Craton, and the Paraná Basin. The Parnaíba basin is one of the regions with less station coverage (similar to the Amazon Craton). Consequently, it is a region with lower resolution (Figure 6 A, F).

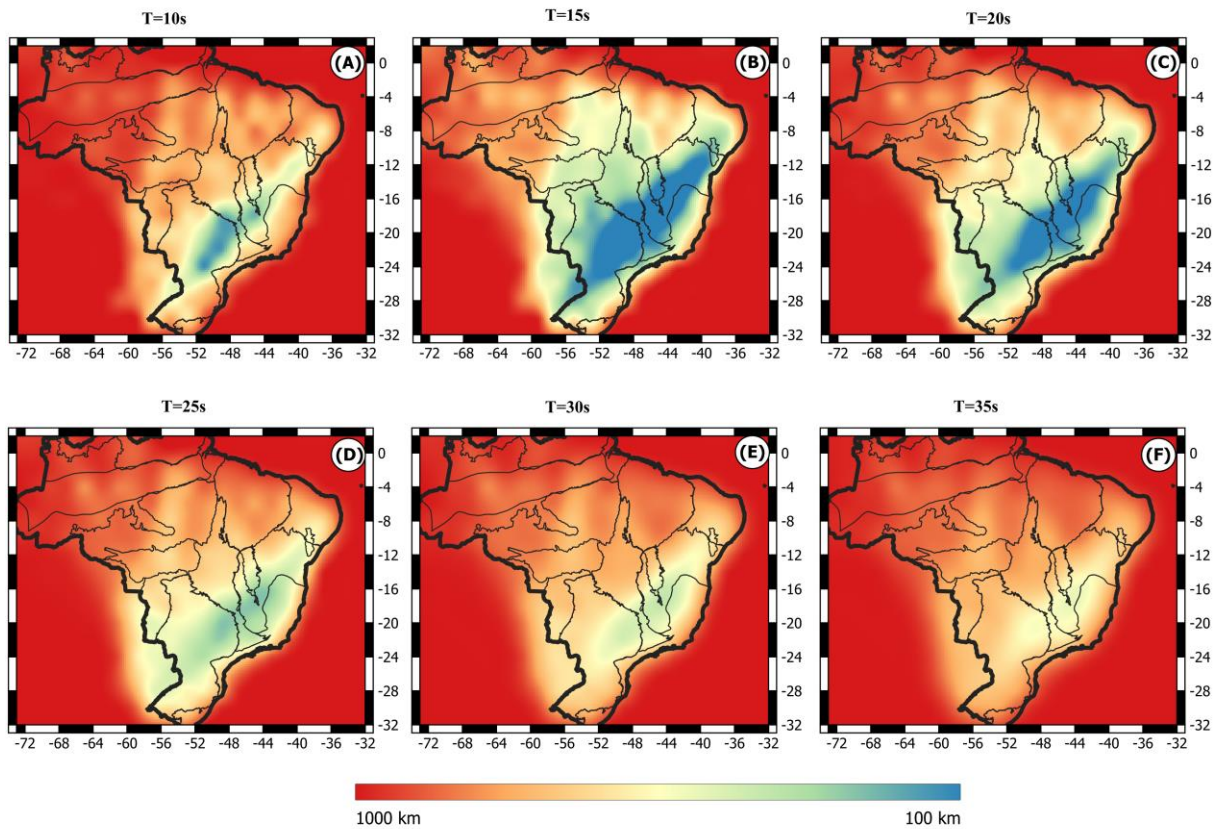


Figure 2 6: The estimated resolution for the phase velocity map for 10 to 35s obtained from the surface wave tomography method of Barmin et al. (2001). The resolution for group velocity is shown in Figure S1.

Velocity Anomalies

The Ambient Noise Tomography results for periods between 10 – 35 s phase velocities are presented in Figure 7 (the results for group velocities are in S2). The shorter periods (T=10s, Figure 7A) presents anomalies with a significant difference between the low and the high velocity anomalies. This pattern is better observed in the geotectonic domain westwards of the



Transbrasiliano Lineament, which becomes less evident in the higher periods, probably because of the decrease in the resolution of the tomographic models (Figure 7) and the increase of depth sensitivity for the higher periods.

The phase and group velocity maps for the period of 10s (Figure 7-A and S2-A) show the shallow part of the crust, reflecting the major geological and tectonic domains, including the basement, phanerozoic, and recent sedimentary basins. The low-velocity anomalies appear mainly spatially correlated with the phanerozoic and Cenozoic sedimentary basins, especially in their deepest parts. The basins better correlated with the low-velocity anomalies are Paraná, Parnaíba, Recôncavo-Tucano, and Amazon. A low-velocity solid anomaly in the eastern portion of the Parecis basin seems to be related to a tertiary cover (Lacerda Filho *et al.* 2004). However, the São Francisco basin does not show a correspondence low-velocity anomaly in the 10s period, probably due to the lower thickness of these basins and lack of seismic stations.

The medium to high-velocity anomalies are better related to the outcropping basement formed by Neoproterozoic mobile belts that occurred in the Brasiliano orogeny (Cordani *et al.* 2003). The same pattern repeats in the cratonic regions without sedimentary coverage. The anomalies are related to the structured highs that separate the basins from these basements, such as in (1) structure high of Ponta Grossa (Zalán *et al.* 1990), which defines a geomorphological indentation east-west in the central region of Paraná basin; (2) the arc of Alto Parnaíba (Hasui & Haralyi 1991), which limits the northern part of Paraná basin; (3) the high structures of the grabens which limit the Parecis basin (Bahia *et al.* 2007); (4) the arc of Assunção which limits the west of Paraná basins (McGee *et al.* 2018; Filho *et al.* 2020). The northeastern limit of the São Francisco basin shows a low-velocity anomaly with primary direction NW corresponding to the aulacogen Paramirim (Alkmin 1993; Cruz & Alkmim 2006).

The central region of Brazil (Tocantins Province) presents a high-velocity anomaly with a mainly north-south direction (Figure 7). This region is formed by the alkaline province of Goiás magmatic arc limited to the west by the Paraná and Parecis basins and the north by the Amazon craton. This elongated anomaly borders to the east, the limit of two tectonic domains. Most high-velocity anomalies recovered occur in regions with outcrop or shallow basements; therefore, regions with thin sedimentary columns.



The group and phase velocity maps for the 20s and 25s periods (Figures 7-C, D; S2-C, D) present a similar pattern to that observed in the maps of 10 s, however, with an increase in the average velocities. This pattern is mainly observed on larger and deepest sedimentary basins originated in the Paleozoic, such as the Amazon, Paraná, Parnaíba, and Parecis basins, which are also observed as low-velocity anomalies for periods of 20 and 25 s. However, this behavior is not observed in the smaller basins in such periods.

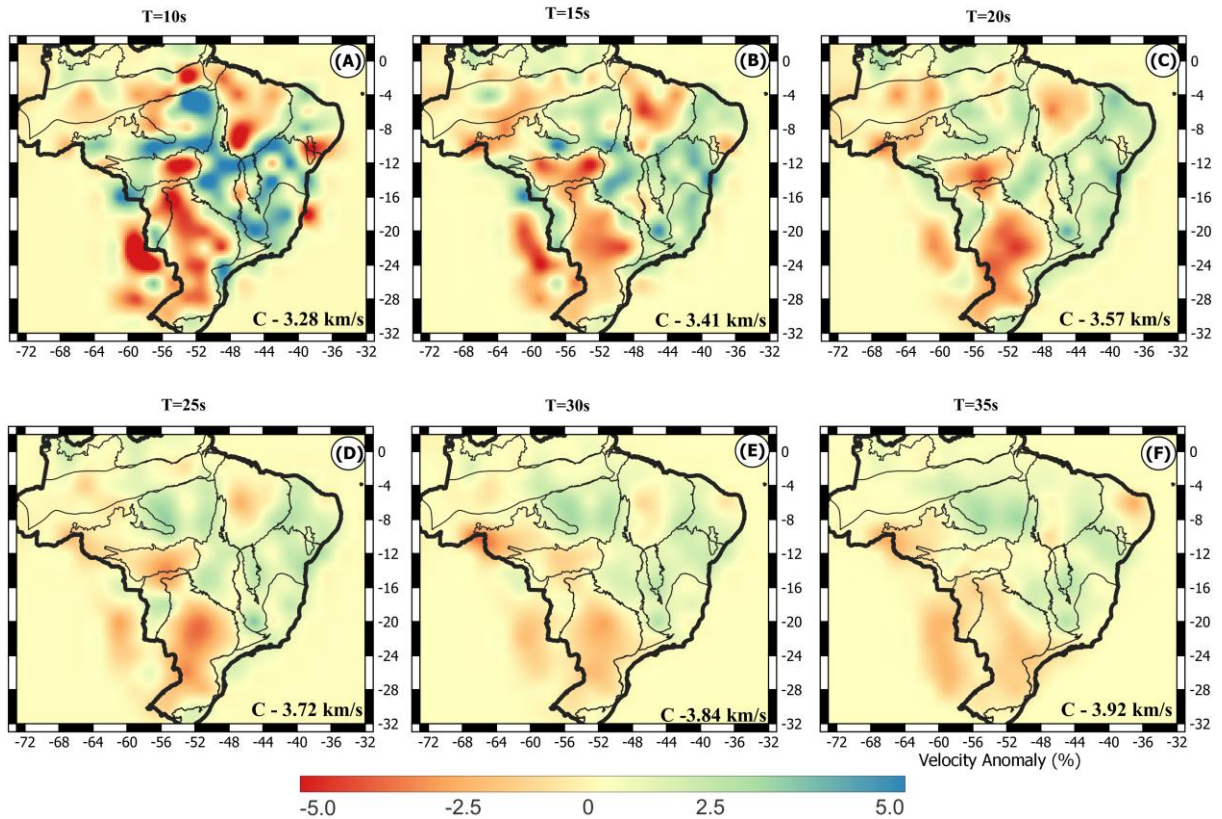


Figure 27: (A-F) Ambient noise tomography for phase velocities maps of the 10 to 35 s periods. The results are the percentage of anomaly based on the mean velocity presented for each period. The group velocities result for the same periods are shown in Figure S2.

Discussion

When comparing our results with previous works published using purely ambient noise tomography (ANT), we observed an increase in the resolution of the tomographic results, delineating the geological limits of the major provinces better. Goutorbe *et al.* (2015) presented anomalies covering most of Brazil, excluding the Amazonian craton, due to the reduced number



of stations. We show low-velocity anomalies in the region of the Amazon basin and high-velocity anomalies in the Amazon craton not presented in that work. The difference between the results for 20 s and the Goutorbe *et al.* (2015) model for the same period is less than 0.2 km/s with an average of 0.04 km/s. The regions with the most significant disagreements occur where seismic stations increased substantially (Figure 8).

However, other works covering specific parts of the country were published, achieving higher resolution than ours in those parts. Shirzad *et al.* (2020) show group and phase velocity anomalies in the Paraná basin, south of Brazil, which correlates well with our findings (Figure 6), but without an increase in resolution because of the use of the same pool of stations in that region.

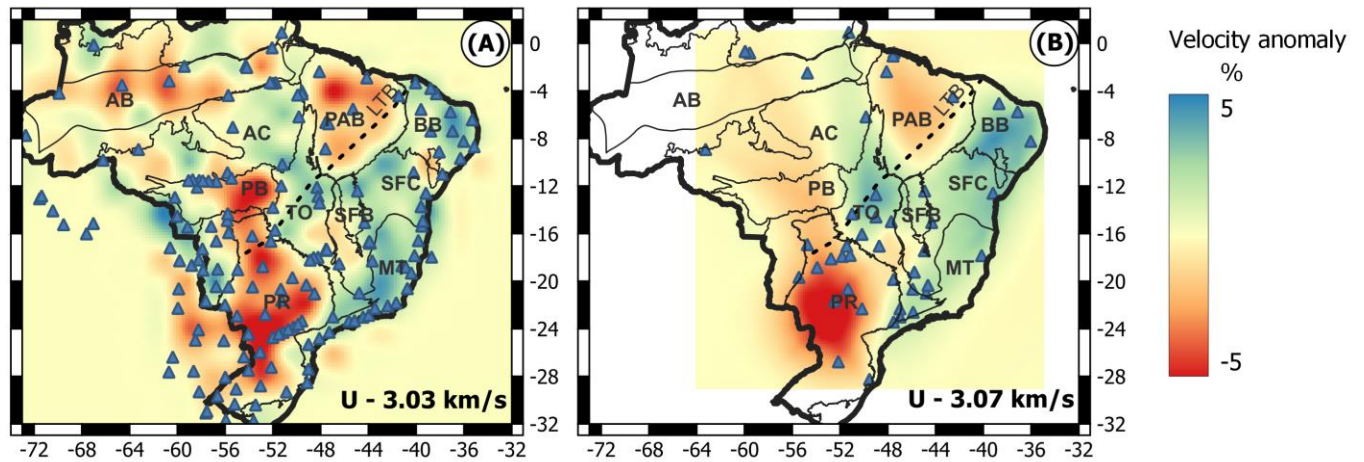


Figure 2 8: Comparison of the (A) results of the 20s period with (B) the model of Goutorbe *et al.* (2015) for the same period (adapted). The blue triangles are the seismic station used in each study.

In the Borborema province (BB, northeast), tomographic results for 5-20s with a grid of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (Dias *et al.* 2015) and with the inclusion of short-period stations increased retrieval of smaller features on the model of this region (Silva *et al.* 2021). They reached better resolution and delineated minor geological features than our results. Our results show that the Borborema province, predominantly with a higher velocity anomaly extends up to the Parnaíba basin to the west but with a low-velocity anomaly to the south in the Tucano rift basin in the shorter periods. This basin is small, with 390 km in length to 130 km in width and an average of 2 km in-depth,



which reduces the low-velocity anomaly at larger periods. The main contribution lies in increasing the imaging for central Brazil, São Francisco, and Amazon Cratons.

The region of the São Francisco craton (SFC) has the higher resolution of our model, as shown in the resolution calculation (Figure 6), with many raypath crosses and good azimuthal coverage, which leads to a robust velocity anomaly recovery. The entire region of the craton presents higher velocity anomalies for both phase and group measurements (Figures 7, S2).

The Tocantins province (TO) appears as a high-velocity anomaly that concurs with the results of (Goutorbe *et al.* 2015). There is no clear separation between the high velocity of the Tocantins province and the northern part of the São Francisco craton (SFC), suggesting that this anomaly is part of the SFC below the Neoproterozoic cover. This region has a relatively robust anomaly (Figure 7). Other works with different geophysical methods also suggest the extension of the SFC under the Tocantins province (Pereira & Fuck 2005; Soares *et al.* 2006; Assumpção *et al.* 2006; Fernandes *et al.* 2021), but other hypotheses for the not continuation of SFC in the TO are proposed (Fuck *et al.* 2014).

The Parnaíba basin (PB) has a 3.5 km depth estimative (Milani & Zalan 1999; Castro *et al.* 2014), and our results show a low-velocity anomaly associated which ranges from 10-20 s period which Goutorbe *et al.* (2015) also found in its results (Figure 8).

We compared our results for the period of 10s with the model of Fernandes de Medeiros *et al.* (2021), which combined density and lithostratigraphic data to model the lateral topography density across the country, that reflects spatially the distribution of surface lithology related to the density of the rocks of the shallow portion of the crust. In general, the comparison shows that the low velocities are correlated with lower-density regions, and high velocities are the opposite.

The São Francisco Craton is one of the regions that does not directly follow the pattern described before since its central portion has low densities that are not observed as low velocities (Figure 9). The lower densities are related to the sediments of the São Francisco basin, despite its large surface area and its thin thickness when compared with Brazil's other main sedimentary basins. The high velocities on the São Francisco craton probably reflect its basement since the 10s period is not sensitive to the shallow basins. Even though the Recôncavo-Tucano basin, in the northern portion of SFC, has a small surface area, the comparison between the velocity and density is consistent with the general pattern since this basin is thicker than the São Francisco basin.



Another region that has a different pattern in the comparison between the velocities and densities is the Parecis basin, which seems to be formed by two different sedimentary lateral depositional packages with distinct mean densities (Figure 9 A-C), which are separated by the Serra Formosa arc (Rubert *et al.* 2019). This lateral difference is also reflected by an E-W velocity variation that coincides with the geochronological difference in deposition time. The western high-velocity anomaly in the basin should reflect a thinning of the sedimentary package.

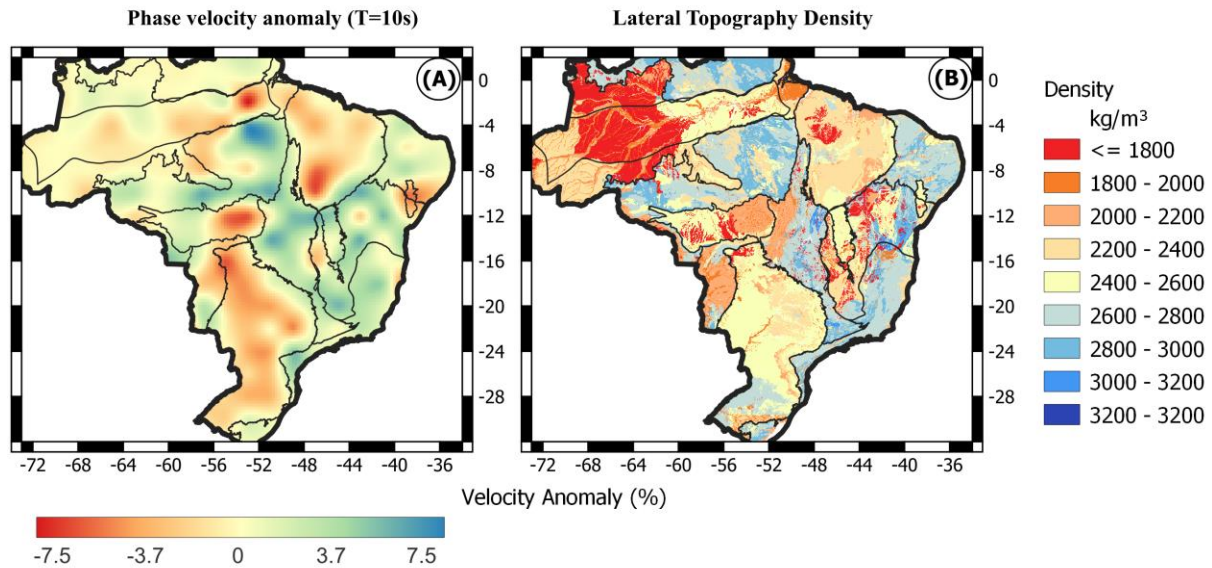


Figure 2 9: Comparison of the tomography for a 10 s phase velocity anomaly with lateral topography density model (B-adapted) proposed by Fernandes de Medeiros *et al.* (2021).

In the Amazon region (Brazilian part), there are no results with ambient noise tomography with sufficient resolution to interpret them. Even though our findings lack good coverage in that region, there are a few places from which we can infer some interpretations. The south portion of the amazon craton (AC) is one of them. The Carajás mineral province (Figure 10) shows higher velocities than the other cratonic regions of Brazil. This region inside the Amazon Craton comprises Meso to Neoproterozoic continental crust with greenstone belts and granitoids (Vasquez *et al.* 2008; Tavares *et al.* 2018). Different from the Central Amazon with a Mesoproterozoic crust (Fernandes *et al.* 2011). Also, there is a lateral density variation between the two domains (Fernandes de Medeiros *et al.* 2021), and the Carajás region has a higher density than the surrounding terrains. Costa *et al.* (2020) show with P-wave finite frequencies tomography that the Carajás domain has a high-velocity anomaly from 68 to 316 km. We show that the phase velocity



presents the same behavior at a shallow crust shown in the tomographic maps of 10, 20, and 25s for both group and phase velocities (Figure 6).

We show that the raypaths in different geological context behaviors are different (Figure 10 A-B). The major sedimentary basins of Brazil, such as Paraná (PR), Amazon (AB), and Parnaíba (PB) basins, show consistently lower velocities than the cratonic regions: Carajás (CJ), Central Amazon (AC) (both inside Amazon craton but with different geological context, Figure 1) and São Francisco Craton. The Carajás mineral province (PRPB-TUC) presents a behavior of higher velocities in all periods when compared with other cratonic regions such as the São Francisco craton (path BSCB-DIAM) and different regions of the Amazon craton (ITTb-NPGB).

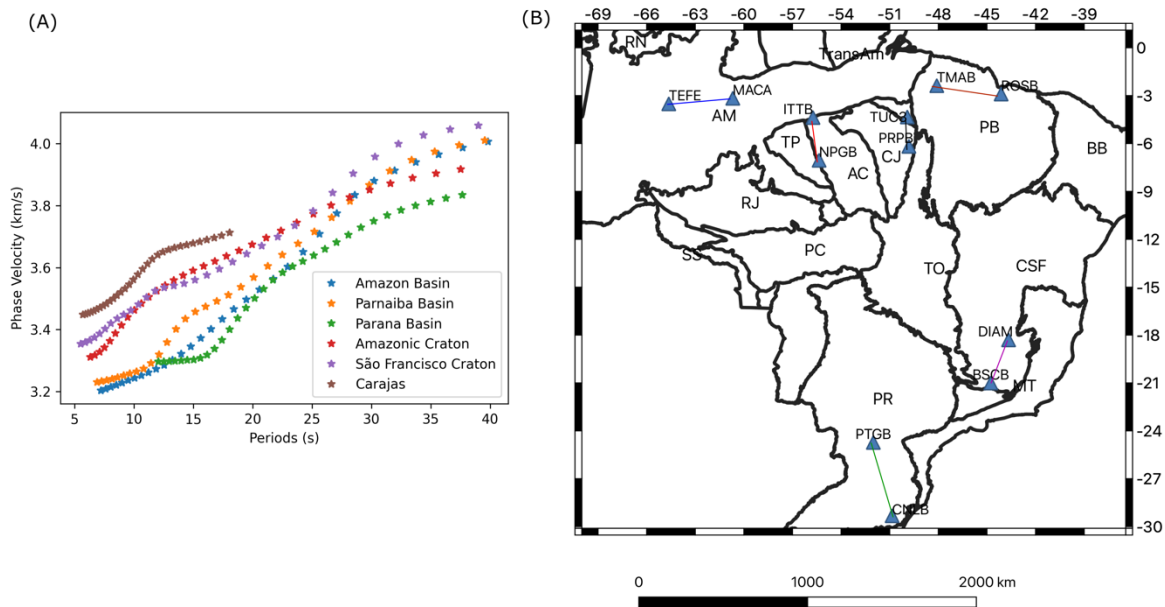


Figure 2.10: (A) Dispersion paths in different geological domains for phase velocity showing higher velocities in cratonic regions and lower velocities in sedimentary basins, especially at smaller periods. (B) Map with the stations' pairs of dispersions curves shown in (A), the simplified geology (Bizzi et al. 2003) with CJ – Carajás, AC – Central Amazon (Amazon Craton), AM – Amazon Basin, PB – Parnaíba Basin, CSF – São Francisco Craton, PR – Paraná Basin.

We estimate the Moho from our 3D shear velocity model using 4.1 km/s as a transition velocity and 4.0 km/s in the Borborema region because it is a region with lower Moho depth estimations (Rivadeneira-Vera et al. 2019). We choose our velocities by comparing the results, which have a minimal residual compared with previous Moho depth estimates using the receiver function. Figure S3 shows the histograms for different cut velocities from 3.9 to 4.2 km/s with 0.1



km/s increments. Also, in Table S1, we show the difference between our estimative and the receiver function estimation in each seismic station. We compare our results with Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019) (Figure 10A-B), and both present similar results. The difference between the two results has a median of 6.8 km with the main discordance in the Amazon region.

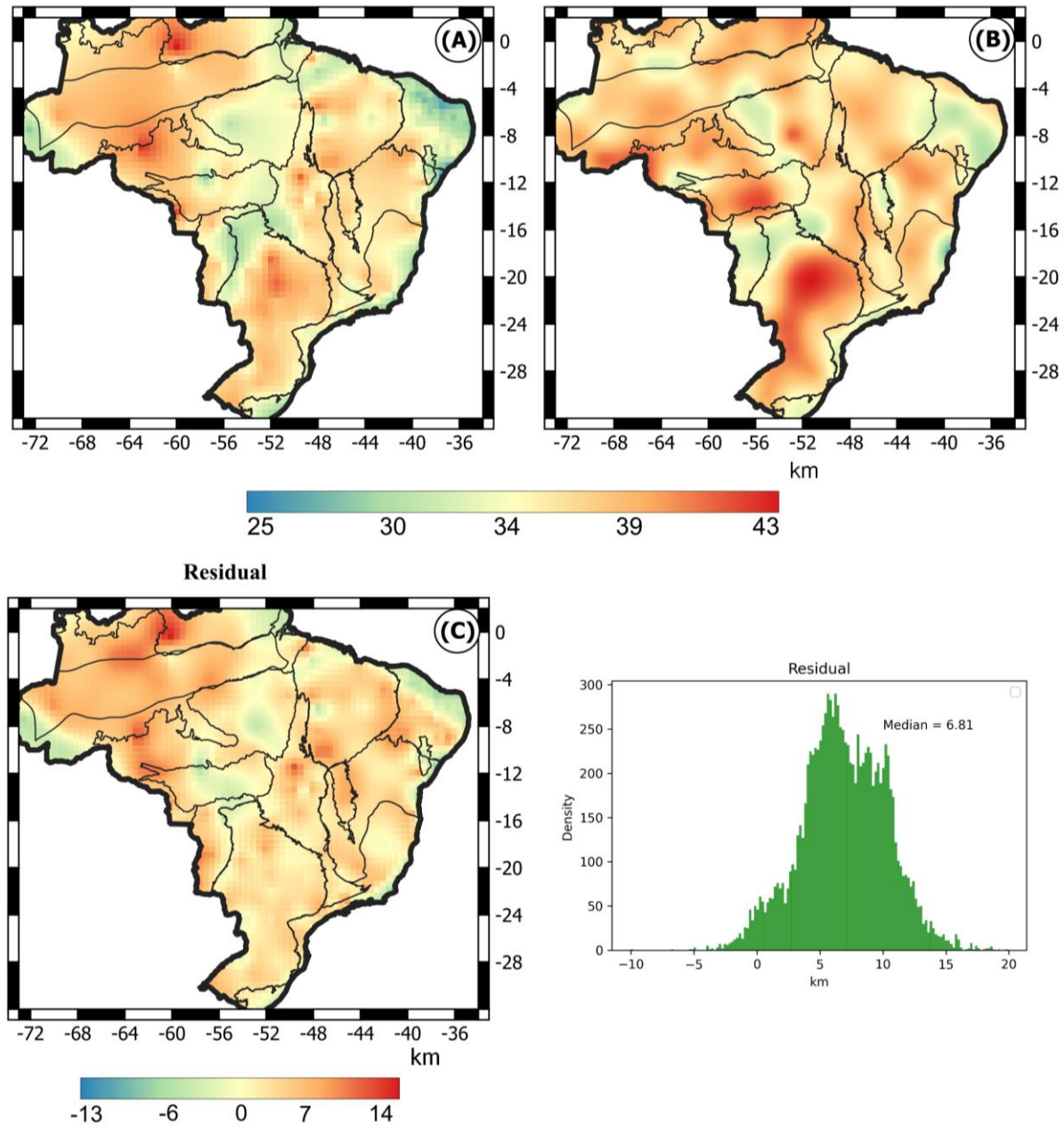


Figure 2.11: : (A) An estimation of Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019) for Moho with receiver function. (B) Moho estimative using ambient noise tomography. (C) Differences between results of estimation of Moho by Receiver



function and by ANT. The histogram shows the difference between the rasters of estimation of Moho by receiver function and by the shear velocity wave 3D model.

Conclusions

This work used 204 seismic stations, retrieving 9819 paths of empirical green functions. All these data represent the evolution of the multiple projects deployed in Brazil from 2010 to 2020, increasing the tomographic model resolution, which allowed the computation of group and phase Rayleigh velocity for 8 to 35s periods with Ambient Noise Tomography (ANT) with an increased of resolution concerning previous works.

We show the first results of ANT to the Amazon craton (Brazilian part), showing the Carajás mineral provinces with higher velocities than other regions. However, this region has the worst resolution of our model because of the low number of stations.

All the major sedimentary basins show low-velocity anomalies delimiting each one with a good correlation with the geology and the lateral topography density model for shorter periods, where low velocities are related to low densities as the opposite.

The two regions that break this pattern is the São Francisco and Parecis basins, wherein the first case, the ANT does not image the thin sediments, and in the second, it was possible to separate laterally, the two sedimentary depositional phases of the basin, with high velocity in the west and low velocity to the east in agreement with E-W changes observed in the lateral topographic densities.

The high-velocity anomaly of Tocantins Province suggests an extension of the São Francisco Craton root, at least in crustal depths.

Acknowledgments

We thank Petrobras for funding the initial infrastructure of the Brazilian Seismographic Network (RSBR) and for current financial support (Project 2017/00161-5) and the CPRM (Geological Survey of Brazil) for its maintenance in the last years. We thank FAPESP (São Paulo State Research Foundation) for funding the “3-Basins” project (grant 2013/24215- 6), which allowed



the installation of the XC network. We used data from additional stations of the Seismological Center of the University of São Paulo (USP), São Paulo State Institute of Technological Research (IPT), Seismological Observatory (OBSIS/UnB), and Laboratory of Lithospheric Studies of the University of Brasília, GTSN and GEOSCOPE Networks, and a temporary deployment by ETH-Zürich, finally we used data available in IRIS. We thank CNPq for the INCT-ET Project (465613/2014-4), which allows financial support for the station's maintenance, and for the research fellowship grants 31.5613/2021-1 (M. P. Rocha) and 30.2885/2021-8 (R. Fuck). We thank Michael Ritzwoller for sharing the ANT code. We thank all researchers, staff, and students who helped install and maintain the station. The data and instructions for downloading them can be found on the websites of RSBR (<http://www.rsbr.gov.br/>), OBSIS/UnB (<http://obsis.unb.br/>), and the Seismological Center of USP (<http://moho.iag.usp.br/>). Tomographic models and interpreted contours are available at <https://doi.org/10.5281/zenodo.6757500>. We thank Sven Schippkus and an anonymous reviewer for their helpful comments, which significantly improved this manuscript.



References

- Alkimin, F.F., 1993. Arcabouço tectônico do craton de São Francisco, uma revisão, in: III Simposio Do Craton Do São Francisco. pp. 45–62.
- 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 Rev.* 50, 77–111.
- Assumpção, M., Heintz, M., Vauchez, A., Silva, M., 2006. Upper mantle anisotropy in SE and Central Brazil from SKS splitting: Evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250, 224–240. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.038>
- Bahia, R.B.C., Neto Martins, M.A., Barbosa, M.S.C., Pedreira, A.J., 2007. Análise da evolução tectono-sedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Rev. Bras. Geociências* 37, 639–649.
- Barmin, M.P., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography. *Pure Appl. Geophys.* 158, 1351–1375. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8264-4_3
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.* 169, 1239–1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>
- Bianchi, M.B., Assumpção, M., Rocha, M.P., Carvalho, J.M., Azevedo, P.A.D.E., Fontes, S.L., Dias, F.L., Ferreira, J.M., Nascimento, A.F., Ferreira, M. V., Costa, I.S.L.L., 2018. The Brazilian seismographic network (RSBR): Improving seismic monitoring in Brazil. *Seismol. Res. Lett.* 89, 452–457. <https://doi.org/10.1785/0220170227>
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil, CPRM.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *J. South Am. Earth Sci.* 47, 72–89. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.005>



- Brito Neves, B.B. de, Fuck, R.A., 2014. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW)+half Gondwanan (E-SE) domains. *Precambrian Res.* 244, 75–86. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.020>
- Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H.R., Dantas, E.L., 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics* 614, 128–145. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>
- Claerbout, J.F., 1968. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics* 33, 264–269.
- Cordani, U.G., Brito-Neves, B.B., D’Agrella-Filho, M.S., 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Res.* 6, 275–283.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B. de, Fuck, R.A., Thomaz Filho, A., Cunha, F.M.B., 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares Brasileiras. *Ciência. Técnica. Petróleo. Seção Explor. petróleo* 14, 1–70.
- Cordani, U.G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes-Newsmagazine Int. Union Geol. Sci.* 22, 167–173.
- Costa, I.S.L., Rocha, M.P., Klein, E.L., Vasquez, M.L., 2020. Lithospheric structure of the southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: Preliminary insights on tectonic and metallogenic implications. *J. South Am. Earth Sci.* 101, 102608. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102608>
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim aulacogen and the Araçuaí belt, São Francisco craton region, Eastern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 78, 151–173.
- Dias, R.C., Julià, J., Schimmel, M., 2015. Rayleigh-Wave, Group-Velocity Tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from Ambient Seismic Noise. *Pure Appl. Geophys.* 172, 1429–1449. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0982-9>
- Dziewonski, A., Bloch, S., Landisman, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 59, 427–444.



- Fairhead, J.D., Maus, S., 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *Lead. Edge* 22, 779–783.
- Feng, M., Assumpção, M., der Lee, S., 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Phys. Earth Planet. Inter.* 147, 315–331.
- Feng, M., 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. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B., Echeverri Misas, C.M., 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *J. South Am. Earth Sci.* 32, 351–368. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.004>
- Fernandes de Medeiros, D., Sant’Anna Marotta, G., Yokoyama, E., Franz, I.B., Fuck, R.A., 2021. Developing a lateral topographic density model for Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 110, 103425. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103425>
- Fernandes, P.R., Tommasi, A., Vauchez, A., Neves, S.P., Nannini, F., 2021. The São Francisco cratonic root beneath the Neoproterozoic Brasília belt (Brazil): Petrophysical data from kimberlite xenoliths. *Tectonophysics* 816. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229011>
- Filho, J.V.L., Fuck, R.A., Ruiz, A.S., Dantas, E.L., Rodrigues, J.B., Scandolara, J.E., 2020. Rio Apa Block: A Juvenile Crustal Fragment in the Southwest Amazonian Craton and Its Implications for Columbia Supercontinent Reconstitution. *J. Geol.* 128, 415–444.
- Finger, N.-P., Kaban, M.K., Tesauero, M., Haeger, C., Mooney, W.D., Thomas, M., 2020. A thermo-compositional model of the Cratonic lithosphere of South America: Models of the upper mantle, crust and sediment density. *Potsdam GFZ Data Serv.* <https://doi.org/https://doi.org/10.5880/GFZ.1.3.2020.006>
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F., 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent



reconstruction. Precambrian Res. 244, 53–74.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>

- Gómes Tapias, J., Schobbenhaus, C., Ramírez, N.E., 2019. Geological map of South America.
- Goutorbe, B., de Oliveira Coelho, D.L., Drouet, S.S., 2015. Rayleigh wave group velocities at periods of 6–23 s across Brazil from ambient noise tomography. *Geophys. J. Int.* 203, 869–882. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv343>
- Hasui, Y., Haralvi, N.L.E., 1991. Litho-structural and geophysics features of the Alto Paranaíba Uplift. *Geociencias* 10, 57–77.
- Herrmann, R. B. 2013. Computer Programs in Seismology: An Evolving Tool for Instruction and Research. *Seismological Research Letters*, 84(6) 1081–1088.
<https://doi.org/10.1785/0220110096>
- Kao, H., Behr, Y., Currie, C. a., Hyndman, R., Townend, J., Lin, F.C., Ritzwoller, M.H., Shan, S.J., He, J., 2013. Ambient seismic noise tomography of Canada and adjacent regions: Part I. Crustal structures. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 5865–5887.
<https://doi.org/10.1002/2013JB010535>
- Lacerda Filho, J.V. de, ABREU FILHO, W., Valente, C.R., OLIVEIRA, C.C. de, ALBUQUERQUE, M.C. de, 2004. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso.
- Levshin, A.L., Pisarenko, V.F., Pogrebinsky, G.A., 1972. On a frequency-time analysis of oscillations, in: *Annales de Geophysique*. Centre National de la Recherche Scientifique, pp. 211–218.
- Levshin, A.L., Ritzwoller, M.H., 2001. Automated Detection, Extraction, and Measurement of Regional Surface Waves. *Pure Appl. Geophys.* 158, 1531–1545.
<https://doi.org/10.1007/PL00001233>
- Lin, F.-C., Moschetti, M.P., Ritzwoller, M.H., 2008. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophys. J. Int.* 173, 281–298.
- Lynner, C., Beck, S.L., Zandt, G., Porritt, R.W., Lin, F.C., Eilon, Z.C., 2018. Midcrustal Deformation in the Central Andes Constrained by Radial Anisotropy. *J. Geophys. Res. Solid*



- Earth 123, 4798–4813. <https://doi.org/10.1029/2017JB014936>
- Manu-Marfo, D., Aoudia, A., Pachhai, S., Kherchouche, R., 2019. 3D shear wave velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the Tyrrhenian basin and margins. *Sci. Rep.* 9, 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-40510-z>
- Martin-Short, R., Allen, R., Bastow, I.D., Porritt, R.W., Miller, M.S., 2018. Seismic Imaging of the Alaska Subduction Zone: Implications for Slab Geometry and Volcanism. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 19, 4541–4560. <https://doi.org/10.1029/2018GC007962>
- McGee, B., Babinski, M., Trindade, R., Collins, A.S., 2018. Tracing final Gondwana assembly: Age and provenance of key stratigraphic units in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Res.* 307, 1–33.
- Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias paleoóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geol.* 28, 473–484.
- Milani, E.J., Zalan, P. V, 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes-Newsmagazine Int. Union Geol. Sci.* 22, 199–205.
- Mordret, A., Shapiro, N.M., Singh, S.S., Roux, P., Barkved, O.I., 2013. Helmholtz tomography of ambient noise surface wave data to estimate Scholte wave phase velocity at Valhall Life of the Field. *Geophysics* 78, WA99–WA109. <https://doi.org/10.1190/geo2012-0303.1>
- Nakata, N., Gualtieri, L. and Fichtner, A. eds., 2019. *Seismic ambient noise*. Cambridge University Press
- Pankhurst, R.J., 2008. West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region.
- Pereira, R.S., Fuck, R.A., 2005. Archean Nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco Crato, Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 33, 93–104.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *J. Geodyn.* 50, 243–255.
- Rivadeneyra-Vera, C., Bianchi, M., Assumpção, M., Cedraz, V., Julià, J., Rodríguez, M., Sánchez,



- L., Sánchez, G., Lopez-Murua, L., Fernandez, G., Fugarazzo, R., 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. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 8491–8505. <https://doi.org/10.1029/2018JB016811>
- Rosa, M.L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., Sánchez, G., 2016. Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *J. South Am. Earth Sci.* 66, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>
- Rubert, R.R., Mizusaki, A.M.P., Martinelli, A.G., 2019. Mesozoic tectonic in the deposition and evolution of Cretaceous sedimentary packages of the Parecis Basin, center-western Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 93, 140–154. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.002>
- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C., 2005. Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophys. Res. Lett.* 32, 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL023155>
- Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.* 31.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L., Ritzwoller, M.H., 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science* (80-.). 307, 1615–1618.
- Shirzad, T., Assumpcao, M., Bianchi, M., 2020. Ambient seismic noise tomography in west-central and Southern Brazil, characterizing the crustal structure of the Chaco-Paraná, Pantanal and Paraná basins. *Geophys. J. Int.* 220, 2074–2085. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz548>
- Silva, C.C., Poveda, E., da Silva Dantas, R.R., Julià, J., 2021. Ambient Noise Tomography with Short-Period Stations: Case Study in the Borborema Province. *Pure Appl. Geophys.* 178, 1709–1730. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02718-x>
- Soares, J.E., Berrocal, J., Fuck, R. a., Mooney, W.D., Ventura, D.B.R., 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, 1–31. <https://doi.org/10.1029/2005JB003769>
- Stehly, L., Fry, B., Campillo, M., Shapiro, N.M., Guilbert, J., Boschi, L., Giardini, D., 2009. Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophys. J.*



- Int. 178, 338–350. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04132.x>
- Tavares, F.M., Trouw, R.A.J., da Silva, C.M.G., Justo, A.P., Oliveira, J.K.M., 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *J. South Am. Earth Sci.* 88, 238–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Res.* 42, 213–227.
- Tohver, E., Trindade, R.I.F., Solum, J.G., Hall, C.M., Riccomini, C., Nogueira, A.C., 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology* 38, 267–270.
- Vasquez, L. V, Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas–SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organ. Vasquez ML, Rosa-Costa LT Escala 1, 0.
- Vidotti, R.M., Curto, J.B., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Almeida, T., 2011. Magnetic expression of the Transbrasiliano Lineament, Brazil, in: *American Geophysical Union Fall Meeting*. p. 2011.
- Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Gallart, J., 2007. Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure. *Geophys. Res. Lett.* 34.
- Ward, K.M., 2015. Ambient noise tomography across the southern Alaskan Cordillera. *Geophys. Res. Lett.* 42, 3218–3227. <https://doi.org/10.1002/2015GL063613>
- Yang, Y., Li, A., Ritzwoller, M.H., 2008. Crustal and uppermost mantle structure in southern Africa revealed from ambient noise and teleseismic tomography. *Geophys. J. Int.* 174, 235–248. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03779.x>
- Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, a. L., Shapiro, N. M. 2007. Ambient noise Rayleigh wave



tomography across Europe. *Geophys. J. Int.* 168, 259–274. [https://doi.org/ 10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x)

Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Concelcao, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R., Marques, A., 1990. The Parana Basin, Brazil: Chapter 33: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins. AAPG Special Volumes.



Supplementary material - Crustal imaging on the main tectonic domains of Brazil using ambient noise tomography

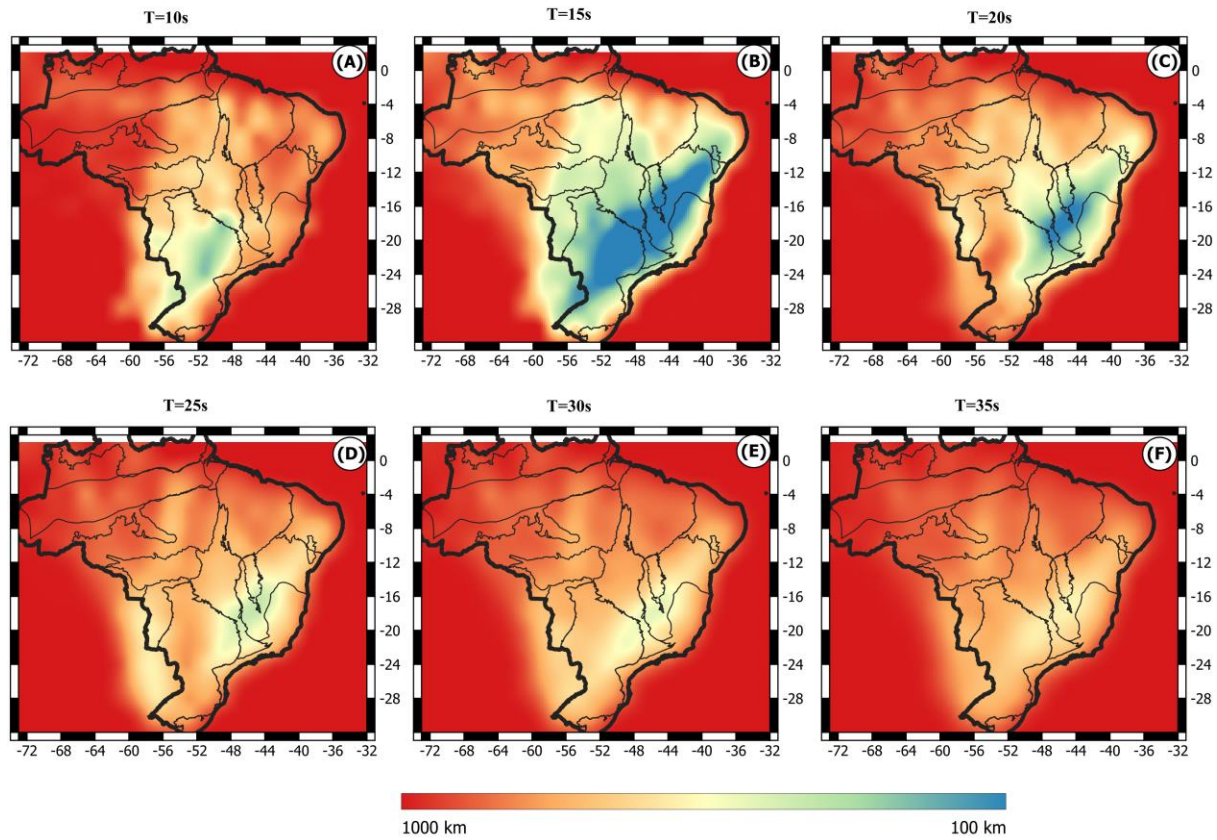


Figure 2.S1: The estimated resolution for the group velocity map for 10 to 35s obtained from the surface wave tomography method of Barmin et al. (2001).

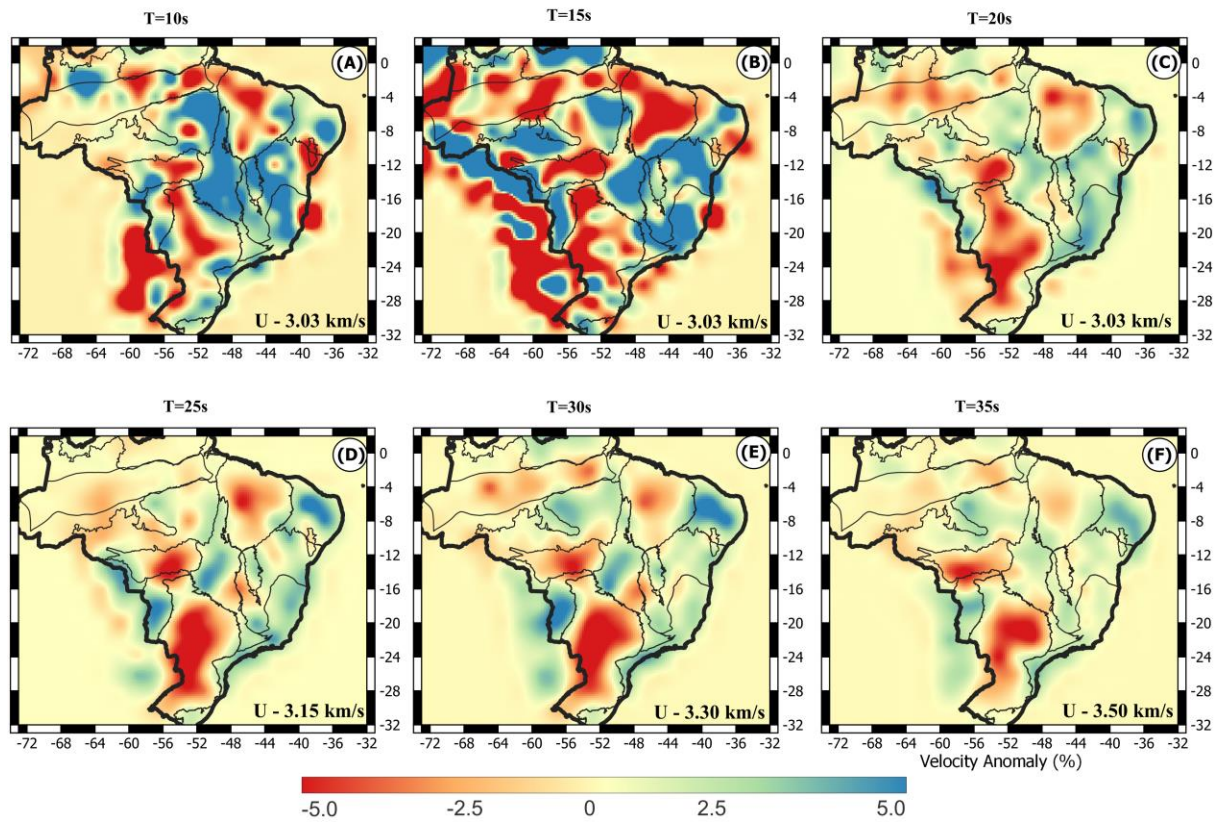


Figure 2.S2: (A-F) ANT group Velocities maps for the periods 10 to 35 s. The results are the percentage of anomaly based on the mean velocity presented for each period.

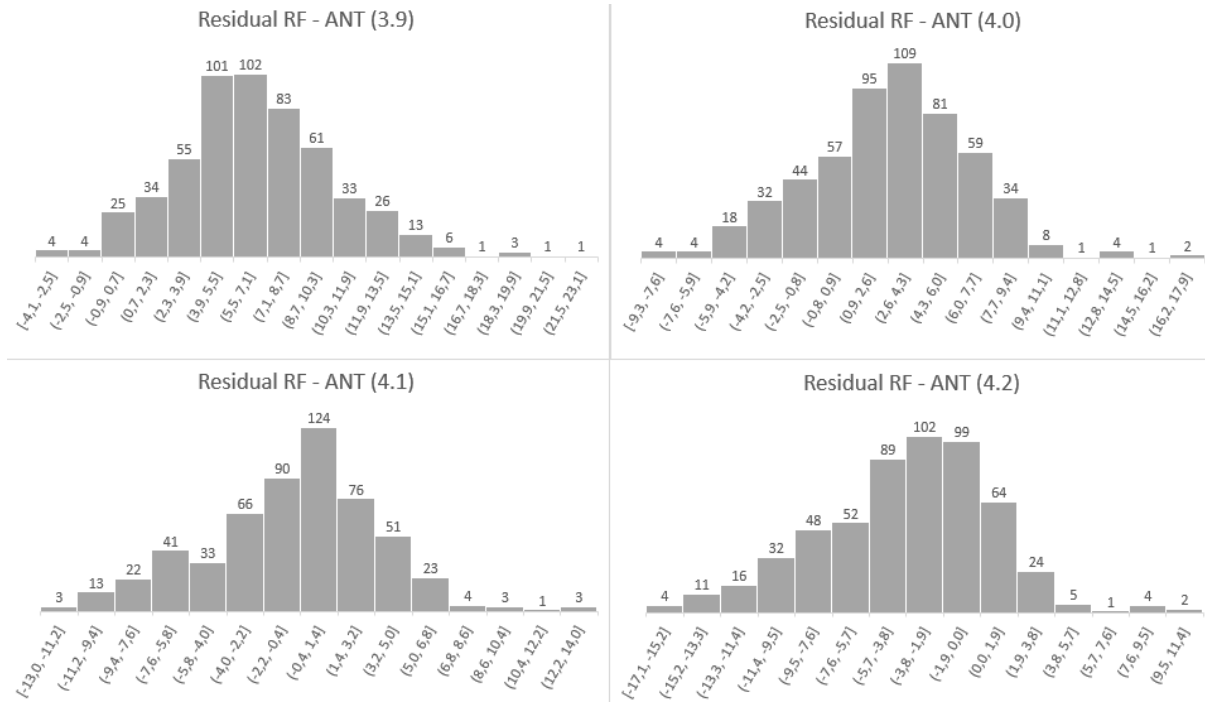


Figure 2.S3: Point difference between the Moho estimative by the receiver function in each seismic station and the result of the ambient noise tomography estimative using different cut velocities to find the Moho (3.9, 4.0, 4.1, and 4.2 km/s).

Table S1: Compilation of Moho depths from receiver functions (Rivadeneyra-Vera et al., 2019) and point sampling of Moho estimative from the 3D shear wave velocity model. We use 4.1 km/s as a transition velocity and 4.0 km/s in the Borborema region.

Station	Longitude	Latitude	RF Moho H(km)	ANT Moho	DIFF_RF-ANT	DIFF ABS
RVDE	-54.9389	-19.0286	33.3	33.3	0.0	0.0
ON.VAS01	-43.4426	-22.2801	34.5	34.5	0.0	0.0
BSE10	-36.475	-7.365	33.0	33.0	0.0	0.0
PORB	-49.0787	-13.3304	36.4	36.4	0.0	0.0
BR.SNDB	-51.2943	-11.9742	35.0	34.9	0.1	0.1
PDRB	-56.7296	-11.6123	38.8	38.9	-0.1	0.1
NBRS	-55.7773	-14.3224	40.9	40.8	0.1	0.1
BR.NPGB	-55.3579	-7.0454	32.8	32.7	0.1	0.1
BSE11	-36.209	-7.608	33.0	32.9	0.1	0.1
BR.ARAG	-51.812	-15.706	31.6	31.5	0.1	0.1
NS3	-37.23	-6.79	33.0	33.1	-0.1	0.1
BB4B	-48.5076	-21.0821	39.8	40.0	-0.2	0.2



BSE9	-36.742	-7.121	33.0	33.2	-0.2	0.2
ON.STA02	-45.072	-22.9777	32.8	32.6	0.2	0.2
BL.C2SB	-52.8377	-18.7688	39.2	39.4	-0.2	0.2
BL.PARB	-45.6246	-23.3421	32.4	32.2	0.2	0.2
PAR2	-58.33	-12.1	38.2	38.0	0.2	0.2
Por3A	-49.29	-13.33	36.3	36.1	0.2	0.2
nbpn	-40.1988	-10.8468	37.9	37.7	0.2	0.2
BNW8	-38.15	-5.8	33.0	32.8	0.3	0.3
NBIT	-39.4345	-14.9307	37.2	37.5	-0.3	0.3
Por4	-48.8741	-13.3909	37.3	37.0	0.3	0.3
pcjg	-38.395	-5.593	33.1	32.8	0.3	0.3
pcbs	-36.315	-7.747	32.1	32.4	-0.3	0.3
RVDE	-54.9389	-19.0286	33.6	33.3	0.3	0.3
BESB	-43.5586	-6.6569	35.6	35.3	0.3	0.3
lp04	-38.386	-5.59	32.5	32.8	-0.3	0.3
BSE16	-35.104	-8.61	34.5	34.2	0.3	0.3
ON.ALF01	-40.7252	-20.6169	35.4	35.7	-0.3	0.3
IPMB	-48.2117	-17.983	39.0	38.6	0.4	0.4
Por5	-48.5778	-13.5469	37.8	37.4	0.4	0.4
BL.PEXB	-48.3008	-12.1058	36.4	36.0	0.4	0.4
SLMB	-50.3455	-16.5705	33.5	33.9	-0.4	0.4
DUB01	-42.374182	-22.080966	35.4	35.8	-0.4	0.4
sbbr	-40.371	-3.74518	35.5	35.9	-0.4	0.4
TAJA	-59.8	-2	38.0	38.5	-0.5	0.5
lp05	-37.546	-6.678	32.4	32.9	-0.5	0.5
NPGB	-55.3579	-7.0454	33.2	32.7	0.5	0.5
PARN	-47.68	-12.74	38.0	37.5	0.5	0.5
BNW3	-40.16	-3.96	35.0	35.6	-0.6	0.6
FRMB	-45.6389	-20.4876	36.8	36.3	0.6	0.6
ON.RIB01	-40.3944	-19.3142	34.1	33.5	0.6	0.6
CORB	-48.6892	-17.7433	39.2	38.6	0.6	0.6
RSTB	-48.8276	-24.6968	35.5	34.9	0.6	0.6
BL.IBTB	-50.2697	-23.8528	37.8	37.2	0.6	0.6
AQDB	-55.6997	-20.4758	34.3	34.9	-0.6	0.6
pcvs	-37.546	-6.679	32.2	32.9	-0.7	0.7
Por6A	-48.35	-13.5	38.5	37.8	0.7	0.7
BL.ITRB	-50.359	-19.7042	43.0	42.3	0.7	0.7
DUB01	-42.3742	-22.081	36.5	35.8	0.7	0.7
lp06	-36.315	-7.747	33.1	32.4	0.7	0.7
ARAG	-51.81	-15.71	32.2	31.5	0.7	0.7
BSFB	-40.8465	-18.8313	34.4	33.7	0.7	0.7
GDU01	-39.5753	-13.72	37.2	38.0	-0.8	0.8
IPMB	-48.21	-17.98	37.8	38.6	-0.8	0.8
BSE12	-36.175	-7.639	31.5	32.4	-0.9	0.9
BR.PTLB	-59.1368	-15.4487	37.8	36.9	0.9	0.9
ARAB	-51.8078	-15.6646	30.6	31.5	-0.9	0.9
BSE15	-35.355	-8.383	34.5	33.6	0.9	0.9
BSE1	-38.073	-5.901	32.0	32.9	-0.9	0.9



BSE7	-37.009	-6.878	32.0	32.9	-0.9	0.9
PPDB	-51.3136	-22.0326	42.1	41.2	0.9	0.9
ON.PET01	-47.2753	-24.2901	34.1	33.2	0.9	0.9
ON.SLP01	-45.1559	-23.3243	31.1	32.0	-0.9	0.9
BL.SJMB	-41.1847	-18.7029	34.5	35.4	-0.9	0.9
BL.ITRB	-50.359	-19.7	43.3	42.3	1.0	1.0
CVC3E	-47.27	-13.8	37.9	38.9	-1.0	1.0
BL.PP1B	-54.8796	-17.6003	29.9	30.9	-1.0	1.0
CV3B	-47.2241	-13.7571	39.9	38.9	1.0	1.0
CPSB	-53.4905	-30.5119	36.6	35.6	1.0	1.0
SMTB	-47.59	-8.86	36.9	35.8	1.1	1.1
BR.PRPB	-49.815	-6.1724	36.8	35.7	1.1	1.1
MCPB	-52.0567	-0.3602	39.1	38.0	1.1	1.1
ON.STA13	-45.8603	-22.5257	35.4	34.3	1.1	1.1
BSE14	-35.606	-8.155	34.5	33.4	1.1	1.1
AGVB	-50.2331	-19.7393	43.4	42.3	1.1	1.1
NP4B	-47.593	-19.3755	40.4	39.3	1.1	1.1
BSFB	-40.8465	-18.8313	34.8	33.7	1.1	1.1
SLP01	-45.1559	-23.3243	33.2	32.0	1.2	1.2
BL.FRTB	-49.564	-23.3439	39.2	38.0	1.2	1.2
BSE8	-36.776	-7.091	32.0	33.2	-1.2	1.2
ON.STA17	-46.6291	-23.0337	33.2	34.4	-1.2	1.2
PLTB	-53.6456	-31.7546	36.4	35.2	1.2	1.2
MAN01	-43.964094	-22.86516	32.4	33.6	-1.2	1.2
BSE3	-37.508	-6.42	32.0	33.2	-1.2	1.2
ARAG	-51.812	-15.706	32.7	31.5	1.2	1.2
pcsl	-36.381	-7.008	32.3	33.5	-1.2	1.2
PDRB	-56.7296	-11.6123	37.6	38.9	-1.3	1.3
ANTJ	-56.0046	-21.9999	36.1	34.8	1.3	1.3
lp01	-40.926	-3.167	37.2	35.9	1.3	1.3
CDSB	-52.8393	-18.7655	40.7	39.4	1.3	1.3
IGCB	-47.6085	-1.1272	36.2	34.9	1.3	1.3
CAMB	-41.429	-21.784	35.2	36.5	-1.3	1.3
BR.IPMB	-48.2112	-17.98	40.0	38.6	1.4	1.4
SLP01	-45.1559	-23.3243	33.4	32.0	1.4	1.4
NBLV	-36.9203	-7.3584	33.8	32.4	1.4	1.4
BR.ETMB	-66.2137	-9.8168	42.5	41.0	1.5	1.5
BSE2	-37.84	-6.115	32.0	33.5	-1.5	1.5
BR.IPMB	-48.2117	-17.983	40.1	38.6	1.5	1.5
ALF01	-40.725213	-20.616865	37.2	35.7	1.5	1.5
IGAB	-46.1164	-23.2524	34.2	32.7	1.5	1.5
COXMB	-54.78	-18.5	31.0	32.5	-1.5	1.5
PP1B	-54.8796	-17.6003	32.4	30.9	1.5	1.5
FRBT	-53.0626	-25.975	42.5	41.0	1.5	1.5
NS2	-37.09	-6.36	33.0	34.5	-1.5	1.5
CAM01	-41.657401	-21.825656	34.8	36.3	-1.5	1.5
ON.STA07	-45.6474	-22.2417	36.4	34.9	1.5	1.5
NTVD	-47.68	-11.73	38.0	36.5	1.5	1.5



NBCA	-36.013	-8.2256	33.7	32.1	1.6	1.6
SALV	-55.69	-15.9	35.5	33.9	1.6	1.6
ITRB	-50.359	-19.7042	43.9	42.3	1.6	1.6
MCR1	-54.0367	-24.4591	38.9	40.5	-1.6	1.6
MAN01	-43.9641	-22.8652	32.0	33.6	-1.6	1.6
BSCB	-44.7635	-20.9984	37.0	35.4	1.6	1.6
BSE13	-35.841	-7.943	31.5	33.1	-1.6	1.6
nbpn	-40.199	-10.847	39.3	37.7	1.6	1.6
NS6	-37.98	-8.93	35.0	33.3	1.7	1.7
PAZB	-50.8634	-15.1369	34.0	32.3	1.7	1.7
CS6B	-38.6709	-5.4945	30.8	32.4	-1.7	1.7
MC01	-43.8213	-16.6597	39.0	37.3	1.7	1.7
CRIB	-49.03	-10.58	35.0	36.7	-1.7	1.7
IPMB	-48.2117	-17.983	40.3	38.6	1.7	1.7
NBLA	-37.789	-10.9926	32.0	33.7	-1.7	1.7
ON.STA15	-45.3998	-23.1038	31.1	32.8	-1.7	1.7
ON.MAJ01	-49.0118	-27.3972	34.5	32.8	1.7	1.7
B12	-50.943001	-28.0424	40.7	39.0	1.7	1.7
VAS01	-43.442624	-22.280081	36.2	34.5	1.7	1.7
CAUB2	-36.0093	-8.1768	33.9	32.1	1.7	1.7
NPGB	-55.36	-7.05	34.4	32.7	1.7	1.7
NBLI	-36.9497	-7.3646	34.1	32.4	1.7	1.7
BL.DIAM	-43.6648	-18.2952	39.2	37.5	1.7	1.7
MARB	-51.5036	-24.4521	39.6	37.9	1.7	1.7
Cvc4	-46.8773	-13.8073	40.4	38.7	1.7	1.7
BL.CPSB	-53.4432	-30.4123	37.3	35.6	1.7	1.7
ALF01	-40.7252	-20.6169	37.5	35.7	1.8	1.8
PEXB	-48.3006	-12.1056	37.8	36.0	1.8	1.8
pccg	-35.772	-7.305	32.6	34.4	-1.8	1.8
AQDB	-55.6997	-20.4758	33.1	34.9	-1.8	1.8
ON.NAN01	-40.1257	-17.8442	32.8	30.9	1.9	1.9
BR.JAN7	-44.3112	-15.0581	37.3	35.4	1.9	1.9
NBCP	-39.1727	-12.5937	37.9	36.0	1.9	1.9
ON.STA08	-45.7814	-22.0501	37.3	35.4	1.9	1.9
AQDB	-55.699	-20.476	33.0	34.9	-1.9	1.9
NBPN	-40.1988	-10.8469	39.6	37.7	1.9	1.9
pfbr	-38.271	-6.12163	30.4	32.4	-2.0	2.0
PRPB	-49.82	-6.17	37.7	35.7	2.0	2.0
FRBT	-53.0626	-25.975	43.0	41.0	2.0	2.0
RPRD	-53.7008	-20.4808	40.8	38.8	2.0	2.0
nbrf	-35.1272	-8.6795	31.2	33.2	-2.0	2.0
AGBR	-35.8361	-8.4295	34.4	32.4	2.0	2.0
ETMB	-66.2137	-9.8168	43.1	41.0	2.1	2.1
Giese	-43	-19.1	40.0	37.9	2.1	2.1
ON.GDU01	-39.5753	-13.72	35.9	38.0	-2.1	2.1
BR.MCPB	-52.0567	-0.3602	35.9	38.0	-2.1	2.1
ON.DUB01	-42.3742	-22.081	33.7	35.8	-2.1	2.1
tr28001	-40.15	-5.44	34.9	32.7	2.2	2.2



nbc	-39.181	-12.589	38.2	36.0	2.2	2.2
CAUB	-36.0103	-8.1769	34.3	32.1	2.2	2.2
SNVB	-51.8771	0.9051	37.0	39.2	-2.2	2.2
PRPB	-49.815	-6.1724	37.9	35.7	2.2	2.2
CVC3W	-47.45	-13.8	41.1	38.9	2.2	2.2
PARB	-45.6246	-23.3421	34.4	32.2	2.2	2.2
SALB	-55.6936	-15.9012	31.7	33.9	-2.2	2.2
BSFB	-40.8465	-18.8313	35.9	33.7	2.2	2.2
SJMB	-41.1847	-18.7029	37.7	35.4	2.3	2.3
nbmo	-40.041	-3.311	34.4	36.7	-2.3	2.3
PP1B	-54.8797	-17.6003	33.2	30.9	2.3	2.3
CAN3	-48.2898	-13.0993	39.5	37.2	2.3	2.3
PFBR	-38.2708	-6.1216	30.0	32.4	-2.4	2.4
nbca	-36.013	-8.226	34.5	32.1	2.4	2.4
lp07	-35.6401	-8.22	35.1	32.7	2.4	2.4
BR.JANB	-44.3112	-15.0581	37.8	35.4	2.4	2.4
BL.MClav	-43.88	-16.74	39.5	37.1	2.4	2.4
nbmo	-40.0414	-3.3107	34.3	36.7	-2.4	2.4
PP1B	-54.8797	-17.6003	33.3	30.9	2.4	2.4
ON.STA11	-46.2054	-22.13	37.8	35.4	2.4	2.4
PDCB	-39.1238	-12.5306	38.2	35.8	2.4	2.4
SBBR	-40.2717	-3.7452	33.5	35.9	-2.4	2.4
DIAM	-43.6648	-18.2952	39.9	37.5	2.4	2.4
pcja	-35.958	-6.463	32.9	35.3	-2.4	2.4
BSE5	-37.272	-6.637	30.7	33.1	-2.4	2.4
BC4	-51.143002	-27.563801	41.6	39.2	2.4	2.4
NS9	-38.78	-11.24	32.7	35.2	-2.5	2.5
SNDB	-51.29	-11.97	37.4	34.9	2.5	2.5
PACB	-51.2618	-21.6074	44.5	42.0	2.5	2.5
BSCB	-44.7635	-20.9985	37.9	35.4	2.5	2.5
NS4	-37.49	-7.52	34.5	32.0	2.5	2.5
pcpi	-35.235	-5.976	34.3	36.8	-2.5	2.5
BC7	-51.143002	-27.75	41.8	39.3	2.5	2.5
BSE4	-37.501	-6.426	30.7	33.2	-2.5	2.5
MR07	-49.1623	-13.7742	39.0	36.5	2.5	2.5
MR07	-49.16	-13.77	39.0	36.5	2.5	2.5
nbta	-38.0632	-9.1218	35.9	33.3	2.6	2.6
CRJB	-50.1546	-6.1702	37.8	35.2	2.6	2.6
STSN	-46.5986	-6.0787	41.3	38.7	2.6	2.6
nbla	-37.789	-10.9925	31.1	33.7	-2.6	2.6
JABU	-60.1	-2.925	40.0	37.4	2.6	2.6
JAC01	-48.102354	-24.81142	36.4	33.8	2.6	2.6
tr16001	-44.68	-5.3	39.4	36.8	2.6	2.6
nbrf	-35.127	-8.679	30.6	33.2	-2.6	2.6
NS8	-38.48	-10.38	32.7	35.3	-2.6	2.6
DAEB	-46.0099	-23.6903	34.5	31.9	2.7	2.7
pcgr	-35.64	-8.228	35.4	32.7	2.7	2.7
BRA7	-48.0148	-15.6418	41.5	38.8	2.7	2.7



FURB	-46.2779	-20.6782	39.9	37.3	2.7	2.7
ON.STA12	-46.0105	-22.3238	37.8	35.1	2.7	2.7
NAVB	-54.1842	-21.4336	39.9	37.1	2.7	2.7
nbpv	-35.2905	-6.4178	33.6	36.3	-2.7	2.7
BL.MARB	-51.5036	-24.4521	40.6	37.9	2.7	2.7
PAR6	-58.17	-11.52	34.9	37.6	-2.7	2.7
BSE6	-37.042	-6.847	30.7	33.4	-2.7	2.7
OCBR	-38.2921	-4.5813	33.2	36.0	-2.8	2.8
SJMB	-41.1847	-18.7029	38.2	35.4	2.8	2.8
nbcv	-39.1809	-12.5888	38.8	36.0	2.8	2.8
JNRB	-44.5051	-15.4678	39.0	36.2	2.8	2.8
slbr	-35.744	-6.781456	32.5	35.3	-2.8	2.8
SFA1	-47.7018	-17.9707	35.3	38.1	-2.8	2.8
BARB	-43.801	-21.222	38.1	35.3	2.8	2.8
PAL2	-47.33	-6.75	35.4	38.2	-2.8	2.8
CAPB	-51.0155	-22.8125	42.4	39.5	2.8	2.8
SNDB	-51.2943	-11.9742	37.8	34.9	2.9	2.9
caub	-36.01	-8.176	35.0	32.1	2.9	2.9
BC9	-51.1446	-27.961599	42.1	39.2	2.9	2.9
CRSM	-54.0433	-27.4937	36.6	39.5	-2.9	2.9
Cvc3	-47.3753	-13.8003	41.8	38.9	2.9	2.9
AR02	-39.3402	-6.6419	34.7	31.8	2.9	2.9
nbli	-36.95	-7.364	35.3	32.4	2.9	2.9
PET01	-47.2753	-24.2901	36.1	33.2	2.9	2.9
nbpv	-35.291	-6.418	33.4	36.3	-2.9	2.9
NBTA	-38.0632	-9.1219	36.3	33.3	3.0	3.0
MALB	-54.26	-1.85	40.2	37.2	3.0	3.0
IBIB	-48.8139	-21.7772	42.1	39.2	3.0	3.0
IGPB	-47.7139	-20.0005	42.9	39.9	3.0	3.0
VAS01	-43.4426	-22.2801	37.5	34.5	3.0	3.0
CAPB	-51.0155	-22.8125	42.6	39.5	3.1	3.1
NBMO	-40.0414	-3.3107	33.6	36.7	-3.1	3.1
BL.ITAB	-52.1313	-27.2349	43.0	39.9	3.1	3.1
VILB	-60.2	-12.95	40.4	37.3	3.1	3.1
CV1B	-47.3767	-13.8142	42.0	38.9	3.1	3.1
FRTB	-49.564	-23.3439	41.1	38.0	3.1	3.1
ITRB	-50.359	-19.7042	45.4	42.3	3.1	3.1
TRRB	-43.1955	-22.1541	37.8	34.7	3.1	3.1
BALB	-59.4138	-1.9156	41.8	38.7	3.1	3.1
nbli	-36.9497	-7.3645	35.5	32.4	3.1	3.1
nbpa	-37.1121	-5.7503	32.2	35.3	-3.1	3.1
ETMB	-66.21	-9.82	44.2	41.0	3.2	3.2
nbla	-37.789	-10.993	30.5	33.7	-3.2	3.2
BNW2	-40.49	-3.66	32.5	35.7	-3.2	3.2
PARB	-45.6217	-23.3382	35.4	32.2	3.2	3.2
SGCB	-66.9776	-0.1223	38.2	35.0	3.2	3.2
IBTB	-50.2697	-23.8528	40.4	37.2	3.2	3.2
IBTB	-50.2697	-23.8528	40.4	37.2	3.2	3.2



NBPB	-39.5837	-5.546	35.4	32.2	3.2	3.2
ESAR	-44.4404	-23.0207	29.6	32.8	-3.2	3.2
BNW7	-38.65	-5.34	30.0	33.2	-3.2	3.2
nbit	-39.434	-14.931	40.7	37.5	3.2	3.2
BR.AGBLB	-37.0454	-9.0387	34.1	30.8	3.3	3.3
CCUB	-51.2126	-18.4253	43.8	40.5	3.3	3.3
BUCO	-43.201	-5.1586	38.5	35.2	3.3	3.3
CCRS	-57.8993	-17.2882	35.7	32.4	3.3	3.3
BL.PCMB	-51.2619	-21.6074	45.3	42.0	3.3	3.3
CAM01	-41.6574	-21.8257	33.0	36.3	-3.3	3.3
CAN3	-48.29	-13.08	40.5	37.2	3.3	3.3
SICB	-49.877	-23.6249	41.0	37.7	3.3	3.3
AR03	-39.4958	-7.0466	35.7	32.3	3.4	3.4
agbl	-37.045	-9.038	34.2	30.8	3.4	3.4
PEXB	-48.3009	-12.1058	39.4	36.0	3.4	3.4
BDFB	-48.0148	-15.6418	42.2	38.8	3.4	3.4
NOVB	-49.5582	-28.6105	38.1	34.7	3.4	3.4
tr27201	-40.49	-5.28	36.7	33.3	3.4	3.4
PCMB	-51.2618	-21.6073	45.4	42.0	3.4	3.4
tr17601	-44.03	-5.3	39.4	36.0	3.4	3.4
tr1601	-49.64	-5.46	39.4	36.0	3.4	3.4
PTGB	-52.0118	-24.7209	42.6	39.2	3.4	3.4
TRMB	-44.929	-18.0922	38.5	35.0	3.5	3.5
TMAB	-48.1	-2.37	38.6	35.1	3.5	3.5
STSR	-43.8063	-5.2889	39.2	35.7	3.5	3.5
BL.PLTB	-53.6044	-31.7637	38.2	34.7	3.5	3.5
RPRD	-53.7007	-20.4808	42.3	38.8	3.5	3.5
MB_PmP	-48	-14	42.2	38.7	3.5	3.5
NS7	-38.12	-9.36	37.0	33.5	3.5	3.5
SJI1	-49.1989	-21.1823	43.9	40.4	3.5	3.5
PEXB	-48.3	-12.11	39.6	36.0	3.6	3.6
CAVA	-47.39	-13.81	42.5	38.9	3.6	3.6
NBRF	-35.1272	-8.6795	29.6	33.2	-3.6	3.6
BR.SALB	-55.6936	-15.9012	30.3	33.9	-3.6	3.6
BR.SALV	-55.6936	-15.9012	30.3	33.9	-3.6	3.6
nbpa	-37.112	-5.75	31.7	35.3	-3.6	3.6
nbta	-38.063	-9.122	37.0	33.3	3.7	3.7
PRDT	-44.3974	-5.3241	40.2	36.5	3.7	3.7
BL.CNLB	-50.8533	-29.3148	40.1	36.4	3.7	3.7
UNIS	-55.0719	-29.0682	42.6	38.9	3.7	3.7
AGBLB	-37.0454	-9.0387	34.5	30.8	3.7	3.7
ITAB	-52.1313	-27.2349	43.6	39.9	3.7	3.7
ON.TIJ01	-49.0046	-25.3235	37.8	34.1	3.7	3.7
PRCB	-46.8188	-17.2702	41.0	37.3	3.7	3.7
AREB	-46.1234	-21.3625	40.3	36.6	3.8	3.8
TRCB	-52.6357	-22.7946	44.7	40.9	3.8	3.8
tr18401	-43.73	-5.2	39.5	35.7	3.8	3.8
NUPB	-47.6859	-20.6628	43.4	39.6	3.8	3.8



pcgu	-37.377	-7.906	35.5	31.7	3.8	3.8
BL.PTGB	-52.0118	-24.7209	43.0	39.2	3.8	3.8
CPSB	-53.4432	-30.4123	39.4	35.6	3.8	3.8
DIAN	-46.89	-11.48	40.2	36.4	3.8	3.8
pccc	-36.342	-6.026	32.0	35.8	-3.8	3.8
MALB	-54.2649	-1.8529	41.1	37.2	3.9	3.9
pcal	-35.233	-7.569	31.2	35.1	-3.9	3.9
CLDB	-55.7965	-10.8732	41.5	37.6	3.9	3.9
ON.STA21	-45.7536	-22.3955	38.2	34.3	3.9	3.9
tr19201	-43.38	-5.2	39.4	35.5	3.9	3.9
ocbr	-38.392	-4.58128	31.9	35.8	-3.9	3.9
OLIB	-48.9306	-20.8793	44.4	40.4	4.0	4.0
TRSB	-42.7059	-4.873	38.7	34.7	4.0	4.0
tr2401	-49.34	-5.44	40.8	36.8	4.0	4.0
NBPV	-35.2905	-6.4175	32.3	36.3	-4.0	4.0
LEM1	-48.3	-9.85	39.9	35.9	4.0	4.0
BAMB	-46.0308	-20.0398	40.7	36.6	4.0	4.1
POPB	-52.8368	-22.4565	45.1	41.1	4.1	4.1
lp02	-39.635	-4.513	30.9	35.0	-4.1	4.1
FRTB	-49.564	-23.3439	42.1	38.0	4.1	4.1
PTLB	-59.1368	-15.4487	41.0	36.9	4.1	4.1
BB19B	-48.5162	-21.0602	44.1	40.0	4.1	4.1
BL.PMNB	-46.44	-18.54	40.6	36.5	4.1	4.1
BPPF	-47.2518	-6.2271	42.9	38.8	4.1	4.1
km60	-37.876	-5.219	30.2	34.3	-4.1	4.1
TRIB	-51.326	-20.6724	47.0	42.8	4.2	4.2
rcbr	-35.901	-5.8274	32.2	36.4	-4.2	4.2
PTLB	-59.14	-15.45	41.1	36.9	4.2	4.2
pcst	-38.431	-8.199	38.6	34.4	4.2	4.2
tr16801	-44.35	-5.3	40.5	36.3	4.2	4.2
TRIB	-51.326	-20.6724	47.1	42.8	4.3	4.3
NAN01	-40.1257	-17.8442	35.2	30.9	4.3	4.3
ROIB	-51.1353	-24.2955	41.6	37.3	4.3	4.3
AMBA	-54.9907	-22.9269	41.4	37.1	4.3	4.3
ITAB	-52.3411	-27.3082	44.2	39.9	4.3	4.3
agbr	-35.9361	-8.42955	36.1	31.8	4.3	4.3
PLTB	-53.6045	-31.7637	39.0	34.7	4.3	4.3
MARB	-51.5036	-24.4521	42.2	37.9	4.3	4.3
BL.SICB	-49.877	-23.6249	42.0	37.7	4.3	4.3
pcac	-36.62	-6.475	30.3	34.7	-4.4	4.4
BDQN	-56.7497	-20.4487	39.6	35.2	4.4	4.4
BL.VABB	-46.9657	-23.0021	39.2	34.8	4.4	4.4
RCBR	-35.9014	-5.8274	32.0	36.4	-4.4	4.4
CANB	-50.3778	-22.9681	43.1	38.6	4.4	4.4
RCLB	-47.531	-22.4191	41.1	36.7	4.5	4.5
CACB	-46.7326	-21.6802	41.5	37.1	4.5	4.5
tr20001	-43.06	-5	39.4	34.9	4.5	4.5
JANB	-44.3112	-15.0581	39.9	35.4	4.5	4.5



TRCB	-52.634	-22.7953	45.4	40.9	4.5	4.5
RIB01	-40.3944	-19.3142	38.0	33.5	4.5	4.5
RIB01	-40.394365	-19.314216	38.0	33.5	4.5	4.5
ON.STA09	-45.9463	-21.9039	40.1	35.6	4.5	4.5
FRTB	-49.5635	-23.3435	42.5	38.0	4.5	4.5
nbcl	-38.291	-4.2243	32.0	36.5	-4.5	4.5
BL.SJI1	-49.1989	-21.1823	44.9	40.4	4.5	4.5
pcmn	-35.114	-6.828	31.8	36.3	-4.5	4.5
PMNB	-46.438	-18.5373	41.0	36.5	4.5	4.5
CNLB	-50.8527	-29.3143	41.0	36.4	4.6	4.6
MCPB	-52.06	-0.36	33.4	38.0	-4.6	4.6
NBMA	-38.764	-7.3654	37.5	32.9	4.6	4.6
ON.MAN01	-43.9641	-22.8652	29.0	33.6	-4.6	4.6
JUQB	-47.7163	-24.093	39.2	34.5	4.7	4.7
tr26401	-40.8	-5.19	38.1	33.4	4.7	4.7
RET8	-50.1	-12.98	40.0	35.3	4.7	4.7
GRJU	-46.0882	-5.8308	42.9	38.2	4.7	4.7
BR.VILB	-60.2002	-12.9528	42.0	37.3	4.7	4.7
MIR_PmP	-47.3	-18.9	43.0	38.3	4.7	4.7
nbpb	-39.584	-5.543	36.9	32.2	4.7	4.7
BNW6	-39.15	-4.88	29.0	33.7	-4.7	4.7
FOR1	-38.768	-3.7783	32.6	37.3	-4.7	4.7
NBPA	-37.1121	-5.7503	30.6	35.3	-4.7	4.7
TRZN	-42.6344	-5.1056	39.5	34.7	4.8	4.8
BNW1	-40.82	-3.35	31.3	36.1	-4.8	4.8
VILB	-60.2002	-12.9528	42.1	37.3	4.8	4.8
PAR1	-57.87	-11.55	33.4	38.2	-4.8	4.8
nbma	-38.7641	-7.3654	37.7	32.9	4.8	4.8
nbcl	-38.291	-4.224	31.7	36.5	-4.8	4.8
JIR01	-64.796	-9.5329	45.0	40.2	4.8	4.8
pcse	-37.473	-8.326	36.5	31.6	4.9	4.9
jan/07	-44.3112	-15.0581	40.3	35.4	4.9	4.9
BL.TRCB	-52.6357	-22.7946	45.8	40.9	4.9	4.9
nbma	-38.764	-7.365	37.8	32.9	4.9	4.9
BL.CLDB	-55.7965	-10.8732	42.5	37.6	4.9	4.9
nbpb	-39.5837	-5.5432	37.1	32.2	4.9	4.9
CAN1	-48.09	-13.42	43.1	38.2	4.9	4.9
BR.ROSB	-44.1246	-2.8967	41.5	36.6	4.9	4.9
ALGR	-53.028	-28.7981	42.7	37.8	4.9	4.9
SP7	-49.46	-27.12	38.6	33.6	5.0	5.0
ROIB	-51.1353	-24.2955	42.3	37.3	5.0	5.0
CDCB	-44.7182	-20.2365	40.1	35.1	5.0	5.0
ITQB	-56.6241	-29.6714	40.7	35.7	5.0	5.0
RCLB	-47.531	-22.4191	41.7	36.7	5.0	5.0
NBPS	-41.4457	-4.394	39.4	34.4	5.0	5.0
NATB	-42.004	-21.055	41.2	36.1	5.1	5.1
SFA1	-47.7	-17.97	43.2	38.1	5.1	5.1
BNW4	-39.82	-4.27	30.5	35.6	-5.1	5.1



JATB	-51.4929	-17.8929	43.8	38.7	5.1	5.1
DVLD	-52.1646	-16.6374	38.8	33.6	5.2	5.2
BL.TLMB	-50.6996	-24.0726	42.0	36.8	5.2	5.2
BNW5	-39.49	-4.57	30.0	35.2	-5.2	5.2
TUCA	-49.709	-3.792	30.6	35.8	-5.2	5.2
Cvc5	-46.3347	-13.9586	42.0	36.8	5.2	5.2
BR.SMTB	-47.5886	-8.8617	41.1	35.8	5.3	5.3
tr801Â	-49.95	-5.43	40.9	35.6	5.3	5.3
PTLB	-59.1368	-15.4487	42.2	36.9	5.3	5.3
sabr	-36.55	-8.35112	36.5	31.2	5.3	5.3
nbps	-41.446	-4.394	39.7	34.4	5.3	5.3
BL.TRIB	-51.3258	-20.6727	48.2	42.8	5.4	5.4
RIFB	-47.5019	-20.0737	45.0	39.6	5.4	5.4
TUC4	-49.54	-4.25	41.8	36.4	5.4	5.4
pcsa	-36.551	-8.351	36.6	31.2	5.4	5.4
PCMB	-51.2619	-21.6074	47.4	42.0	5.4	5.4
ON.STA18	-46.5203	-22.8454	40.1	34.6	5.5	5.5
Por7	-47.7949	-13.6329	44.3	38.7	5.6	5.6
EX34PmP	-46.8	-18.9	43.0	37.4	5.6	5.6
NBCL	-38.291	-4.2244	30.9	36.5	-5.6	5.6
BDCO	-45.0203	-5.4517	42.7	37.1	5.6	5.6
ON.GUA01	-39.8053	-16.5835	38.7	33.0	5.7	5.7
NS1	-36.83	-5.64	30.0	35.7	-5.7	5.7
SLBR	-35.644	-6.7815	29.6	35.3	-5.7	5.7
TIJ01	-49.004644	-25.323541	39.8	34.1	5.7	5.7
ATDB	-42.8606	-21.29	41.5	35.8	5.7	5.7
ITPB	-39.6282	-15.9887	40.8	35.1	5.7	5.7
SICB	-49.877	-23.625	43.0	37.3	5.7	5.7
PMNB	-46.44	-18.54	42.2	36.5	5.7	5.7
GENI	-45.5344	-5.4612	43.4	37.6	5.8	5.8
SSV2	-48.21	-12.85	42.6	36.8	5.8	5.8
LAJE	-48.32	-9.98	41.7	35.9	5.8	5.8
pcqp	-36.037	-8.817	37.4	31.5	5.9	5.9
CCRS	-57.8993	-17.2882	38.3	32.4	5.9	5.9
MACA	-60.68	-3.16	42.0	36.0	6.0	6.0
RET1	-48.55	-10.68	42.0	36.0	6.0	6.0
STMB	-54.9572	-2.7515	43.2	37.2	6.0	6.0
PAR3	-58.72	-11.47	43.0	37.0	6.0	6.0
BL.ITQB	-56.6275	-29.6638	41.1	35.1	6.0	6.0
AR04	-39.6746	-7.5758	39.4	33.4	6.0	6.0
AR01	-39.4098	-6.1682	37.3	31.3	6.0	6.0
BRSB	-45.5854	-22.5353	40.1	34.1	6.0	6.0
tr4001	-48.67	-5.51	43.6	37.5	6.1	6.1
AGBLB	-37.0454	-9.0387	36.9	30.8	6.1	6.1
CMPA	-54.1688	-19.5792	42.2	36.1	6.1	6.1
Cvc6	-45.9746	-14.2662	42.3	36.2	6.1	6.1
BR.MALB	-54.2649	-1.8529	43.4	37.2	6.2	6.2
nbps	-41.4457	-4.394	40.6	34.4	6.2	6.2



tr25601	-41.11	-5.29	39.8	33.6	6.2	6.2
APOB2	-52.074	-18.5081	46.2	40.0	6.2	6.2
GNSB	-49.0855	-15.2644	43.2	37.0	6.3	6.3
tr21601	-42.4	-5	40.8	34.5	6.3	6.3
Potig	-37.75	-5.55	28.0	34.3	-6.3	6.3
SGCB	-67.03	-0.12	41.3	35.0	6.3	6.3
Por6B	-48.09	-13.53	44.5	38.2	6.3	6.3
BR.TBTG	-69.909	-4.1868	41.5	35.2	6.3	6.4
JFOB	-43.3258	-21.7278	41.4	35.1	6.4	6.4
Cvc7	-45.6567	-14.6486	42.6	36.2	6.4	6.4
ON.CAM01	-41.6574	-21.8257	29.9	36.3	-6.4	6.4
PET01	-47.275344	-24.290108	39.6	33.2	6.4	6.4
AR09	-40.1954	-10.214	43.8	37.4	6.4	6.4
RODS	-55.1976	-30.3481	45.1	38.7	6.5	6.5
BR.MACA	-60.6838	-3.1615	42.5	36.0	6.5	6.5
NBAN	-36.2745	-9.6687	37.4	30.9	6.5	6.5
ITQB	-56.6275	-29.6638	41.6	35.1	6.5	6.5
BR.TMAB	-48.0957	-2.3704	28.6	35.1	-6.5	6.5
RET4	-48.71	-12.22	42.0	35.4	6.6	6.6
AR05	-39.8983	-8.0932	40.7	34.1	6.6	6.6
VABB	-46.9657	-23.0021	41.4	34.8	6.6	6.6
nban	-36.275	-9.669	37.5	30.9	6.6	6.6
nban	-36.2746	-9.6686	37.5	30.9	6.6	6.6
PAL1	-47.56	-6.64	31.4	38.0	-6.6	6.6
Por1	-50.2557	-13.3071	42.0	35.4	6.6	6.6
RCLB	-47.531	-22.4191	43.4	36.7	6.7	6.7
SOB1	-40.894	-9.2088	42.5	35.7	6.8	6.8
CT1	-39.95	-9.33	43.2	36.4	6.8	6.8
CRTB	-44.5819	-13.4321	40.1	33.2	6.9	6.9
CNLB	-50.8533	-29.3148	43.3	36.4	6.9	6.9
tr22401	-42.13	-4.81	41.4	34.4	7.0	7.0
tr4801	-48.33	-5.61	45.1	38.1	7.0	7.0
TBTG	-69.909	-4.1868	42.2	35.2	7.0	7.1
AR07	-40.3837	-9.6154	43.4	36.3	7.1	7.1
TLMB	-50.6996	-24.0726	43.9	36.8	7.1	7.1
pctv	-37.86	-7.646	39.3	32.2	7.1	7.1
LJDO	-48.29	-9.79	43.0	35.9	7.1	7.1
AMBA	-54.9905	-22.9269	44.3	37.1	7.2	7.2
MURT	-57.6099	-21.6592	41.8	34.6	7.2	7.2
GUA01	-39.8053	-16.5835	40.3	33.0	7.3	7.3
SPB	-47.427	-23.5927	42.1	34.8	7.3	7.3
tr24801	-41.42	-5.38	41.0	33.7	7.3	7.3
ROSB	-44.1246	-2.8967	43.9	36.6	7.3	7.3
ALGR	-53.028	-28.7981	45.1	37.8	7.3	7.3
AR08	-40.3727	-9.145	43.5	36.1	7.4	7.4
BR.SDBA	-44.903	-12.4085	40.1	32.7	7.4	7.4
BR.ITTb	-55.7343	-4.3672	42.0	34.6	7.4	7.4
SAML-NW	-63.35	-8.8	44.9	37.5	7.4	7.4



BET1	-44.1493	-19.9874	43.0	35.5	7.5	7.5
tr6401	-47.83	-5.62	46.0	38.5	7.5	7.5
TIJ01	-49.0046	-25.3235	41.7	34.1	7.6	7.6
SB01-N01	-45.35	-23.6	39.1	31.5	7.6	7.6
tr24001	-41.69	-5.21	41.6	34.0	7.6	7.6
APOB	-52.0251	-18.5471	47.6	40.0	7.6	7.6
CT2	-40.03	-8.82	43.2	35.5	7.7	7.7
NS5	-37.74	-8.24	40.0	32.3	7.7	7.7
Por2	-49.7129	-13.2655	43.4	35.6	7.8	7.8
PTET	-57.161	-15.3795	44.4	36.6	7.8	7.8
ON.CMC01	-39.5191	-15.3601	44.9	37.0	7.9	7.9
MOCA	-47.84	-10.65	43.5	35.6	7.9	7.9
ON.STA14	-45.7747	-22.6715	41.5	33.6	7.9	7.9
SDBA	-44.903	-12.4085	40.6	32.7	7.9	7.9
DVLD	-52.1646	-16.6374	41.7	33.6	8.1	8.1
BR.CZSB	-72.7049	-7.7299	29.4	37.5	-8.1	8.1
ITTB	-55.73	-4.37	42.7	34.6	8.1	8.1
CS1	-40.33	-9.72	45.0	36.9	8.1	8.1
SMTB	-47.5886	-8.8617	44.0	35.8	8.2	8.2
SAMA	-47.6	-8.73	44.0	35.8	8.2	8.2
tr5601	-48.07	-5.74	46.5	38.3	8.2	8.2
VBST	-60.0153	-14.533	48.4	40.1	8.3	8.3
SB01-N10	-45.69	-23.34	40.8	32.4	8.4	8.4
ITTB	-55.7343	-4.3672	43.0	34.6	8.4	8.4
PAR5	-57.39	-11.58	30.0	38.4	-8.4	8.4
CMC01	-39.5191	-15.3601	45.5	37.0	8.5	8.5
CT3	-40.12	-8.27	43.2	34.6	8.6	8.6
AR06	-40.2249	-8.6305	43.9	35.2	8.7	8.7
BDQN	-56.7497	-20.4487	43.9	35.2	8.7	8.7
tr23201	-41.93	-5.03	43.0	34.2	8.8	8.8
MACA	-60.6838	-3.1615	44.8	36.0	8.8	8.8
ADSL2	-69.9	-6.5	45.0	36.2	8.8	8.8
SICB	-45.877	-23.6249	41.0	32.2	8.8	8.8
CS3	-41.35	-9.4	45.0	36.2	8.8	8.8
CS2	-40.78	-9.6	45.0	36.2	8.8	8.8
pctu	-37.341	-8.785	40.0	31.2	8.8	8.8
MATE	-46.46	-10.54	44.5	35.7	8.8	8.8
ADSL1	-69.9	-6.15	45.0	36.1	8.9	8.9
pcso	-36.702	-8.957	39.6	30.7	8.9	8.9
PANT	-56.6168	-18.9893	42.6	33.6	9.0	9.0
Zal_5	-41	-22	28.0	37.0	-9.0	9.0
SB01-N06	-45.54	-23.46	40.7	31.7	9.0	9.0
NOAC	-47.63	-10	44.5	35.3	9.2	9.2
ON.TRI01	-29.3146	-20.5076	27.7	37.0	-9.3	9.3
PTMB	-57.4756	-21.463	43.9	34.6	9.3	9.3
tr22801	-42.03	-4.92	43.7	34.2	9.5	9.5
PATO	-47.31	-10.66	45.0	35.5	9.5	9.5
VABB	-46.9658	-23.0022	44.4	34.8	9.6	9.6



BEB	-48.4443	-1.4503	44.8	34.9	9.9	9.9
NS10	-39.07	-12.1	45.0	35.0	10.0	10.0
RET3	-49.22	-11.9	45.0	35.0	10.0	10.0
SFTO	-46.66	-10.2	45.5	35.3	10.2	10.2
MURT	-57.61	-21.6592	45.0	34.6	10.4	10.4
ON.STA16	-45.2592	-23.2387	43.9	32.0	11.9	11.9
SAML-S	-63.1832	-9.2	50.5	37.7	12.8	12.8
RET2	-49.54	-11.72	48.7	35.2	13.5	13.5
tr3201	-49.02	-5.37	51.0	37.2	13.8	13.8
PTGA	-59.9666	-0.7308	50.7	36.9	13.9	13.9
PIUM	-49.18	-10.46	52.5	36.9	15.6	15.6
RET9	-49.73	-13.3	52.8	35.6	17.2	17.2
ON.STA01	-45.0168	-23.0494	50.0	32.6	17.4	17.4



Artigo 2 - Crustal structure of São Francisco Craton from ambient noise tomography

Submetido na revista “*Geophysical Research Letters*”

Marcos Vinícius Ferreira (marcos.ferreira@sgb.gov.br) [1] - <https://orcid.org/0000-0001-5213-0825>

Marcelo Peres Rocha (marcelorocha@unb.br) [2] - <https://orcid.org/0000-0002-6869-6468>

Reinhardt A. Fuck (reinhardt@unb.br) [2] - <https://orcid.org/0000-0003-1396-125X>

[1] Geological Survey of Brazil, SGB-CPRM, Brazil

[2] Institute of Geosciences, University of Brasília, Brasília, DF, Brazil

Corresponding author:

Marcos Vinícius Ferreira

Geological Survey of Brazil – CPRM

Setor Bancário Norte – SBN Quadra 02, Asa Norte

Bloco H – Edifício Central Brasília

CEP 70040-904 Brasília- DF - Brazil

Email: marcos.ferreira@sgb.gov.br

Fone: 55 61 21088413



Abstract

We present a 3D shear wave crustal velocity map from Ambient Noise Tomography for the São Francisco Craton and its surroundings. We use group and phase velocities obtained from interferometry of 48 temporary and permanent seismic stations, allowing us to compute velocity maps in the periods between 7 and 35 s with ambient noise tomography. Then, we constructed a linear interpolated 3D shear velocity model from 1D inversions until 60 km of depth. The shallow low velocity anomalies correspond to the mapped sedimentary basins (Tucano/Jatobá, São Francisco, and Paraná), and the estimates of depocenters from the 3D model are consistent with other works. The Mantiqueira province shows a high velocity anomaly starting at 31 km related to crustal thinning. The crustal low velocity anomaly with direction NW-SE in the northeast São Francisco Craton is related to the Paramirim aulacogen. The Archean/Proterozoic blocks, which are related to the root of the craton, show solid high velocities anomalies in our model.

Key-words: São Francisco, craton, tomography, crustal, ambient noise

Introduction

Ambient Noise Tomography (ANT) is a method that uses passive seismic recordings to retrieve surface wave signals in the background noise generated primarily by ocean movement, wind, and other ambient sources (Shapiro & Campillo 2004). A process of interferometry is applied between pairs of seismic stations by calculating the cross-correlation and stacking the signals to obtain the data from the noise wavefield. The result approximates the Empirical Green's Function of the fields as one of the stations acts as a source and the other as a receiver (Wapenaar & Fokkema 2006).

ANT has been used in the crustal investigation in several studies (Sabra *et al.* 2005, Villaseñor *et al.* 2007, Mordret-a *et al.* 2013, Mordret-b *et al.* 2013). In Brazil, the ANT method was used in different geological contexts to obtain the shear velocity distribution in the crust (Goutorbe *et al.* 2015; Dias *et al.* 2015; Silva *et al.* 2021; Shirzad *et al.* 2020, 2022). Goutorbe *et al.* (2015) showed results of ambient noise tomography for periods of 6-23 s for almost all of



Brazil, except the northern region. Due to the low number of seismic stations, the resolution of his model allowed him to distinguish only large-scale structures, such as cratons and sedimentary basins, but without further detail. Dias *et al.* (2015) and Silva *et al.* (2021) presented ANT tomographic period maps in the Borborema Province, imaging the Mesozoic rifts basins Potiguar, Tucano, and Recôncavo as low-velocity anomalies. Southern Brazil and surrounding regions (southern São Francisco craton, Pantanal, and Chaco-Paraná basins) were imaged with ANT by Shirzad *et al.* (2020, 2022), producing high resolution 3D crustal structure and period maps.

Other seismic tomography studies were carried out in Brazil. Rosa *et al.* (2016) combined ambient noise tomography with Feng *et al.* (2004, 2007) earthquake surface wave tomography and used a higher number of stations to increase the resolution in the Paraná basin. Nascimento *et al.* (2021) show group velocity maps for South America, updating Feng *et al.* (2004, 2007) results with increased seismic stations and earthquakes. These results are from earthquake analysis which has a primary source direction in the Andean region earthquake zone.

This paper presents a new velocity model at crustal depths for the São Francisco Craton (SFC) and adjacent regions (Figure 3.1) obtained from seismic noise data. This model is unprecedented for this region using the ANT method, and it is one of the few models that present inversion for 3D structures in Brazil with noise-only data. In addition, once the ANT results provide significant velocity recovery at low periods, allowing to image structures at crustal depths, except Receiver Function results (Rivadeneyra-Vera *et al.* 2019), our model fills the gap in depth between previous work on deep (> 100 km) tomographic models (Schimmel *et al.* 2003; Feng *et al.* 2004, 2007; Rocha *et al.* 2011; Azevedo *et al.* 2015; Rocha *et al.* 2019a,b; Affonso *et al.* 2021; Nascimento *et al.* 2021), and geological mapping information (few hundred meters).

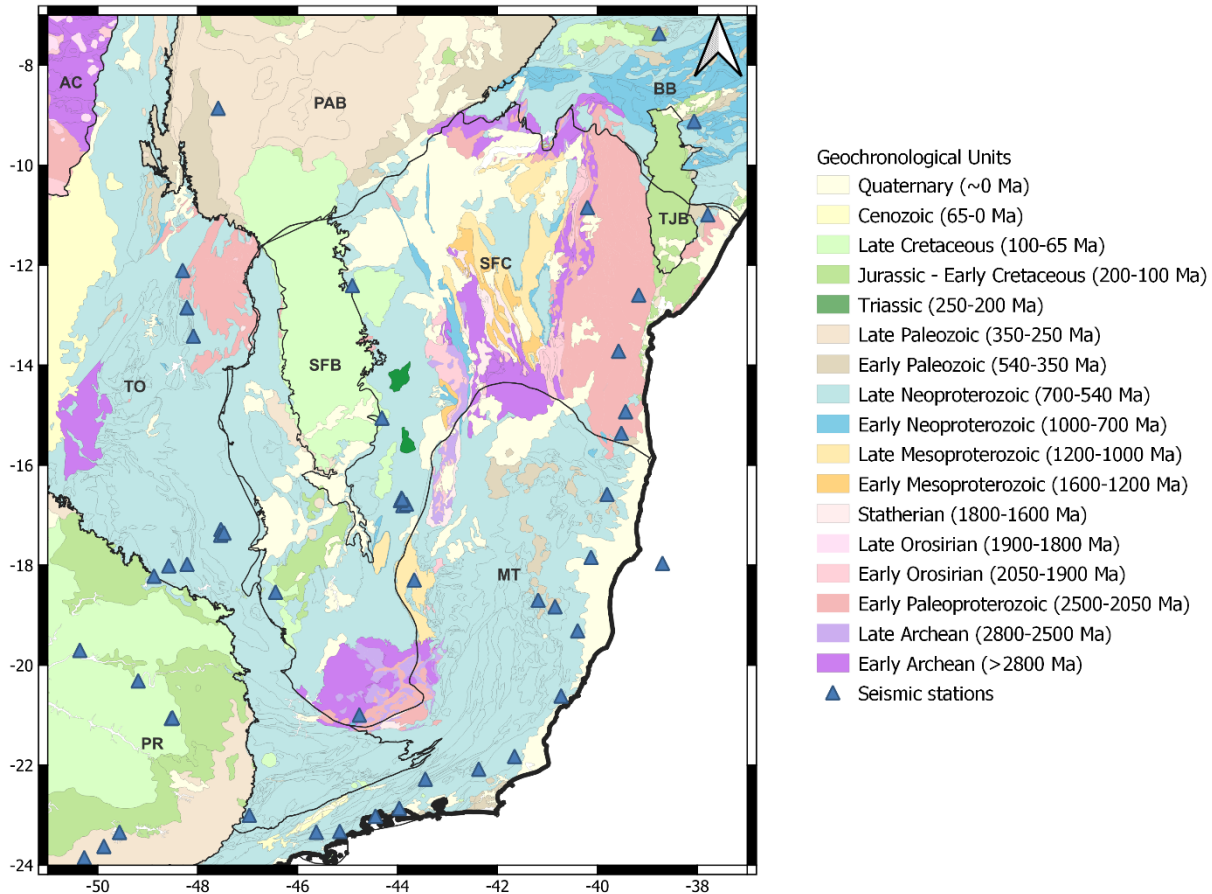


Figure 3.1: Geochronological units (Bizzi *et al.* 2003). The black lines represent the main tectonic provinces such as SFC: São Francisco Craton, SFB: São Francisco basin, PAB: Parnaíba basin, MT: Mantiqueira province, AC: Amazon Craton, TO: Tocantins province, BB.

Geological Setting

Surrounded by southeastern Brazilian, the SFC has a maximum length and width of ca. 1100 and 900 km, respectively. Its basement comprises rock units older than 1.8 Ga (Pedrosa-Soares *et al.* 2013). Archean TTG-gneisses, granitoid, greenstone belts, Paleoproterozoic plutons, and supracrustal successions are the main lithological assemblages of the basement exposed in its southern tip and northeastern lobe (Wilson Teixeira *et al.* 2000, Barbosa & Sabaté 2004, Cruz *et al.* 2012). These assemblages form an NS-oriented Archean stable block, bounded on the east by two segments of a Paleoproterozoic orogen. At the southern end of the craton, the Paleoproterozoic orogenic belt encompasses the region of the Quadrilátero Ferrífero mineral province and the



Mineiro belt (Brueckner *et al.* 2000, W. Teixeira *et al.* 2015). The Eastern Bahia orogenic domain in the northeastern portion of the craton is made up of a mosaic of various Archean blocks sutured at around 2.0 Ga (Barbosa & Sabaté 2004). Its counterpart in the reconstructions of West Gondwana corresponds to the West Central African belt exposed in Gabon (Feybesse *et al.* 1998). The cratonic cover is made up of units younger than 1.8 Ga (Almeida 1977) and occurs in three distinct morphotectonic domains of the craton interior: the São Francisco basin, the Paramirim aulacogen (Brueckner *et al.* 2000, Alkmim & Cruz 2005) and the Recôncavo–Tucano–Jatobá rift (Karner *et al.* 1992).

Data and Method

We used 48 broadband seismic stations with data recorded between 2000 and 2022, mainly from the Brazilian Seismographic Network (Bianchi *et al.* 2018) and other locally deployed projects (Figure 3.1). However, the distribution of stations is not homogeneous across the study regions, which limits the recovery of the wavefield in the northwest portion because of the lack of stations there (Figure 3.1). We use interferometry analysis between pair of stations to estimate the empirical Green's function (EGF) from the cross-correlation of the ambient noise signal following the approach of Bensen *et al.* (2007) and Ward (2015) obtaining a shear velocity model from inversion of Rayleigh wave phase velocity maps. The steps used in the processing are presented in Figure (3.2).

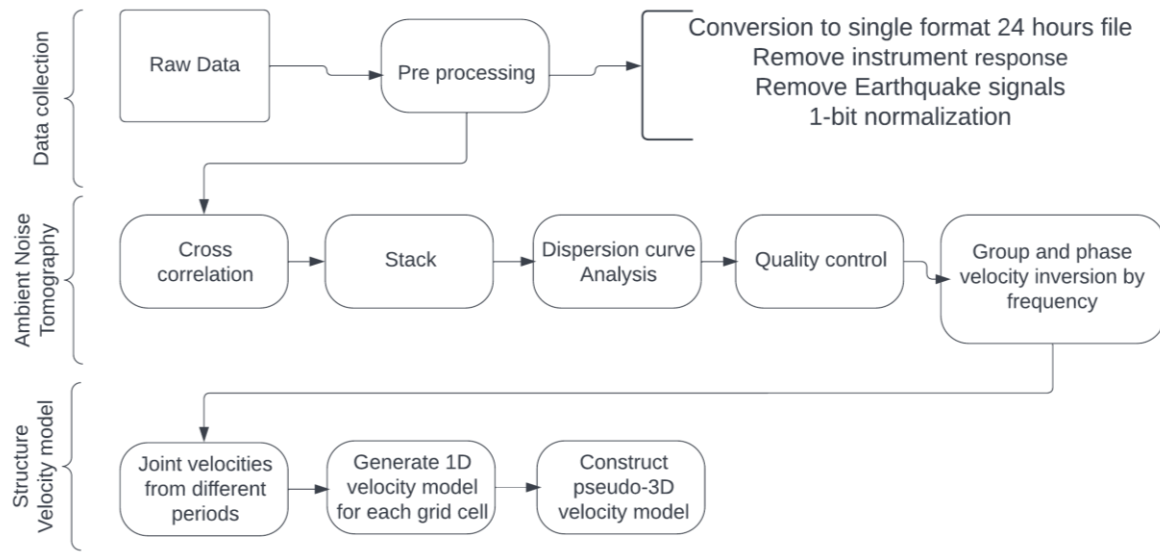


Figure 3.2: Workflow of processing from broadband signal to pseudo - 3D velocity model.

We process the data in three phases (Figure 3.2): 1) Data collection – organization of all the vertical components of the seismic data from the stations in a structured order within 24 hours and the same format, downsampling of the signal to 2 Hz, removing the instrument response, therefore converting all signal to velocity (m/s), a bandpass filtering between 0.01 and 0.5 Hz and finally a 1-bit normalization; 2) Ambient Noise Tomography – all the stations' pairs that worked at the same time were cross-correlated (Bensen *et al.* 2007) and stacked using the phase weighted stacking algorithm (Schimmel 2007), then we calculated the dispersion curves using amplitude-frequency analysis (Levshin & Ritzwoller 2001) which were selected with a quality control process that is a signal with signal to noise ratio below 15, we define SNR as the peak value in the signal window divided by the peak value in the trailing 500s noise window, and velocities between 2.0-4.5 km/s and interstation distance with less than three wavelengths. All the selected dispersion measurements were inverted to construct the isotropic phase velocity maps for periods of 7-35 s (Figure 3.3) following Barmin *et al.* (2001), and we calculated a checkboard test to evaluate the resolution of our model, which resolved features larger than 111 km (Figure 3.S1); 3) Structure Velocity model – We join the phase velocities for all periods of the ambient noise tomography, then inverted for structured in one dimension for absolute shear wave velocity under



each station using the package "Computer Programs in Seismology" (Herrmann, 2013) following the surface wave inversion steps of Feng *et al.* (2004) (Figure 3.4), with the AK135 (Kennett *et al.* 1995) velocity model as an input, and finally join all the 1D models in a linear interpolated 3D shear velocity model up to 60 km depth.

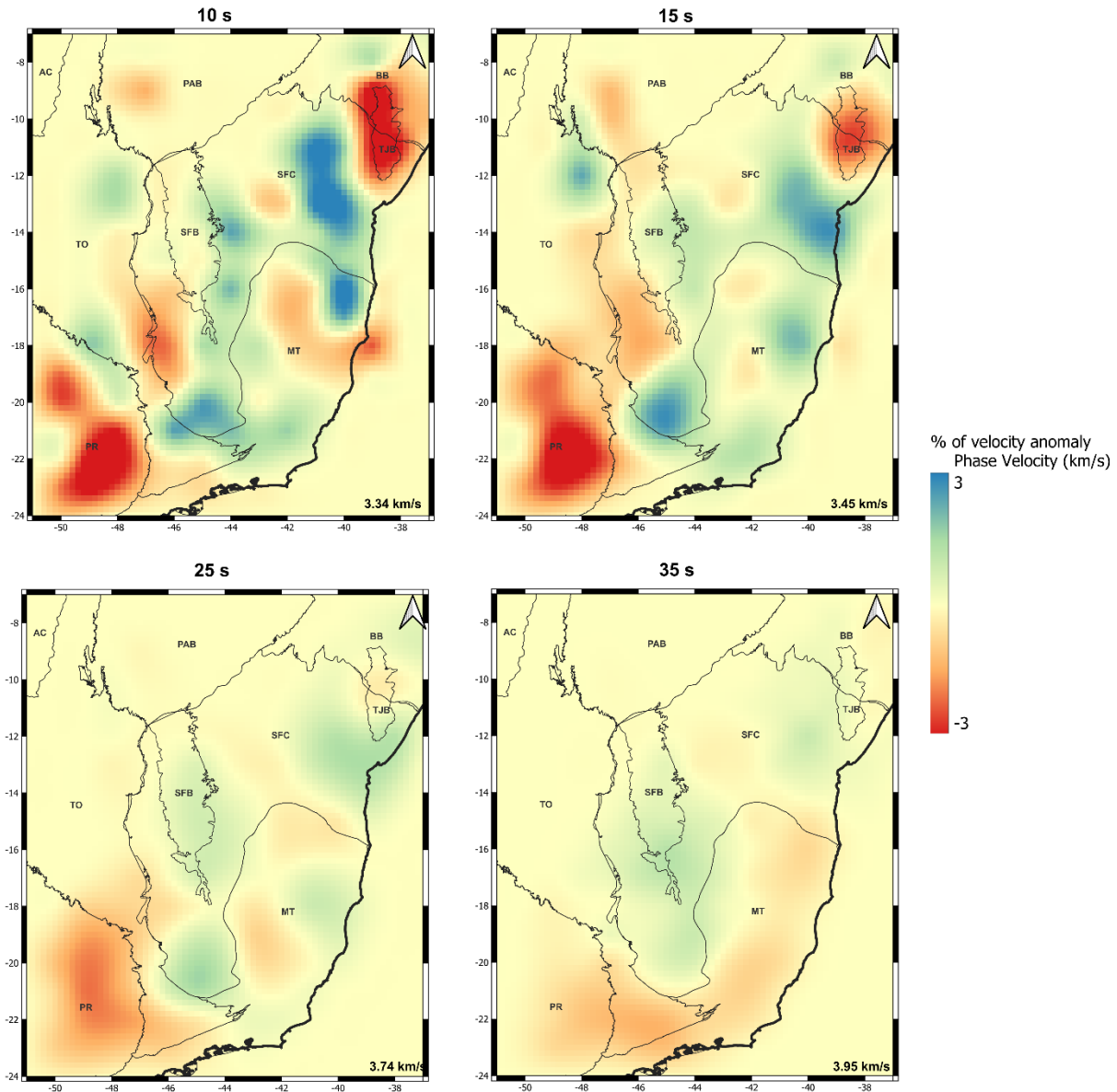


Figure 3.3: Phase velocity maps of Rayleigh wave ambient noise tomography for periods of 10, 15, 25, and 35 s, the maps are presented with a percentage of variation of the mean velocity for each period. The black lines represent the main tectonic provinces such as

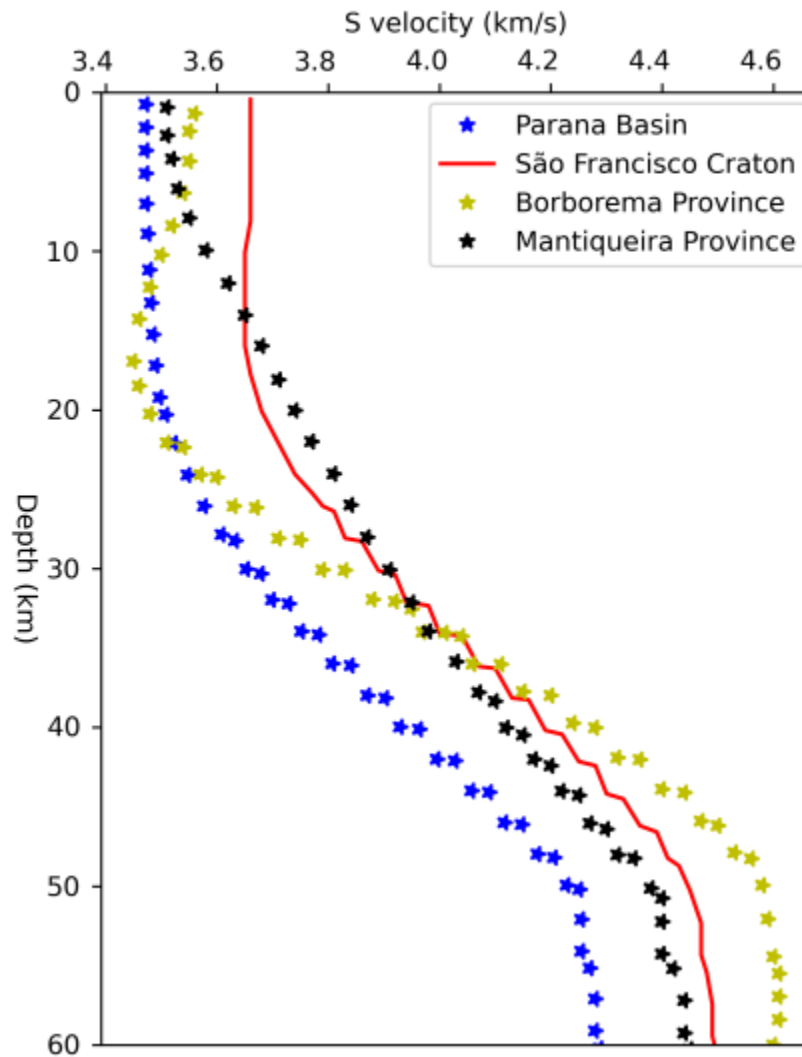


Figure 3.4: One dimension shear wave velocity structure in the Paraná basin, São Francisco Craton, Borborema province, and Mantiqueira province.

Results and Discussion

Rayleigh wave phase velocities from ambient noise tomography correlate well with the main tectonic units, showing the pattern of low velocity anomaly in the regions of sedimentary basins and mobile belts and high velocity anomaly in the Archean/Precambrian regions of the São Francisco Craton predominantly.



The upper crustal results of 10 – 15 s (Figure 3.3) have strong low velocity anomalies in the Tucano/Jatobá basin, the Borborema province, the São Francisco basin, and the Paraná basin as the periods increase the anomalies of the first two fade away. The Paraná basin's low velocity, on the other hand, remains up to the period of 25s, and its depth is about 7 km (Milani *et al.* 2007), but its area is significantly larger than the Tucano/Jatobá basin, which affects many more paths of the seismic stations of the region. The Parnaíba basin in the northern region of the area does not show the behavior of strong low velocity as the previous basins. However, the spatial resolution in this part is meager because of the lack of stations in the region. The checkboard test of the region (Figure 3.S1) shows a negligible recovery of the synthetic model, which shows that this basin was not appropriately imaged.

To access the resolution of our tomographic models, we applied a checkboard test (Figure 3.S1) with square grid input with alternating velocities of -5.0 to 5.0 km/s finding that the best recovery of our results features 111 km wide. However, the seismic stations used are not evenly spaced and concentrate on the regions of Borborema and the Southeast region, which reflects in the low-resolution results in the Parnaíba basin and Tocantins province, especially as the period increase. Also, since the errors in picking phase velocity increase with periods, more paths were removed for larger periods in the quality control process, which enhances the diminishing resolution in the northwest part of the model as periods increase (Figure S1, 35s). Despite that, we can interpret the results across all periods for the Borborema region, the São Francisco Craton, and the northern Paraná basin.

The 35s phase velocity map (Figure 3.3) reflects the lower part of crustal regions. It correlates with crustal thickness (Rivadeneyra-Vera *et al.* 2019) variation, such as high velocity in regions with a thicker crust and low velocity anomaly to thin crust in Mantiqueira province and Paraná sedimentary basin.

We inverted Rayleigh wave phase velocity for structure in one dimension in each map grid point to get the shear wave velocity structure of São Francisco Craton and the surrounding regions (Figure 3.4). The result of the one-dimension inversion adjusts well with the Rayleigh wave phase velocity of the first-period inversion (Figure 3.5). However, the resolution of this inversion decreases with depth because of the lack of larger periods recovered. Then we combine the 1-D inversion results in a 3D shear velocity of the São Francisco Craton. We also cut the model results



to 60 km because of periods that we retrieve 7-35s. The Paraná basin, Mantiqueira, and Borborema province show behavior in the upper crust with consistently low velocity than the São Francisco Craton (Figure 3.4).

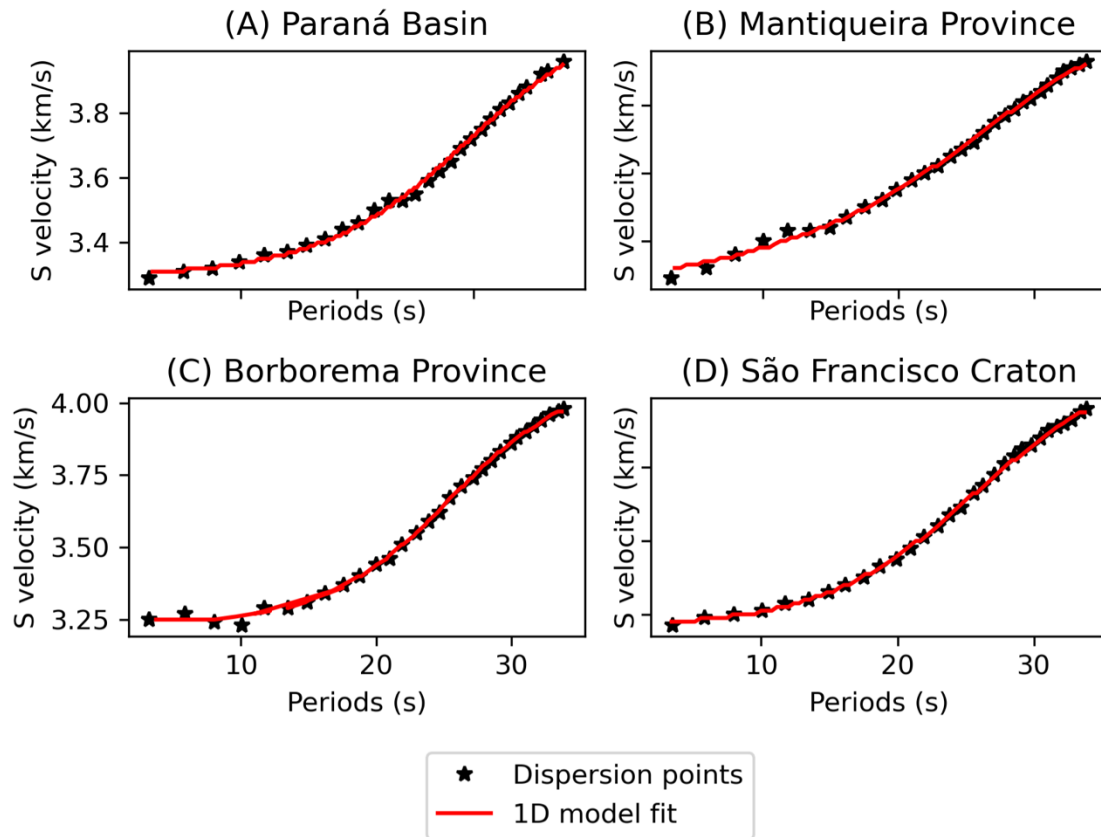


Figure 3.5: One-dimensional shear wave velocity model adjusted to the Rayleigh wave phase velocity in the regions of (A) Paraná Basin, (B) Mantiqueira Province, (C) Borborema province, and (D) São Francisco Craton.

The shear wave velocity in the 3D model (Figure 3.6) shows a gradual increase in the velocity with the depth. The 7 km slice (Figure 3.6) shows the Paraná and the Tucano/Jatobá basins with a low velocity anomaly. Both these basins have depocenters around this depth. However, the São Francisco basin does not show this behavior because it's a shallow basin, even though it has a large surface area. The Paramirim aulacogen in the northeast of the São Francisco Craton has volcanic and sedimentary rocks of the Espinhaço. Brazilian Orogeny affected this region and showed a low velocity at a depth of 15 km (Figure 3.7). Also, there is a strong high velocity



anomaly in the northeast region of the São Francisco craton near the Paramirim aulacogen with direction NW-SE bound by low velocity anomaly with the same direction up to 21 km depth. In the 31 km slice (Figure 3.6), the regions inside the São Francisco Craton with higher velocities are associated with the Archean/Proterozoic blocks related to the craton's root.

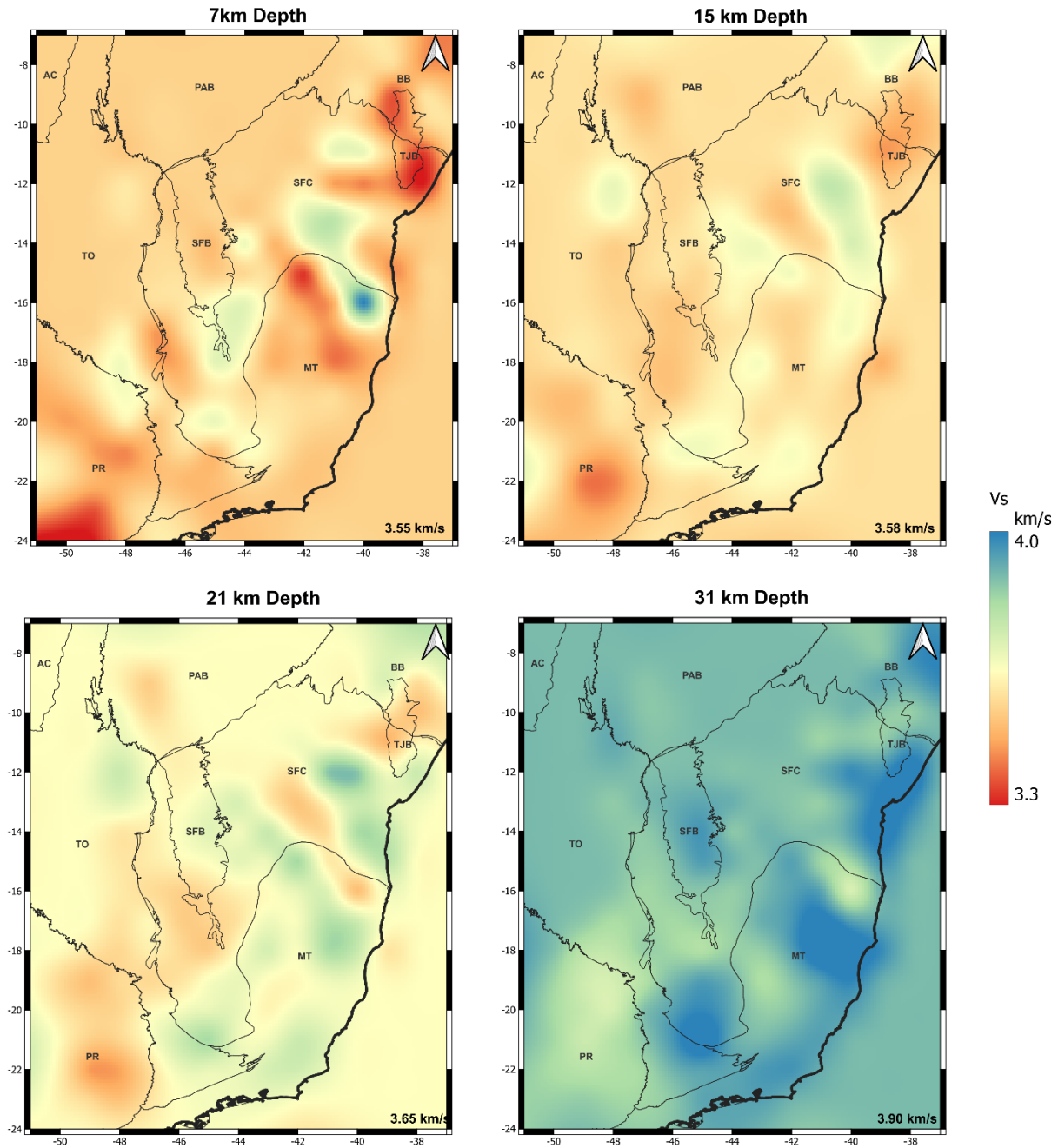


Figure 3.6: Shear wave velocity maps of São Francisco Craton and its surroundings with slices at the depths of 7, 15, 21, and 31 km. The black lines the main tectonic provinces such as SFC: São Francisco Craton, SFB: São



Francisco basin, PAB: Parnaíba basin, MT: Mantiqueira province, AC: Amazon Craton, TO: Tocantins province, BB: Borborema province, TJB: Tucano-Jatobá province and PR Paraná basin.

The low velocity of the northeast limit of São Francisco Craton is related to the Tucano/Jatobá sedimentary basin, this basin has a depth of the sediments which is debatable because several authors have different depocenter estimative ranging from 8 to 16 km (Milani & Davison 1988, Santos *et al.* 2010, Alvarez & Holz 2022), despite its significant depocenter the basin has a small lateral size and its average sediment depth is modeled about 4-5 km (Alvarez & Holz 2022) then the low velocity anomaly vanishes when the depth is deeper as shown in **Erro! Fonte de referência não encontrada.**, 3.7.

The low velocity in the southwest portion of São Francisco Craton (Figure 3.7, 21 km) overlaps with the low velocity found with body waves tomography (VanDecar *et al.* 1995, Assumpção *et al.* 2004; Rocha *et al.* 2011). This anomaly was interpreted as a fossil mantle plume by (VanDecar *et al.* 1995) and because of lithosphere thinning (Assumpção *et al.* 2004). Despite the differences in depth imaging, our results show this anomaly which can be related to the more profound geodynamic process studied with body wave tomography. The Mantiqueira province shows a solid high velocity anomaly following the coastline starting at 31 km depth (Figure 3.7). It suggests that the crustal depth is lower in the province, which agrees with previous receiver function results (Rivadeneyra-Vera *et al.* 2019).

The high-velocity anomaly SW of the Tucano/Jatobá sedimentary basin enhances the region with high metamorphism of the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá belt, as well as the Archean rocks of the Jequié complex (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). This anomaly goes beyond the belt's west limit, which separates the different degrees of metamorphism of the sedimentary rocks in the Contendas-Mirante complex.

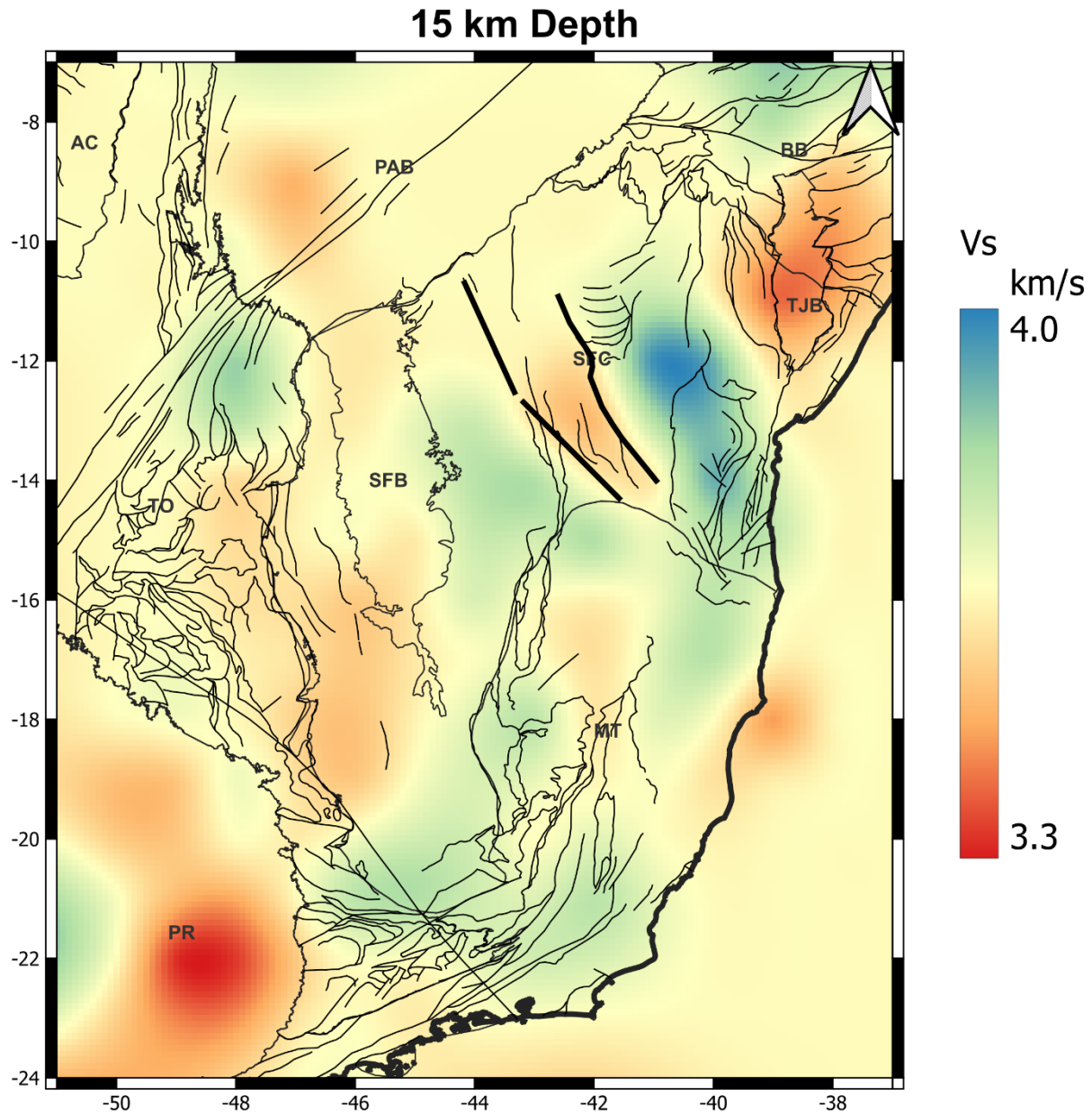


Figure 3.7: Paramirim aulacogen (thick black lines) map as a low velocity zone in the northeast São Francisco Craton.

The vertical transects across the São Francisco Craton (Figure 3.8) show the different velocities for the amalgamation of terrains that form the Craton. The Archean/Proterozoic terrains consistently with higher velocity than the Cenozoic covers. Also, this region extends its roots up to 20 km, as shown in profiles B-B', C-C', and E-E'.

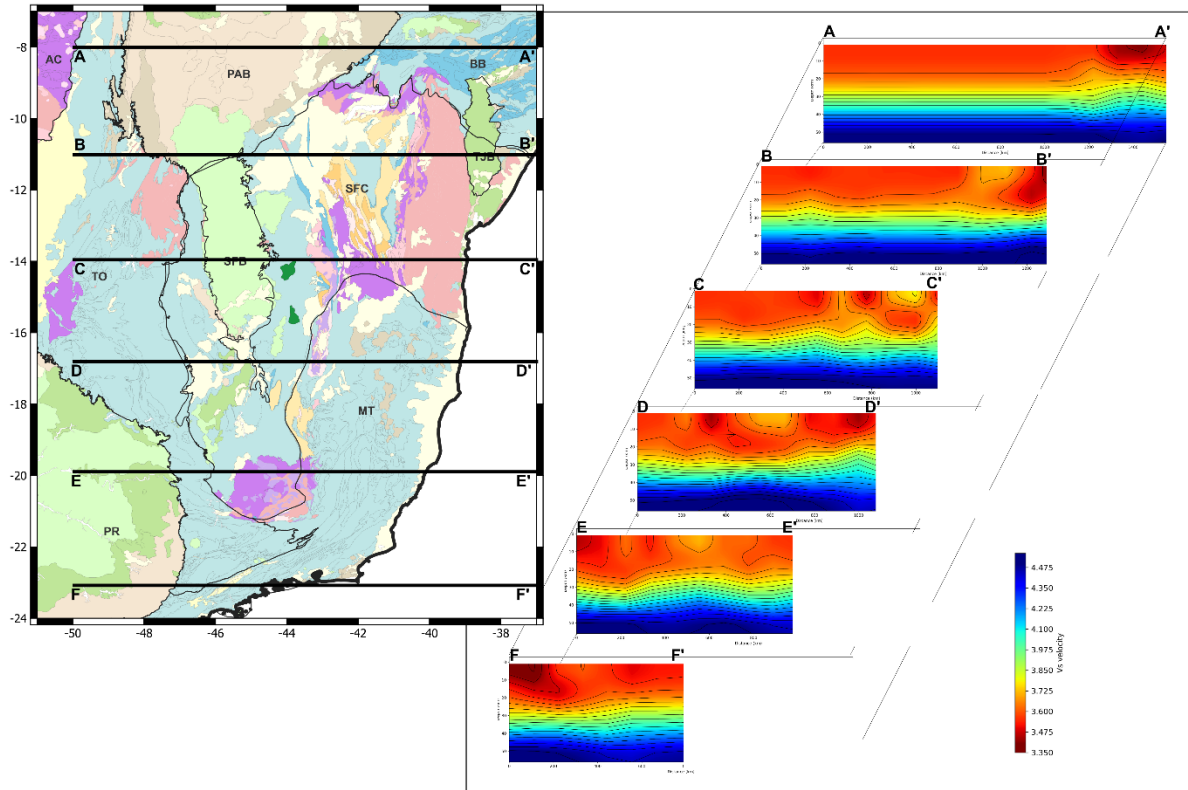


Figure 3.8: Vertical transects along the axis E-W of shear velocity in the São Francisco Craton. To the left is the Geological map (Bizzi et al. 2003) with the location of the sections.

Conclusions

We used 107 seismic stations from 2010 to 2022 to construct the isotropic phase velocity maps for periods of 7-35 s with ambient noise tomography, achieving a resolution of 111 km width. Then, we constructed a linear interpolated 3D shear velocity model from 1D inversions until 60 km of depth. The model has low-velocity anomalies in the sedimentary basins (Tucano/Jatobá, São Francisco, and Paraná), delimiting each with a good correlation with the mapped geology. The mobile belts show the same pattern. Conversely, the Archean/Precambrian regions of the São Francisco Craton present high-velocity anomalies.

The depth profiles show that the low-velocity anomaly of the Paraná basin is about 7 km. However, the São Francisco basin does not present significant low velocity contrast to determine its depth due to our model's low resolution to define structures with less than 5 km depth. The horizontal depths slice up to 21 km clearly shows the Paramirim aulacogen as a low velocity anomaly with direction NW-SE showing that this model can image this type of structure if its size



is compatible with the resolution of the tomographic models. Our low velocity anomaly in the southwest portion of the São Francisco Craton shows the same behavior of deeper results with body wave tomography.

Acknowledgments.

We thank Petrobras for funding the initial infrastructure of the Brazilian Seismographic Network (RSBR) and for current financial support (Project 2017/00161-5) and the Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM) for its maintenance in the last years. We thank CNPq for the INCT-ET Project (465613/2014-4), which allows financial support for the station's maintenance, and for the research fellowship grants 31.5613/2021-1 (M. P. Rocha) and 30.2885/2021-8 (R. Fuck). We thank all researchers, staff, and students who helped install and maintain the station. The data and instructions for downloading them can be found on the websites of RSBR (<http://www.rsbr.on.br/>), OBSIS/UnB (<http://obsis.unb.br>), and the Seismological Center of USP (<http://moho.iag.usp.br/>). Tomographic models and interpreted contours are available at <https://www.doi.org/10.5281/zenodo.7057428>.



References

- Affonso, G.M.P.C., Rocha, M.P., Costa, I.S.L., Assumpção, M., Fuck, R.A., Albuquerque, D.F., Portner, D.E., *et al.* (2021) Lithospheric Architecture of the Paranapanema Block and Adjacent Nuclei Using Multiple-Frequency P-Wave Seismic Tomography. *J Geophys Res Solid Earth*, **126**, Blackwell Publishing Ltd. doi:10.1029/2020JB021183
- Alkmim, F.F. & Cruz, S.C.P. (2005) Cratógenos, aulacogenos, orógenos e suas interações: O caso do Cráton do São Francisco-Congo e sistemas brasileiros/pan-africanos adjacentes. *III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 185–187.
- Almeida, F.F.M. (1977) O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de geociências*, **7**, 349–364.
- Alvarez, P. & Holz, M. (2022) The Tucano Basin (Cretaceous, Brazil) – a world-class example of an aborted rift system with anomalous depth. *J South Am Earth Sci*, **119**, 103975. doi:10.1016/j.jsames.2022.103975
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G.S.L., Rocha, M., Barbosa, J.R. & Berrocal, J. (2004) Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, **388**, 173–185. doi:10.1016/j.tecto.2004.04.029
- Azevedo, P.A. de, 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. *Geophys J Int*, **201**, 61–69. doi:10.1093/gji/ggv003
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P. (2004) Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Res*, **133**, 1–27, Elsevier.
- Barmin, M.P., Ritzwoller, M.H. & Levshin, A.L. (2001) A fast and reliable method for surface wave tomography. *Pure Appl Geophys*, **158**, 1351–1375. doi:10.1007/978-3-0348-8264-4_3
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, a. L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., *et al.* (2007) Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broadband surface wave dispersion measurements. *Geophys J Int*, **169**, 1239–1260. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x



- Bianchi, M.B., Assumpção, M., Agurto-Detzel, H., Carvalho, J., Rocha, M., Drouet, S., Fontes, S., *et al.* (2016) The Brazilian Seismographic Network Historical Overview and Current Status. *ISC*.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H. (2003) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM. Retrieved from <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-33645772699&partnerID=40&md5=a2f4c99d7f576bc900e560726260f0b6>
- Brueckner, H.K., Cunningham, D., Alkmin, F.F. & Marshak, S. (2000) Tectonic implications of Precambrian Sm–Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Res*, **99**, 255–269, Elsevier. doi:10.1016/S0301-9268(99)00065-0
- Costa, I.S.L., Rocha, M.P., Klein, E.L. & Vasquez, M.L. (2020) Lithospheric structure of the southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: Preliminary insights on tectonic and metallogenic implications. *J South Am Earth Sci*, **101**, 102608, Elsevier. doi:10.1016/j.jsames.2020.102608
- Cruz, S.C.P., Peucat, J.-J., Teixeira, L., Carneiro, M.A., Martins, A.A.M., Santos Santana, J. dos, Souza, J.S. de, *et al.* (2012) The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7 Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and U–Pb zircon ages). Southern Gavião block (São Francisco Craton), Brazil. *J South Am Earth Sci*, **37**, 95–112, Elsevier.
- Dias, R.C., Julià, J. & Schimmel, M. (2015) Rayleigh-Wave, Group-Velocity Tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from Ambient Seismic Noise. *Pure Appl Geophys*, **172**, 1429–1449, Springer. doi:10.1007/s00024-014-0982-9
- Feng, M., Assumpção, M. & Lee, S. der. (2004) Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **147**, 315–331, Elsevier.
- Feng, M., Lee, S. der & Assumpção, M. (2007) Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J Geophys Res Solid Earth*, **112**, Wiley Online Library.



- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V. & Eko N'dong, J. (1998) The West Central African belt: a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Res*, **87**, 161–216, Elsevier. doi:10.1016/S0301-9268(97)00053-3
- Goutorbe, B., Oliveira Coelho, D.L. de & Drouet, S.S. (2015) Rayleigh wave group velocities at periods of 6–23 s across Brazil from ambient noise tomography. *Geophys J Int*, **203**, 869–882, Oxford University Press. doi:10.1093/gji/ggv343
- Herrmann, R.B. (2013) Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, **84**, 1081–1088, Seismological Society of America.
- Karner, G.D., Egan, S.S. & Weissel, J.K. (1992) Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, **215**, 133–160, Elsevier.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. & Buland, R. (1995) Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys J Int*, **122**, 108–124. doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x
- Levshin, A.L. & Ritzwoller, M.H. (2001) Automated Detection, Extraction, and Measurement of Regional Surface Waves. *Pure Appl Geophys*, **158**, 1531–1545. doi:10.1007/PL00001233
- Milani, E.J. & Davison, I. (1988) Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, **154**, 41–70. doi:10.1016/0040-1951(88)90227-2
- Milani, E.J., França, A.B. & Medeiros, R.A. (2007) Roteiros Geológicos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**, 135–162.
- Mordret, A., Shapiro, N.M., Singh, S., Roux, P., Montagner, J.P. & Barkved, O.I. (2013) Azimuthal anisotropy at Valhall: The Helmholtz equation approach. *Geophys Res Lett*, **40**, 2636–2641. doi:10.1002/grl.50447
- Mordret, A., Shapiro, N.M., Singh, S.S., Roux, P. & Barkved, O.I. (2013) Helmholtz tomography of ambient noise surface wave data to estimate Scholte wave phase velocity at Valhall Life of the Field. *Geophysics*, **78**, WA99–WA109. doi:10.1190/geo2012-0303.1
- Nascimento, A.V. de S., França, G.S., Alberto, C., Chaves, M. & Marotta, G.S. (2021) Rayleigh wave group velocity maps at periods of 10–150 s beneath South America. *Geophys J Int*, 958–981. doi:10.1093/gji/ggab363



- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F. de, Silva, L.C. da, Babinski, M., Cordani, U. & Castañeda, C. (2013) Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Revista Geonomos*, **15**.
- Rivadeneyra-Vera, C., Bianchi, M., Assumpção, M., Cedraz, V., Julià, J., Rodríguez, M., Sánchez, L., *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. *J Geophys Res Solid Earth*, **124**, 8491–8505. doi:10.1029/2018JB016811
- Rocha, M.P., Schimmel, M. & Assumpção, M. (2011) Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P-and S-wave regional traveltimes tomography. *Geophys J Int*, **184**, 268–286, Oxford University Press.
- Rocha, M. P., Azevedo, P. A., Assumpção, M., Pedrosa-Soares, A. C., Fuck, R., Huelsen, M. G. V. (2019) Delimiting the Neoproterozoic São Francisco Palecontinental Block with P-wave traveltimes tomography. *Geophys J Int*, v. **219**, p. 633-644, Oxford University Press
- Rocha, M. P., Assumpção, M., Affonso, G. M. P. C., Azevedo, P. A., 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*, v. **124**, p. 1-18
- Rosa, M.L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N. & Sánchez, G. (2016) Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *J South Am Earth Sci*, **66**, 1–14, Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.jsames.2015.11.010
- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A. & Fehler, M.C. (2005) Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophys Res Lett*, **32**, 1–4. doi:10.1029/2005GL023155
- Santos, C.C., Reis, C. & Pedreira, A.J. (2010) Projeto Bacia do Tucano Central: folha Ribeira do Pombal-SC. 24-ZA-IV: folha Cícero Dantas-SC. 24-ZAV. CPRM, CPRM.
- Schimmel, M. (2007) Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *J Geophys Res Solid Earth*, **112**, 1–14.
- Schimmel, M., Assumpção, M. & VanDecar, J.C. (2003) Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *J Geophys Res Solid Earth*, **108**, Wiley Online Library.



- Shapiro, N.M. & Campillo, M. (2004) Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys Res Lett*, **31**, Wiley Online Library.
- Shirzad, T., Assumpcao, M. & Bianchi, M. (2020) Ambient seismic noise tomography in west-central and Southern Brazil, characterizing the crustal structure of the Chaco-Paraná, Pantanal and Paraná basins. *Geophys J Int*, **220**, 2074–2085. doi:10.1093/gji/ggz548
- Shirzad, T., Safarkhani, M. & Assumpção, M.S. (2022) Extracting reliable empirical Green's functions using weighted cross-correlation functions of ambient seismic noise in west-central and southern Brazil. *Geophys J Int*, **230**, 1441–1464. doi:10.1093/gji/ggac126
- Silva, C.C., Poveda, E., Silva Dantas, R.R. da & Julià, J. (2021) Ambient Noise Tomography with Short-Period Stations: Case Study in the Borborema Province. *Pure Appl Geophys*, **178**, 1709–1730. doi:10.1007/s00024-021-02718-x
- Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Corrêa Neto, A. v., Bongiollo, E.M., Santos, J.O. & Barbosa, N.S. (2015) A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Res*, **256**, 148–169, Elsevier. doi:10.1016/J.PRECAMRES.2014.11.009
- Teixeira, Wilson, Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M. & Carneiro, M.A. (2000) *Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. Tectonic Evolution of South America*.
- 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**, 25–31. doi:10.1038/378025a0
- Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M.H. & Gallart, J. (2007) Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure. *Geophys Res Lett*, **34**, Wiley Online Library.
- Wapenaar, K. & Fokkema, J. (2006) Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, **71**, SI33. doi:10.1190/1.2213955
- Ward, K.M. (2015) Ambient noise tomography across the southern Alaskan Cordillera. *Geophys Res Lett*, **42**, 3218–3227. doi:10.1002/2015GL063613



Supplementary material - Crustal structure of São Francisco Craton from ambient noise tomography

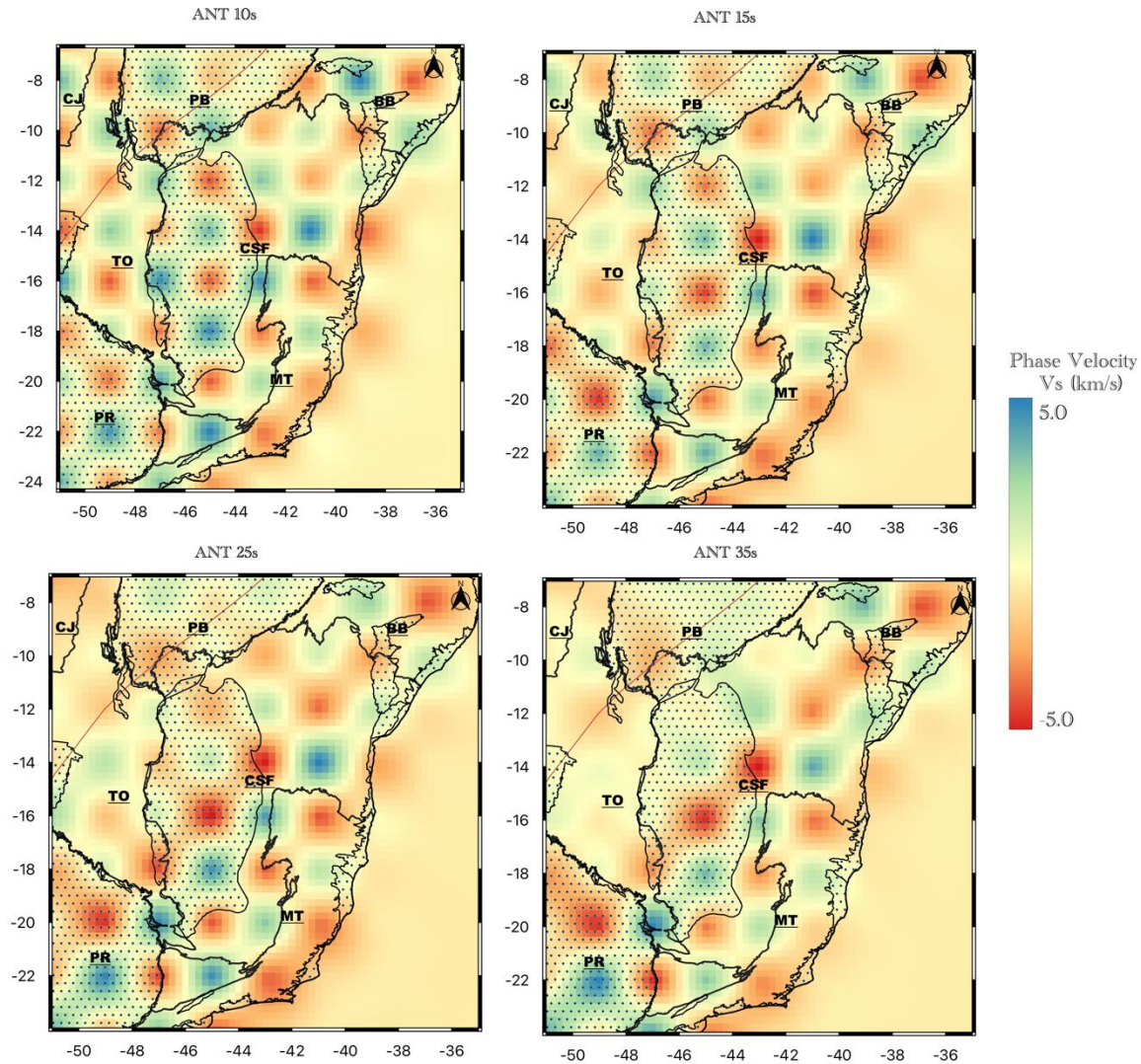


Figure 3.S1: Checkboard resolution test of the phase velocity maps from ambient noise tomography. The hashed regions represent the sedimentary basins, and the black lines the main tectonic provinces such as CSF: São Francisco Craton, PB: Parnaíba basin, MT: Mantiqueira province, CJ: Carajás Province, TO: Tocantins province, BB: Borborema province and PR Paraná basin.

Table with the number of dispersion curves used in the ambient noise tomography inversion after the quality control process.



Periods (s)	Number of Dispersion Curves
7	261
8	391
9	446
10	501
11	535
12	547
13	569
14	581
15	610
16	643
17	659
18	655
19	644
20	639
21	611
22	581
23	530
24	501
25	471
26	466
27	462
28	450



29	432
30	410
31	388
32	376
33	371
34	364
35	338



Conclusões

Os resultados apresentados no Capítulo 2 (Artigo 1) mostram a possibilidade de uso de dados de ruído ambiental para gerar mapas tomográficos que imageam profundidades crustais. Foi realizado o estudo para a área do Brasil conseguindo delimitar os grandes domínios tectônicos em profundidades crustais, porém devido à extensão da área, não foi possível gerar um modelo da estrutura 3D a partir da inversão dos mapas de período, o que pode estar relacionado com a não uniformidade espacial das estações. Apesar de uma não uniformização de malhas de redes sismográficas ao longo do espaço e também do tempo, conseguimos obter resultados com resolução lateral de 111 km para a maior parte do Brasil, excetuando-se a região amazônica, devido especialmente à baixa densidade de estações. No entanto, mostramos que a região de Carajás/PA apresenta velocidades maiores do que outras regiões no Brasil inclusive acima das velocidades encontradas no cráton São Francisco. Na bacia do Parecis, conseguimos separar as duas fases deposicionais com a direção E-W.

O Capítulo 3 (Artigo 2) apresenta os resultados da inversão 3D de estrutura para a região do cráton São Francisco. Tal região foi escolhida por apresentar uma das melhores resoluções do modelo obtido no Brasil. Dessa maneira, foi realizado o processamento separado para esta região visando obter um modelo local, e com estes resultados realizamos as inversões 1D para gerar um modelo interpolado obtendo um bloco de velocidades em 3D até a profundidade de 60 km. Nos resultados, observa-se que a anomalia de baixa velocidade da bacia do Paraná alcança uma profundidade de 7 km, consistente com profundidades estimadas por outras metodologias. Contudo não conseguimos delimitar a bacia do São Francisco, o que pode ter relação com a sua menor espessura e com a resolução do nosso modelo, que não foi suficiente para delimitá-la. A bacia Tucano/Jatobá foi bem delimitada tanto horizontalmente quanto em profundidade. O aulacógeno do Paramirim foi bem imageado mostrando sua direção NW-SE com uma anomalia de baixa velocidade em uma região com velocidades altas, mostrando que a sua assinatura é presente até a profundidade de 21 km. Além disso, na região sudoeste do cráton São Francisco determinamos uma anomalia de baixa velocidade que é coincidente com resultados de tomografia profunda com ondas de corpo, mostrando assim, que o processo geodinâmico que causou este distúrbio de anomalia na região teve efeito em profundidades crustais. Observa-se um aumento acentuado nas velocidades nas regiões da Faixa Araçuai e ao longo da costa a partir da



profundidade de 31 km, sugerindo que a espessura crustal nessas regiões é menor, o que é consistente com os resultados recentes utilizando Função o Receptor.



Referências Bibliográficas

- Aki, K. (1957) Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **35**, 415–456.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., Sand, F.G., Nascimento, R., Drouet, (2013) Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences International Geophysics*, **43**, 74–85, Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.jsames.2012.12.009
- Barmin, M. P., Ritzwoller, M.H. & Levshin, A.L. (2001) A fast and reliable method for surface wave tomography. *Pure and Applied Geophysics*, **158**, 1351–1375. doi:10.1007/978-3-0348-
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, a. L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., *et al.* (2007) Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, **169**, 1239–1260. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H. & Yang, Y. (2009) A 3-D shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the United States from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, **177**, 1177–1196. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04125.x
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y. & Wassermann, J. (2010) ObsPy: A Python toolbox for seismology. *Seismological Research Letters*, **81**, 530–533, Seismological Society of America.
- Bianchi, M.B., Assumpção, M., Rocha, M.P., Carvalho, J.M., Azevedo, P.A.D.E., Fontes, S.L., Dias, F.L., *et al.* (2018) The Brazilian seismographic network (RSBR): Improving seismic monitoring in Brazil. *Seismological Research Letters*, **89**, 452–457. doi:10.1785/0220170227
- Bianco, M.J., Gerstoft, P., Olsen, K.B. & Lin, F.-C. (2019) High-resolution seismic tomography of Long Beach, CA using machine learning. *Scientific Reports*, **9**, 14987, Springer US. doi:10.1038/s41598-019-50381-z
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. & Bard, P.Y. (2006) The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review. *Earth-Science Reviews*, **79**, 205–227. doi:10.1016/j.earscirev.2006.07.004



- Campillo, M. & Roux, P. (2015) Crust and Lithospheric Structure - Seismic Imaging and Monitoring with Ambient Noise Correlations. in *Treatise on Geophysics: Second Edition*, Vol. 1, pp. 391–417, Elsevier B.V. doi:10.1016/B978-0-444-53802-4.00024-5
- Claerbout, J.F. (1968) Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, **33**, 264–269, Society of Exploration Geophysicists.
- Collaço, B. (2014) *Tomografia de Ruído Ambiental na Bacia do Paraná*, Universidade de São Paulo.
- Cordani, Umberto Giuseppe, Ramos, V.A., Fraga, L.M., Cegarra, M., Delgado, I., Souza, K.G., Gomes, F.E.M., *et al.* (2016) Tectonic map of South America=Mapa tectónico de América del Sur=Mapa tectônico da América do Sul. Scale 1:5.000.000, Paris: CGMW-CPRM-SEGEMAR.
- Courtland, R. (2008) Harnessing the Hum. *Nature*, **453**, 146–148.
- Dias, R.C., Julià, J. & Schimmel, M. (2015) Rayleigh-Wave, Group-Velocity Tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from Ambient Seismic Noise. *Pure and Applied Geophysics*, **172**, 1429–1449, Springer. doi:10.1007/s00024-014-0982-9
- Duvall, T.L., Jeffries, S.M., Harvey, J.W. & Pomerantz, M.A. (1993) Time–distance helioseismology. *Nature*, **362**, 430–432. doi:10.1038/362430a0
- Dziewonski, A.M. & Anderson, D.L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297–356. doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7
- Fang, H. & Zhang, H. (2014) Wavelet-based double-difference seismic tomography with sparsity regularization. *Geophysical Journal International*, **199**, 944–955. doi:10.1093/gji/ggu305
- Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin De Verdière, Y., Larose, E., Margerin, L., *et al.* (2008) Cross-correlation of random fields: Mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*, **56**, 375–393. doi:10.1111/j.1365-2478.2007.00684.x
- Goutorbe, B., Oliveira Coelho, D.L. de & Drouet, S.S. (2015) Rayleigh wave group velocities at periods of 6–23 s across Brazil from ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, **203**, 869–882, Oxford University Press. doi:10.1093/gji/ggv343



- Gutenberg, B. (1958) Microseisms. in *Advances in Geophysics*, pp. 53–92, Elsevier. doi:10.1016/S0065-2687(08)60075-8
- Huang, Y.C., Yao, H., Huang, B.S., Hilst, R.D. van der, Wen, K.L., Huang, W.G. & Chen, C.H. (2010) Phase velocity variation at periods of 0.5-3 seconds in the taipei basin of taiwan from correlation of ambient seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **100**, 2250–2236. doi:10.1785/0120090319
- Kennett, B.L.N. (1991) IASPEI 1991 Seismological Tables. *Terra Nova*, **3**, 122. doi:10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x
- Kobayashi, N. & Nishida, K. (1998) Continuous excitation of planetary free oscillations by atmospheric disturbances. *Nature*, **395**, 357–360. doi:10.1038/26427
- Larose, E., Derode, A., Campillo, M. & Fink, M. (2004) Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wavefields. *J. Appl. Phys.*, **95**, 8393–8399.
- Lay, T. & Wallace, T.C. (1995) *Modern Global Seismology*. International Geophysics, Elsevier Science.
- Lees, J.M. & Crosson, R.S. (1989) Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 5716. doi:10.1029/JB094iB05p05716
- Levshin, A. L. & Ritzwoller, M.H. (2001) Automated Detection, Extraction, and Measurement of Regional Surface Waves. *Pure and Applied Geophysics*, **158**, 1531–1545. doi:10.1007/PL00001233
- Levshin, Anatoli L, Pisarenko, V.F. & Pogrebinsky, G.A. (1972) On a frequency-time analysis of oscillations. *Annales de geophysique*, Vol. 28, pp. 211–218, Centre National de la Recherche Scientifique.
- Levshin, Anatoli L., Yanovskaya, T., Lander, A. V, Buckinn, B.G., Barmin, M.P. & Ratnikova, L.I. (1989) *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*. (V. I. Keilis-Borok, Ed.) Modern Approaches in Geophysics, Vol. 9, Dordrecht: Springer Netherlands. doi:10.1007/978-94-009-0883-3



- Lin, F.-C., Moschetti, M.P. & Ritzwoller, M.H. (2008) Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, **173**, 281–298, Oxford University Press.
- Lin, F.-C., Ritzwoller, M.H., Townend, J., Bannister, S. & Savage, M.K. (2007) Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand. *Geophysical Journal International*, **170**, 649–666, Oxford University Press.
- Martin-Short, R., Allen, R., Bastow, I.D., Porritt, R.W. & Miller, M.S. (2018) Seismic Imaging of the Alaska Subduction Zone: Implications for Slab Geometry and Volcanism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **19**, 4541–4560. doi:10.1029/2018GC007962
- Nakata, N., Gualtieri, L. & Fichtner, A. (2019) *Seismic Ambient Noise*. (N. Nakata, L. Gualtieri & A. Fichtner, Eds.) *Cambridge University Press*, Vol. 1, Cambridge University Press. doi:10.1017/9781108264808
- Nolet, G. (2008) *A Breviary of Seismic Tomography Imaging the Interior of the Earth and Sun*. Cambridge University Press.
- Nyquist, H. (1928) Thermal agitation of electric charge in conductors. *Physical Review*, **32**, 110–113. doi:10.1103/PhysRev.32.110
- Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2004) Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast-marching method. *Geophysical Journal International*, **156**, 631–647. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02153.x
- Rickett, J. & Claerbout, J. (1999) Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring. *The leading edge*, **18**, 957–960, Society of Exploration Geophysicists.
- Ritzwoller, M.H., Lin, F.C. & Shen, W. (2011) Ambient noise tomography with a large seismic array. *Comptes Rendus - Geoscience*, **343**, 558–570, Academie des sciences. doi:10.1016/j.crte.2011.03.007
- Ritzwoller, M.H., Shapiro, N.M., Levshin, A.L. & Leahy, G.M. (2001) Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **106**, 30645–30670. doi:10.1029/2001JB000179



- Rocha, M.P., Collaço, B., Fuck, R.A., França, G.S., Villar, C., Soares, J.E.P., Julià, J., *et al.* (2012) Preliminary Results of Ambient Noise Tomography in The Borborema Province. in *XVI Congreso Peruano de Geología*, SEG.
- Roux, P., Moreau, L., Lecointre, A., Hillers, G., Campillo, M., Ben-Zion, Y., Zigone, D., *et al.* (2016) A methodological approach towards high-resolution surface wave imaging of the San Jacinto Fault Zone using ambient-noise recordings at a spatially dense array. *Geophysical Journal International*, **206**, 980–992. doi:10.1093/gji/ggw193
- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A. & Fehler, M.C. (2005) Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophysical Research Letters*, **32**, 1–4. doi:10.1029/2005GL023155
- Scales, J. & Snieder, R. (1998) What is noise? *Geophysics*, **63**, 1122–1124.
- Schimmel, M. & Paulssen, H. (1997) Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, **130**, 497–505.
- Schuster, G. (2009) *Seismic interferometry*. Cambridge University Press, Vol. 9780521871, Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511581557
- Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L. & Ritzwoller, M.H. (2005) High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science* (1979), **307**, 1615–1618, American Association for the Advancement of Science.
- Shirzad, T., Assumpção, M. & Bianchi, M. (2020) Ambient seismic noise tomography in west-central and Southern Brazil, characterizing the crustal structure of the Chaco-Paraná, Pantanal, and Paraná basins. *Geophysical Journal International*, **220**, 2074–2085. doi:10.1093/gji/ggz548
- Silva, C.C., Poveda, E., Silva Dantas, R.R. da & Julià, J. (2021) Ambient Noise Tomography with Short-Period Stations: Case Study in the Borborema Province. *Pure and Applied Geophysics*, **178**, 1709–1730. doi:10.1007/s00024-021-02718-x
- Snieder, R. (2004) Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E*, **69**, 046610. doi:10.1103/PhysRevE.69.046610



- Stehly, L., Campillo, M. & Shapiro, N.M. (2006) A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B10306. doi:10.1029/2005JB004237
- Toksoz, M.N. & Lacoss, R.T. (1968) Microseisms: Mode Structure and Sources. *Science* (1979), **159**, 872–873. doi:10.1126/science.159.3817.872
- Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M.H. & Gallart, J. (2007) Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure. *Geophysical Research Letters*, **34**, Wiley Online Library.
- Wang, Z. & Dahlen, F.A. (1995) Validity of surface-wave ray theory on a laterally heterogeneous earth. *Geophysical Journal International*, **123**, 757–773. doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb06888.x
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X. & Verdel, A. (2010) Tutorial on seismic interferometry Part 1 Basic principles and applications. *Geophysics*, **75**, 75A195--75A209, Society of Exploration Geophysicists.
- Wapenaar, K., Ruigrok, E., Neut, J. Van Der, Draganov, D. & Slob, E. (2010) Main Menu Green's function representation for seismic interferometry by deconvolution © 2010 SEG SEG Denver 2010 Annual Meeting Main Menu SEG Denver 2010 Annual Meeting, 3972–3978.
- Weaver, R.L. & Lobkis, O.I. (2001) Ultrasonics without a Source: Thermal Fluctuation Correlations at MHz Frequencies. *Physical Review Letters*, **87**, 134301. doi:10.1103/PhysRevLett.87.134301