



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA-UnB

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

Estrutura do Manto Continental Sublitosférico do Cráton Amazônico por Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências

Área de Concentração em Geofísica Aplicada

Dissertação de Mestrado nº 143

Iago Sousa Lima Costa

Orientador:

Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha (UnB)

Coorientador:

Dr. Marcelo Vasquez (CPRM)

Banca examinadora:

Prof. Dr. Carlos Alberto Moreno Chaves (USP)

Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França (UnB)

Brasília – Outubro de 2018



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA-UnB

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

Estrutura do Manto Continental Sublitosférico do Cráton Amazônico por Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências

Área de Concentração em Geofísica Aplicada

Dissertação de Mestrado

Iago Sousa Lima Costa

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geociências aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências Aplicadas e Geodinâmica na área de concentração de Geofísica sob orientação do Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha.

Brasília – Outubro de 2018

“Irmão, você não percebeu
Que você é o único representante
Do seu sonho na face da Terra
Se isso não fizer você correr, chapa
Eu não sei o que vai”

(Emicida)

Agradecimentos

Agradeço,

Primeiramente a algo maior, que desconheço, mas sei que me guia e me ajuda em todos os momentos.

Ao meu orientador, Dr. Marcelo Peres Rocha, que me ajuda desde a graduação não só com fins acadêmicos, mas também me enriquecendo como pessoa.

Ao meu coorientador Dr. Marcelo Vasquez, uma das maiores referências no entendimento da geologia do Cráton Amazônico.

A minha companheira Isabelle Serafim por todo apoio e compreensão ao decorrer deste trabalho e também da vida.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) que me disponibilizou a infraestrutura necessária para que este trabalho pudesse ser desenvolvido.

Ao Dr. Guust Nolet, ex-professor da *Princeton University* e atual professor na *University of Nice*, que disponibilizou os algoritmos e toda a ajuda necessária para o desenvolvimento dos modelos apresentados neste trabalho.

A Rede Sismográfica Brasileira pela disponibilização dos dados sismológicos utilizados.

Ao meu grande amigo e companheiro de trabalho, Marcos Ferreira, pelos grandes ensinamentos sobre programação.

Por fim, aos meus amigos Alexandre Lago, Carlos Ganade e Felipe Tavares que sempre me incentivaram a crescer como pesquisador.

Resumo

COSTA, I. S. L. **Estrutura do Manto Continental Sublitosférico do Cráton Amazônico por Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências**. 2018. 120p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.

Apesar da sua reconhecida importância tectônica e metalogenética, o Cráton Amazônico ainda representa uma das regiões pré-cambrianas com menor conhecimento geológico do mundo. Neste trabalho utilizamos a Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências para estudar o Manto Continental Sublitosférico sobre a região do cráton. Esta abordagem entende os resíduos relativos de tempo obtidos por técnicas de correlação cruzada como dependentes da frequência, em um volume elipsoidal circundante ao raio sísmico chamado *Banana-Doughnut kernel*. Esta metodologia permite um avanço em resolução espacial quando comparado a modelos tomográficos anteriores baseados na teoria de raios. Nosso modelo é resultado da inversão de resíduos relativos provenientes de 314 estações sismográficas distribuídas na América do Sul. Os resíduos relativos foram obtidos em 6 frequências, resultando em 20.507 resíduos relativos para a onda P e 12.329 resíduos relativos para a PKIKP. Testes de resolução indicaram uma resolução máxima de heterogeneidades com dimensões de 390 x 390 km. As anomalias de velocidade obtidas possuem boa correlação com os domínios tectônicos na porção do Escudo Brasil Central onde há uma melhor resolução. Os domínios Bacajá e Carajás apresentaram características semelhantes com anomalias de velocidade superiores a 1%, o que sugere uma litosfera espessa nestes domínios. Os domínios Tapajós, Juruena e Alta Floresta estão representados por anomalias de alta velocidade com valores intermediários (entre 0 e 1%). A porção extremo-norte da Província Tapajós-Parima, bem como o domínio Iriri Xingu, são caracterizados por anomalias de baixa velocidade, revelando regiões de litosfera afinada, podendo ser resultado de eventos magmáticos pretéritos. Nosso trabalho também revelou uma importante relação entre as anomalias de alta velocidade e ocorrências de vários sistemas minerais, trazendo um novo controle metalogenético regional para a região do Cráton Amazônico.

Palavras-chave: Cráton Amazônico, Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências, Manto Continental Sublitosférico, Frequências Finitas.

Abstract

COSTA, I. S. L. **Subcontinental Lithospheric Mantle structure of the Amazonian Craton through Multiple-Frequency Seismic Tomography**. 2018. 120p. Master Thesis - Institute of Geoscience, University of Brasilia, Brasília, Brazil.

Despite its recognized tectonic and metallogenic importance, the Amazonian Craton still represents one of the pre-Cambrian regions with less geological knowledge of the world. In this work, we used the Multiple-Frequency Seismic Tomography to study the Subcontinental Lithospheric Mantle over the craton. This approach considers the delay times obtained by frequency-dependent cross-correlation techniques in an ellipsoidal volume surrounding the ray path termed Banana-Donut kernel. This methodology allows an advance in spatial resolution when compared to previous tomographic models based on Ray Theory. Our model is a result of the inversion of cross correlation delays from 314 seismic stations distributed in South America. Cross-correlation delays were obtained in six frequencies, resulting in 20,507 relative residues for P wave and 12,329 relative residues for PKIKP. Resolution tests indicated a maximum resolution of heterogeneities with dimensions of 390 x 390 km. The obtained velocity anomalies have a good correlation with the tectonic domains proposed for the Brazil Central Shield, where there is a better resolution. The Bacajá and Carajás domains had similar characteristics with velocity anomalies above 1%, which suggests a thick lithosphere in these domains. The Tapajós, Juruena and Alta Floresta domains are represented by high velocity anomalies with intermediate values (between 0 and 1%). The extreme-northern portion of the Tapajós-Parima Province, as well as the Irixi Xingu domain, are characterized by low velocity anomalies, revealing regions of lithospheric thinning, which may be the result of previous magmatic events. Our work also revealed an important relationship between P-wave high velocity anomalies and occurrences of several mineral systems, bringing a new regional metallogenic control to the Amazonian Craton region.

Keywords: Amazonian Craton, Multiple-Frequency Seismic Tomography, Subcontinental Lithospheric Mantle, Finite Frequency.

Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo	v
Abstract.....	vi
Sumário.....	vii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xiii
Capítulo 1 – Introdução	1
1.1 Introdução	1
1.2 Principais trabalhos tomográficos anteriores	1
Capítulo 2 - Contexto Tectônico	5
2.1 Introdução	5
2.1.1 Evolução dos modelos de compartimentação para o Cráton Amazônico	6
2.1.2 Províncias Tectônicas	13
Capítulo 3 - Método de Múltiplas-frequências.....	20
3.1 Introdução	20
3.2 Teoria de raios	21
3.3 Efeitos de Difração	23
3.3.1 Espalhamento	23
3.3.2 Cicatrização de Frente de Onda.....	27
3.4 Tomografia de Múltiplas Frequências	28
Capítulo 4 – Dados	29
4.1 Introdução	29
4.2 Obtenção dos resíduos relativos	30
Capítulo 5 – Inversão.....	35
5.1 Introdução	35
5.2 Parametrização	35
5.3 Correções de tempo de percurso	37
5.3.1 Correção crustal	37
5.3.2 Correção topográfica	38
5.3.3 Correção de elipticidade	38
5.4 Cálculo da matriz kernel	39
5.5 Regularização e solução do problema linear inverso.....	40

Capítulo 6 - Resolução dos dados.....	42
6.1 Introdução	42
6.2 Densidade da <i>matriz kernel</i>	42
6.3 Testes de <i>Checkerboard</i>	42
Capítulo 7 - Resultados	49
7.1 Introdução	49
7.2 Descrição dos resultados.....	49
7.2.1 Escudo Brasil Central	49
7.2.2 Escudo das Guianas	50
Capítulo 8 - Artigo com a discussão dos resultados.....	57
8.1 Estrutura litosférica da porção sudeste do Cráton Amazônico por Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências: Implicações tectônicas e metalogenética.....	57
Capítulo 9 - Conclusões.....	81
Referências Bibliográficas.....	83
Anexo A - Estações Sismográficas.....	96

Lista de Figuras

- Figura 1.1 – Comparação das áreas estudadas nos principais trabalhos utilizando o método de tomografia de tempo de percurso no Brasil (e em parte da América do Sul)..... 3
- Figura 1.2 - Seção horizontal na profundidade de 300 km para o modelo tomográfico de Azevedo (2017). As linhas Brancas indicam os limites dos domínios geocronológicos propostos por Tassinari e Macambira (2004). Amazônia Central (AC), Maroni-Itacaiunas (MI), Ventuari-Tapajós (VT), Rio Negro-Juruena (RNJ), Rondoniana-San Ignacio (RS) e Sunsás (S).4
- Figura 2.1 - Compartimentação geotectônica da plataforma Sul-Americana com ênfase no Cráton Amazônico (Adaptado de Almeida et al., 1977;1981). 5
- Figura 2.2 - Modelos percursos de compartimentação tectônica para o Cráton Amazônico que deram origem as linhas de pesquisa: a) Hasui et al. (1984) para os modelos geofísicos-estruturais e b) Amaral (1974) para os modelos geocronológicos (Modificado de Hasui et al.,1984 e Santos, 2003).....7
- Figura 2.3 - Evolução dos primeiros modelos de compartimentação geocronológica para o Cráton Amazônico. a) Amaral (1974), b) Cordani et al. (1979) e c) Teixeira et al. (1989). A evolução destes modelos ocorreu principalmente devido à grande expansão da disponibilidade de dados geocronológicos provenientes do projeto Radam (Baseado em Santos et al., 2003)..... 8
- Figura 2.4 - Disposição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico apresentado por Tassinari e Macambira (2004) 9
- Figura 2.5 - Modelo de distribuições das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico apresentado por Santos et al. (2000). 11
- Figura 2.6 - Modelo de Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico propostas por Santos (2003)..... 12
- Figura 2.7 - Domínios tectônicos das Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico proposto por Vasquez et al. (2008) a partir de trabalhos anteriores (Modificado de Vasquez et al., 2017). 13
- Figura 3.1 - Figura esquemática da Teoria de Born de Primeira Ordem em um meio homogêneo. A onda sísmica $s(t)$ captada pelo receptor é uma combinação de uma onda direta $u(t)$ com uma onda espalhada de primeira ordem $\delta u(t)$. Esta teoria assume que

espalhamentos múltiplos não contribuem significativamente na forma de onda (modificado de Nolet et al., 2005).	24
Figura 3.2 - Posição do máximo da função de correlação cruzada $C(t)$ entre uma onda direta $u(t)$ e uma onda direta que sofreu interferência por espalhamento simples $u(t) + \delta u(t)$. Em a) $\delta u(t)$ foi gerado por uma anomalia de alta velocidade sísmica, gerando uma polaridade negativa e adiantando o máximo da função $C(t)$. Em b) $\delta u(t)$ foi gerado por uma anomalia de baixa velocidade sísmica, gerando uma polaridade positiva e atrasando o máximo da função de correlação cruzada (NOLET et al., 2005).	25
Figura 3.3 - Caso uma onda direta $u(t)$ sofra interferência de uma onda espalhada $\delta u(t)$ proveniente de uma pequena heterogeneidade localizadas ao longo do raio sísmico, $\delta u(t)$ não deforma $u(t)$. Ou seja, $u(t) \pm \delta u(t)$ somente influenciará na amplitude da onda direta (NOLET et al., 2005).	25
Figura 3.4 - Três exemplos de <i>Banana-Doughnut kernels</i> para onda P em diferentes frequências e com distância angular de 70° (modificado de Yang et al., 2006).	26
Figura 3.5 - Simulação 2D de uma frente de onda ao passar por uma anomalia de alta (a) ou baixa (b) velocidade, após tempos arbitrários de 10, 35, 60 e 85. A direção de propagação da onda é ascendente, porém a janela de amostragem se move junto a onda, tal que a frente de onda sempre se posiciona no centro (NOLET, 2008).	27
Figura 3.6 - Ilustração do aperfeiçoamento de resolução da tomografia de múltiplas frequências em relação a teoria de frequências finitas e de raios (modificado de Zaroli, 2010).	28
Figura 4.1 - Mapa da área de estudo (quadrado vermelho) com a distribuição das estações sismográficas (triângulos) e as principais unidades tectônicas do Brasil: Cráton Amazônico (CA), Bacia do Amazonas (BA), Bacia do Parnaíba (BPN), Província Borborema (PB), Cráton São Francisco (CSF), Província Tocantins (PT) e Bacia do Paraná (BPR). A delimitação do Cráton Amazônico está em destaque.	29
Figura 4.2 - Mapa da distribuição dos 469 eventos sísmicos utilizados neste trabalho com relação ao centro da área de estudo. Os círculos definem os limites das distancias epicentrais para a onda P (30° e 95°) e para a PKIKP (150° a 180°).	30
Figura 4.3 - Espectro de potência de um evento sísmico de magnitude 6.4 ocorrido na Cordilheira dos Andes no dia 23/03/2015. Sobre o dado bruto estão dispostos os filtros aplicados sobre as frequências centrais de 0,03, 0,06, 0,13, 0,25, 0,5 e 1 Hz	32
Figura 4.4 - Histograma dos resíduos relativos para seis bandas de frequências, com seus valores centrais em 0,03, 0,06, 0,13, 0,25, 0,5 e 1 Hz.	33

Figura 4.5 - Exemplo do resultado dos sismogramas ao serem corrigidos pelos resíduos relativos obtidos pela metodologia proposta por Bonnin et al. (2014).....	34
Figura 5.1 - Geometria das seis partes provenientes da parametrização da Terra em cubo (SIMONS et al., 2011).....	36
Figura 6.1 - Mapa da densidade da coluna de kernel D_j na profundidade de 135 km para a região do Cráton Amazônico. Os triângulos brancos representam as estações sismográficas utilizadas neste trabalho.....	43
Figura 6.2 - Resultado do teste de <i>checkerboard</i> com anomalias positivas e negativas de 234 x 234 (cima), 390 x 390 (centro) e 546 x 546 km (baixo), a uma profundidade de 135 km. Na esquerda está representado a seção horizontal do modelo sintético, e na direita o modelo recuperado. Os quadrados vermelhos e azuis representam as anomalias sintéticas negativas e positivas, respectivamente.	45
Figura 6.3 - Seções horizontais do modelo recuperado a partir do modelo sintético com anomalias positivas e negativas de 390 x 390 km. Foram extraídas seções para as profundidades de 34, 68, 135 e 226 km. Os quadrados vermelhos e azuis representam as anomalias sintéticas negativas e positivas, respectivamente.	46
Figura 6.4 - Seções horizontais do modelo recuperado a partir do modelo sintético com anomalias positivas e negativas de 390 x 390 km. Foram extraídas seções para as profundidades de 316, 384, 429 e 497 km. Os quadrados vermelhos e azuis representam as anomalias sintéticas negativas e positivas, respectivamente.	47
Figura 6.5 - Seções verticais do modelo recuperado a partir do modelo sintético com anomalias positivas e negativas de 390 x 390 km.. Os quadrados vermelhos e azuis representam as anomalias sintéticas negativas e positivas, respectivamente.	48
Figura 7.1 - Seção horizontal do modelo tomográfico para a profundidade de 68 km. As linhas grossas representam o limite das províncias tectônicas propostas por Vasquez et al. (2008; 2017). As linhas pontilhadas definem os limites internacionais bem como os limites dos domínios tectônicos em território brasileiros.	51
Figura 7.2 - Seção horizontal do modelo tomográfico para a profundidade de 135 km. As linhas grossas representam o limite das províncias tectônicas propostas por Vasquez et al. (2008; 2017). As linhas pontilhadas definem os limites internacionais bem como os limites dos domínios tectônicos em território brasileiros.	52
Figura 7.3 - Seção horizontal do modelo tomográfico para a profundidade de 226 km. As linhas grossas representam o limite das províncias tectônicas propostas por Vasquez et al.	

(2008; 2017). As linhas pontilhadas definem os limites internacionais bem como os limites dos domínios tectônicos em território brasileiros.	53
Figura 7.4 - Seção horizontal do modelo tomográfico para a profundidade de 315 km. As linhas grossas representam o limite das províncias tectônicas propostas por Vasquez et al. (2008; 2017). As linhas pontilhadas definem os limites internacionais bem como os limites dos domínios tectônicos em território brasileiros.	54
Figura 7.5 - Seções verticais do modelo tomográfico para os perfis A, B, C e D apresentados na Figura 6.5. Os domínios tectônicos propostos por Vasquez et al. (2008; 2017), com exceção dos domínios sem resolução suficiente, foram sobrepostos as seções.....	55
Figura 7.6 - Seções verticais do modelo tomográfico para os perfis E, F, G e H apresentados na Figura 6.5. Os domínios tectônicos propostos por Vasquez et al. (2008; 2017), com exceção dos domínios sem resolução suficiente, foram sobrepostos as seções.....	56

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Raio das camadas 37 camadas verticais utilizadas na parametrização	37
Tabela 2 - Lista das estações sismográficas utilizadas neste trabalho.....	97

Capítulo 1 – Introdução

1.1 Introdução

Uma vez que ocorre um terremoto, são desencadeadas ondas sísmicas que atravessam o interior da Terra e são registradas por estações sismográficas. Durante este caminho, a onda sofre contribuição das estruturas presentes no trajeto que influenciam o seu tempo de percurso. A Tomografia Sísmica utiliza este tempo para aferir as variações de velocidades sísmicas na Terra, contribuindo para o entendimento de estruturas profundas.

Neste trabalho vamos abordar a estrutura do Manto Continental Sublitosférico (SCLM) sob o Cráton Amazônico, uma das regiões mais expressivas da Plataforma Sul-Americana, em especial de sua porção centro-sul, relacionada ao Escudo Brasil Central. Os métodos de Tomografia Sísmica são amplamente utilizados para estudar o SCLM sob os crátons, inclusive na plataforma sul-americana (AZEVEDO et al., 2015; 2017; ROCHA et al., 2011; 2016). Nos últimos anos, a cobertura de estações sobre o cráton evoluiu consideravelmente devido aos esforços das instituições de pesquisa responsáveis pela Rede Sismográfica Brasileira (RSBR - BIANCHI et al., 2018), especialmente com as estações operadas pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (UnB) em conjunto com a Universidade de São Paulo (USP).

Com os novos dados disponíveis, obtivemos um novo modelo tomográfico para o Cráton Amazônico, utilizando o método de Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências. Nesta abordagem os resíduos relativos obtidos por técnicas de correlação cruzada são dependentes da frequência, em um volume chamado *Banana-Doughnut Kernel*. Para a obtenção destes resíduos relativos, foi utilizada a metodologia descrita em Bonnin et al. (2014). Esta metodologia possibilita a obtenção dos resíduos de maneira semi-automática, que resultou numa considerável diminuição no tempo de processamento dos dados sismológicos se comparado com técnicas de marcação manual.

1.2 Principais trabalhos tomográficos anteriores

Acredita-se que o marco inicial para o desenvolvimento da tomografia sísmica está relacionado a apresentação de Keiti Aiki (AKI et al., 1974 apud NOLET, 2008) no *American*

Geophysical Union (AGU) em 1974. Aki et al. (1974) apresentaram pela primeira vez a utilização de tempo de percurso de ondas P em termos de velocidade em três dimensões na qual até então era interpretada em uma dimensão (MOHOROVIČIĆ, 1909 *apud* HERAK, 2010; JEFFREYS, 1926; LEHMANN, 1936; KE, 1940).

A partir da década de 70, a quantidade de dados sismológicos disponíveis aumentou consideravelmente devido a grande expansão de redes sismográficas internacionais. Estes dados permitiram um avanço no desenvolvimento de modelos de velocidade sísmica globais, como: *Preliminary Reference Earth Model* (DZIEWONSKI; ANDERSON, 1981), o IASP91 (KENNETT; ENGD AHL, 1991) e o AK135 (KENNETT et al, 1995). O desenvolvimento destes modelos demonstrou que a estrutura interna da Terra pode ser aproximadamente representada por modelos esféricos simétricos.

A partir destes modelos, foi possível calcular o tempo teórico de percurso das ondas sísmicas no interior da Terra. No entanto, sabe-se que a Terra é heterogênea, e que há resíduos de tempo entre o tempo teórico e o tempo de chegada da onda sísmica observada no sismograma. A utilização desses resíduos para imagear estruturas internas na Terra foi denominado de Tomografia Sísmica. Este nome foi baseado na Tomografia Médica que na década de 70 substituía as placas fotográficas por receptores de raios-X que permitiam reconstrução da densidade por observações discretas, posteriormente denominado de Tomografia Computadorizada (NOLET, 2008).

O grande avanço nos métodos de tomografia sísmica permitiu imagear macroestruturas até então concebidas de forma teórica. Entre estas estruturas destacam-se a subducção de placas litosféricas (BENZ et al., 1992; LIU; ZHAO, 2016; SIGLOCH; NOLET, 2006), arquitetura litosférica (BEGG et al., 2009; LI, 2007; RAWLINSON et al., 2016) e convecções mantélicas locais (SCHMANDT; HUMPHREYS, 2010).

Diversos modelos de tomografia sísmica utilizando ondas de corpo foram gerados em território brasileiro (Figura 1.1). VanDecar et al. (1995) e Schimmel et al. (2003) desenvolveram modelos tomográficos para a região sudeste, abrangendo a Faixa Brasília, sul do Cráton São Francisco, Bacia do Paraná e Província Mantiqueira. Rocha et al. (2011) utilizou mais dados para imagear a região Sudeste e Centro-Oeste, o que permitiu analisar a correlação entre uma possível pluma e o magmatismo da Faixa Brasília e Bacia do Paraná.

Azevedo et al. (2015) e Rocha et al. (2016) corroboraram a proposta de Assumpção et al. (2004) que a Faixa Brasília é caracterizada por uma anomalia de baixa velocidade que estaria

mais suscetível a falhamentos e conseqüentemente, eventos sísmicos. Estes autores que a Faixa Brasília, como parte da placa Sul-Americana, está sujeita a esforços compressoriais de direção E-W provenientes do espalhamento da dorsal mesoatlântica a leste e a da subducção da placa de Nazca a oeste. Nos resultados de Azevedo et al. (2015) e Rocha et al. (2016) a porção sudeste do Cráton Amazônico aparece como uma anomalia de alta velocidade.

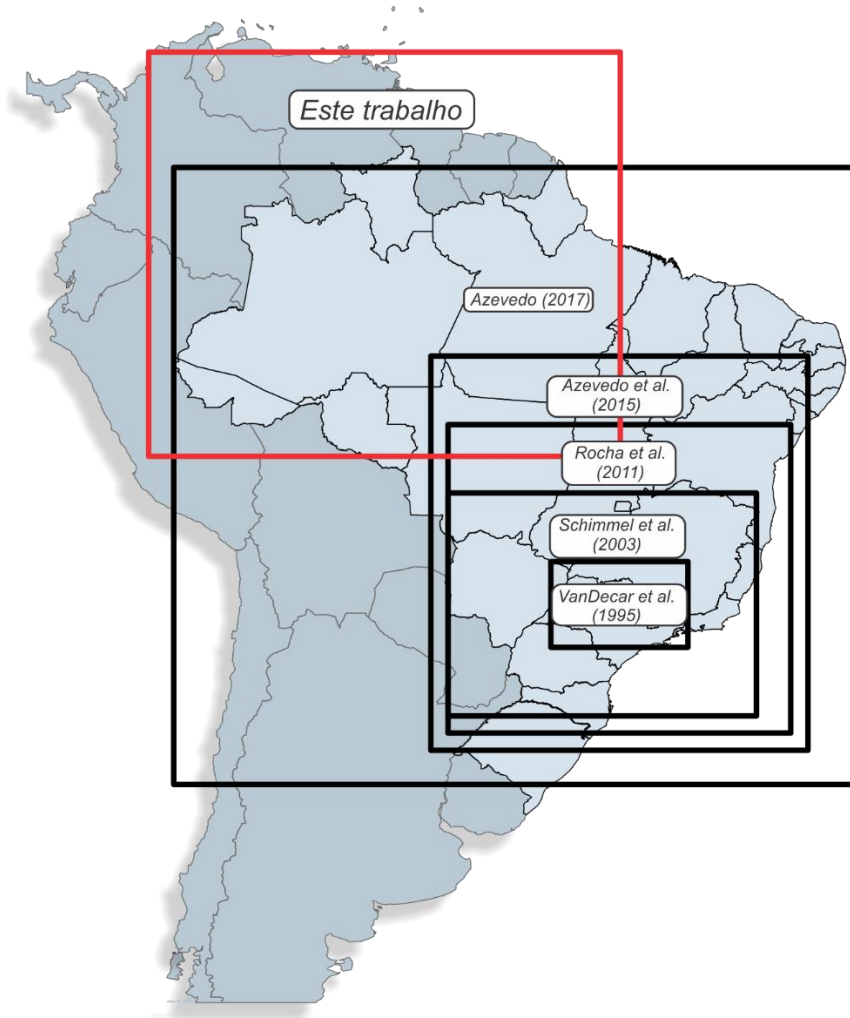


Figura 1.1 – Comparação das áreas estudadas nos principais trabalhos utilizando o método de tomografia de tempo de percurso no Brasil (e em parte da América do Sul).

Com o avanço na cobertura de estações sismográficas na região do Cráton Amazônico, Azevedo (2017) mostrou que o cráton é composto por anomalias de alta e baixa velocidade condizentes com domínios geocronológicos propostos por Tassinari e Macambira (2004). As anomalias de baixa velocidade estariam relacionadas com os limites entre as províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena, Sunsás, Ventuari-Tapajós, Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas enquanto as anomalias de alta velocidade na porção oeste seriam reflexo de um

núcleo cratônico (Figura 1.2). No entanto, este autor enfatiza a necessidade de uma melhor cobertura de estações sismográficas na região para que seja possível uma melhor caracterização dos domínios geocronológicos.

Os diversos modelos tomográficos existentes atualmente para o Crátón Amazônico são majoritariamente baseados na Teoria de Raios. O objetivo deste trabalho é desenvolver um novo modelo de tomografia sísmica de onda P para o Crátón Amazônico utilizando a Tomografia de Múltiplas Frequências (SIGLOCH et al., 2008). Esta metodologia considera o conteúdo de frequência das ondas sísmicas e seus efeitos de difração, possibilitando caracterizar feições fora do raio geométrico entre a fonte e receptor inicialmente proposto pela Teoria de Raios. A aplicação desta metodologia aumenta consideravelmente a resolução dos modelos, e traz um avanço no estudo de regiões com baixa cobertura de estações sismográficas como o Crátón Amazônico.

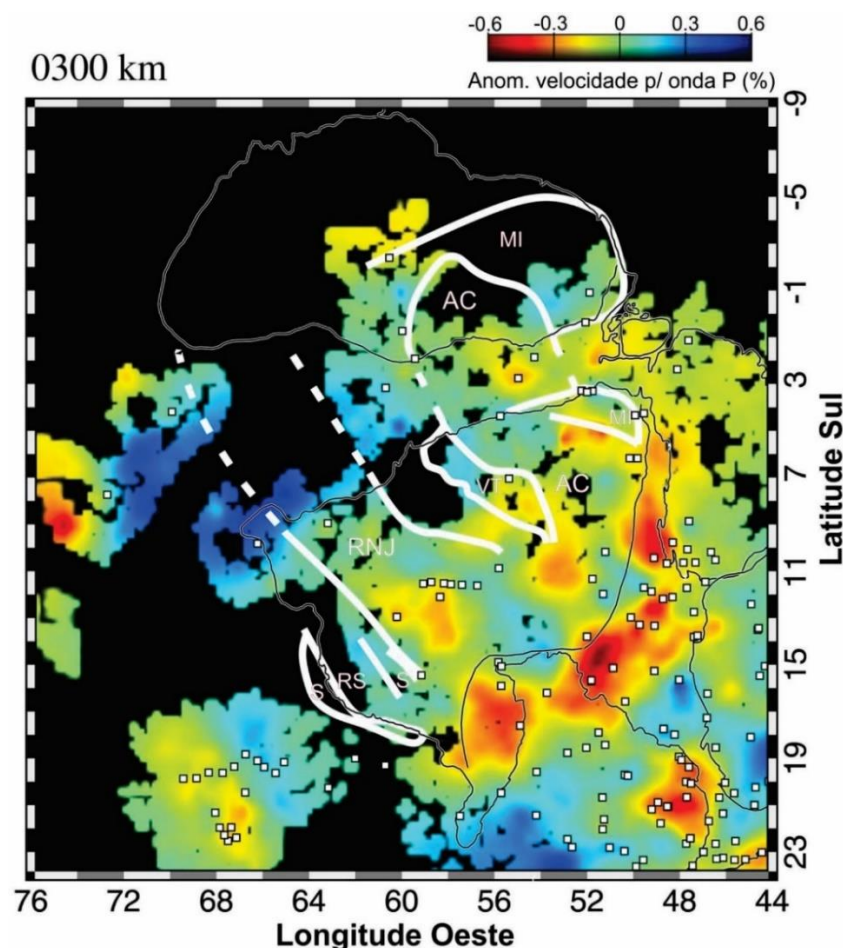


Figura 1.2 - Seção horizontal na profundidade de 300 km para o modelo tomográfico de Azevedo (2017). As linhas Brancas indicam os limites dos domínios geocronológicos propostos por Tassinari e Macambira (2004). Amazônia Central (AC), Maroni-Itacaiunas (MI), Ventuari-Tapajós (VT), Rio Negro-Juruena (RNJ), Rondoniana-San Ignacio (RS) e Sunsás (S).

Capítulo 2 - Contexto Tectônico

2.1 Introdução

O Cráton Amazônico é uma das feições tectônicas principais da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA; HASUI, 1984). Possui uma área de 4.500.000 km² constituída pelas plataformas pré-cambrianas: Escudo das Guianas e Brasil Central (ou Guaporé), separadas pelas coberturas fanerozoicas da Bacia do Solimões e do Amazonas (Figura 2.1). A maioria do cráton está localizada sobre a região norte do Brasil, mas também abrange a Guiana, Guiana Francesa, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia.

Apesar da sua reconhecida importância tectônica e metalogenética, este cráton ainda possui um dos menores níveis de conhecimento geológico em terrenos pré-cambrianos do mundo, devido principalmente a dificuldade de acesso e da densa cobertura por florestas equatoriais (CORDANI, 2017).

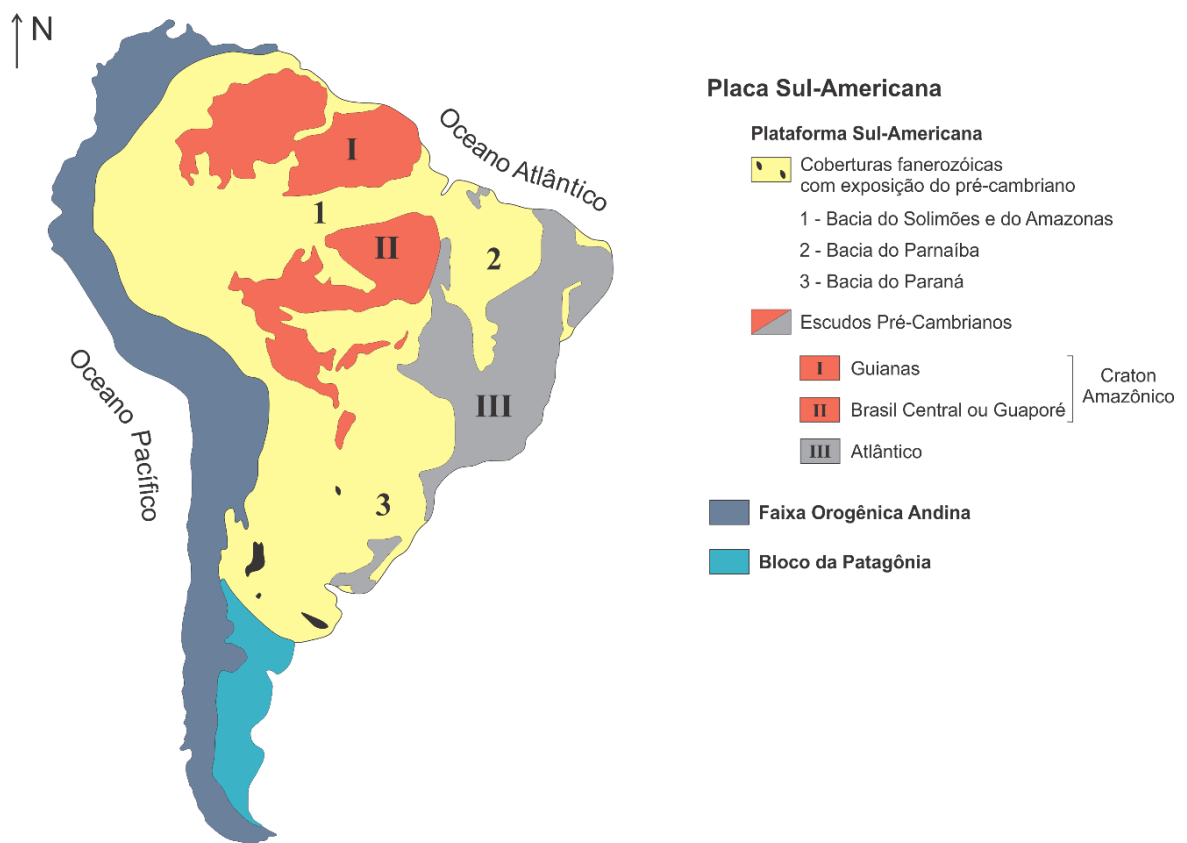


Figura 2.1 - Compartimentação geotectônica da plataforma Sul-Americana com ênfase no Cráton Amazônico (Adaptado de Almeida et al., 1977;1981).

2.1.1 Evolução dos modelos de compartimentação para o Cráton Amazônico

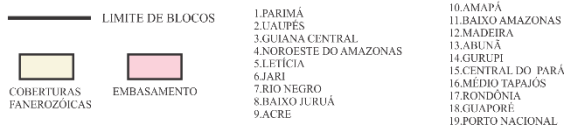
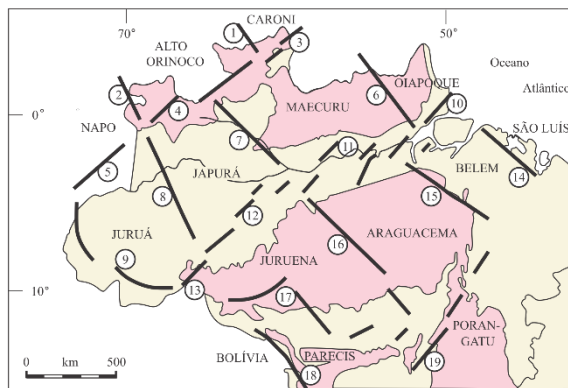
Inicialmente, os escudos das Guianas e o do Brasil Central eram consideradas plataformas pré-cambrianas com evolução geológica distintas, separadas por uma bacia **intercratônica**. Já na década de 70, com a análise de rochas vulcânicas e intrusivas oriundas do magmatismo ácido do Uatumã tanto na parte norte, quanto na parte sul (RAMGRAB; SANTOS, 1974), foi descoberto que se tratava de uma bacia **intra**cratônica. Ou seja, terrenos dispostos na região do Escudo das Guianas tinham continuidade no Escudo Brasil Central.

Desde então, há uma grande discussão sobre a formação e disposição dos blocos tectônicos do Cráton Amazônico. Vários modelos de compartimentação foram sugeridos, podendo ser divididos basicamente em duas linhas de pesquisa: i) modelos geofísicos-estruturais e ii) modelos geocronológicos.

Os modelos geofísicos-estruturais se baseiam principalmente em dados geofísicos (gravimetria e magnetometria), geológicos e estruturais. Nesta vertente se destacam os trabalhos de Hasui et al. (1984) e Costa e Hasui (1997). Estes autores entendem o cráton como um mosaico de doze blocos de idade arqueana ou paleoproterozoica (Figura 2.2a). Entretanto, levantamentos geológicos e geocronológicos recentes não suportam a vertente de compartimentação proposta pelos principais modelos geofísicos-estruturais.

Os modelos geocronológicos admitem que a evolução do cráton é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal que ocorreram durante o Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, ao redor de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano (VASQUEZ et al., 2008). Como precursor dos modelos geocronológicos temos o trabalho de Amaral (1974), que baseado nas claras correlações entre a parte norte (Escudo das Guianas) e a parte sul (Escudo Brasil Central) subdividiu o cráton de leste a oeste em disposição NW-SE (Figura 2.2b). Inicialmente foram propostas três províncias geocronológicas: Amazônia Oriental, Amazônia Central e Amazônia Ocidental. Este modelo se baseou principalmente em datações de K-Ar devido à escassez de dados de Rb-Sr disponíveis na época.

a) Hasui et al. (1984)



b) Amaral (1974)

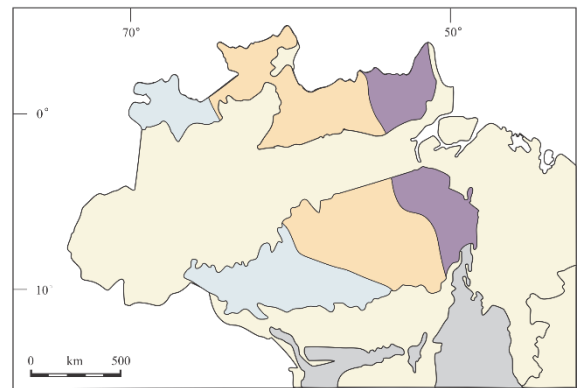


Figura 2.2 - Modelos percussores de compartimentação tectônica para o Cráton Amazônico que deram origem as linhas de pesquisa: a) Hasui et al. (1984) para os modelos geofísicos-estruturais e b) Amaral (1974) para os modelos geocronológicos (Modificado de Hasui et al., 1984 e Santos, 2003)

Com o projeto Radam (LIMA, 2008) houve um grande aumento na quantidade de dados geocronológicos disponíveis na região da Amazônia. Cordani et al. (1979) seguiram a mesma vertente de Amaral (1974) adicionando centenas de novos dados de Rb-Sr, providos por este projeto. Estes autores designaram a Província Amazônia Oriental de Maroni-Itacaiúnas com intervalos de formação entre 1,8 e 2,1 Ga, a Amazônia Central foi definida com idade superior a 2,1 Ga e a Amazônia Ocidental subdividida em Rio Negro-Juruena (1,7 - 1,45 Ga) e Rondoniana (1,4 - 1,1 Ga) (Figura 2.3b).

Seguindo a expansão de dados geocronológicos e geoquímicos isotópicos para a região do cráton, novas propostas de compartimentações foram sugeridas. Teixeira et al. (1989) conservou somente a Província Amazônia Central como uma província e compartimentou as demais em faixas móveis (Figura 2.3c):

- Maroni-Itacaiúnas (2,1 - 1,8 Ga) para Faixa Móvel Maroni-Itacaiunas (2,25 - 1,9 Ga, incluindo a faixa K'Mudku). Datações de U-Pb em zircão em Carajás realizadas por Gibbs et al. (1986) definiram Carajás como um terreno arqueano, levando Teixeira et al. (1989) a separá-lo da Faixa Móvel Maroni-Itacaiunas e adicioná-lo a Província Amazônia Central.
- Rio Negro-Juruena (1,7 - 1,45 Ga) para Faixa Móvel Rio Negro-Juruena (1,75 - 1,5 Ga)

- Província Rondoniana (1,4 - 1,1 Ga) foi subdividida em Faixa Móvel Rondoniana (1,45 - 1,25 Ga) e Faixa Móvel Sunsás (1,1 Ga - 900 Ma).

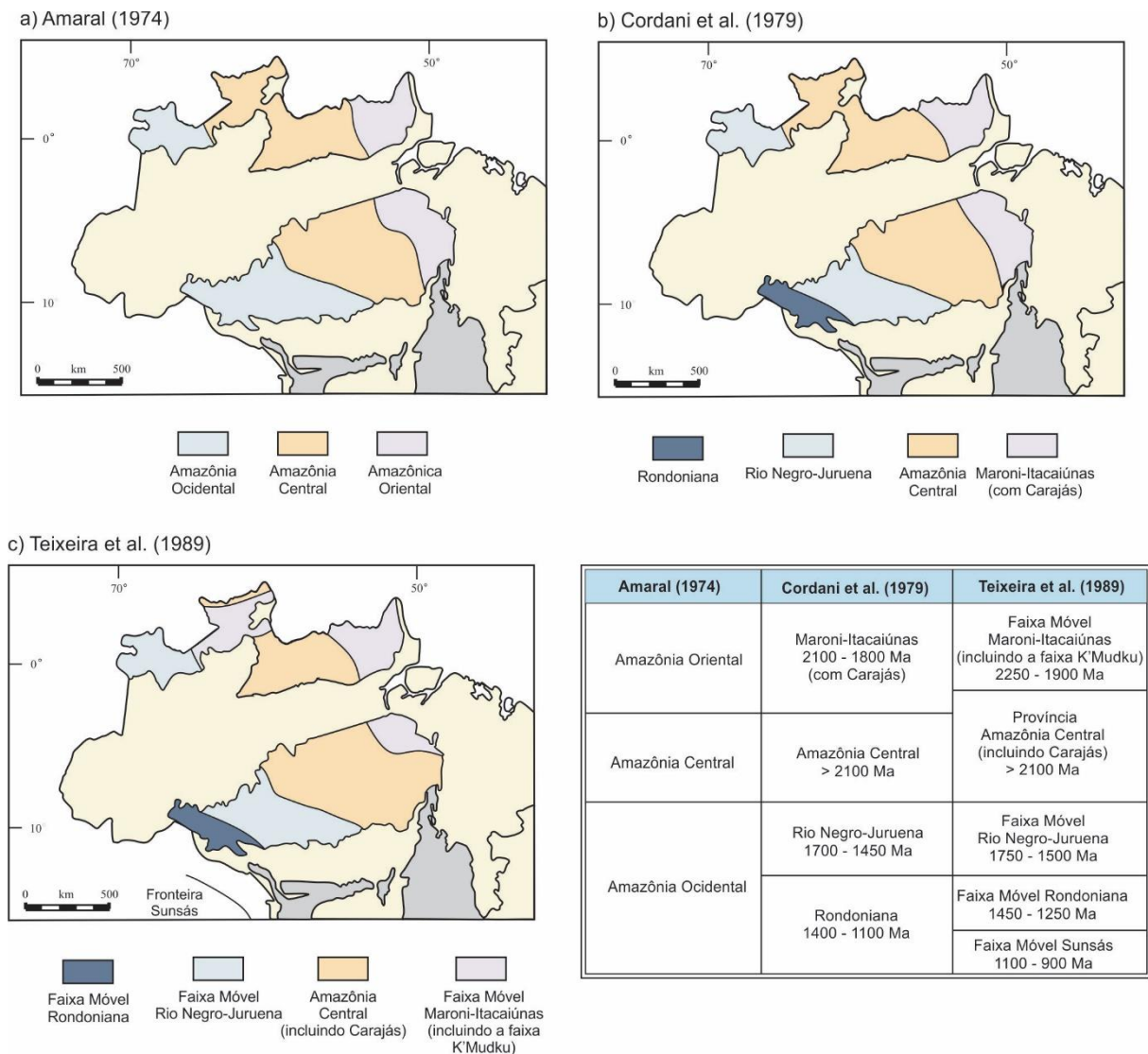
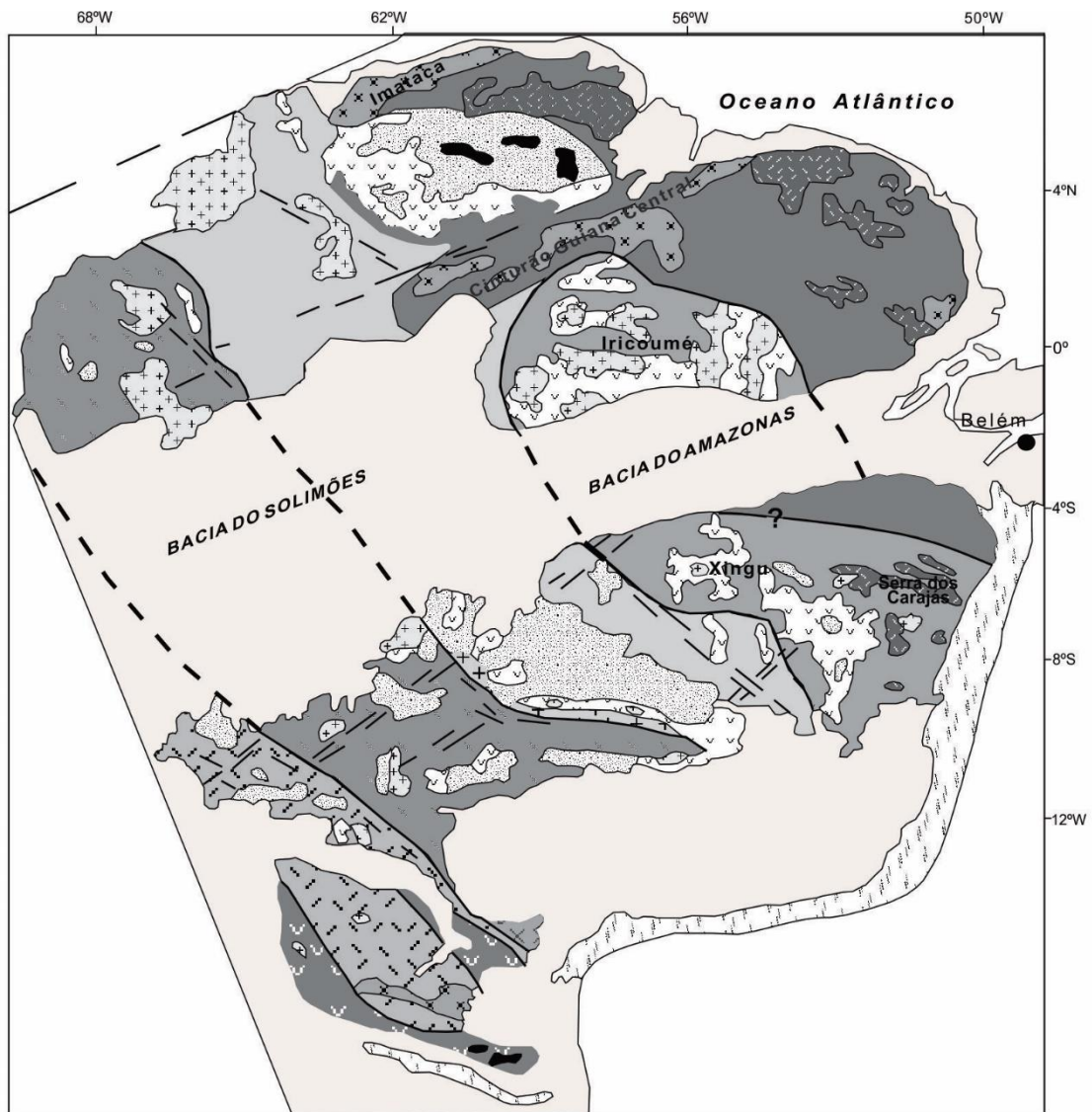


Figura 2.3 - Evolução dos primeiros modelos de compartimentação geocronológica para o Cráton Amazônico. a) Amaral (1974), b) Cordani et al. (1979) e c) Teixeira et al. (1989). A evolução destes modelos ocorreu principalmente devido à grande expansão da disponibilidade de dados geocronológicos provenientes do projeto Radam (Baseado em Santos et al., 2003).

Tassinari (1996), utilizando dados de Sm-Nd, caracterizou um domínio orogênico paleoproterozóico na porção central do cráton, denominado de Província Ventuari-Tapajós (1,9 - 1,8 Ga). Tassinari e Macambira (1999; 2004) entenderam esta província como um arco magmático acrescido à margem continental de um continente arqueano, seguido de magmas tipo-A de ambiente extensional (Figura 2.4).



Províncias Geocronológicas

-  Amazônia Central (>2,5 Ga)
-  Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,9 Ga)
-  Ventuari-Tapajós (1,9 - 1,8 Ga)
-  Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga)
-  Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga)
-  Sunsás (1,25 - 1,0 Ga)

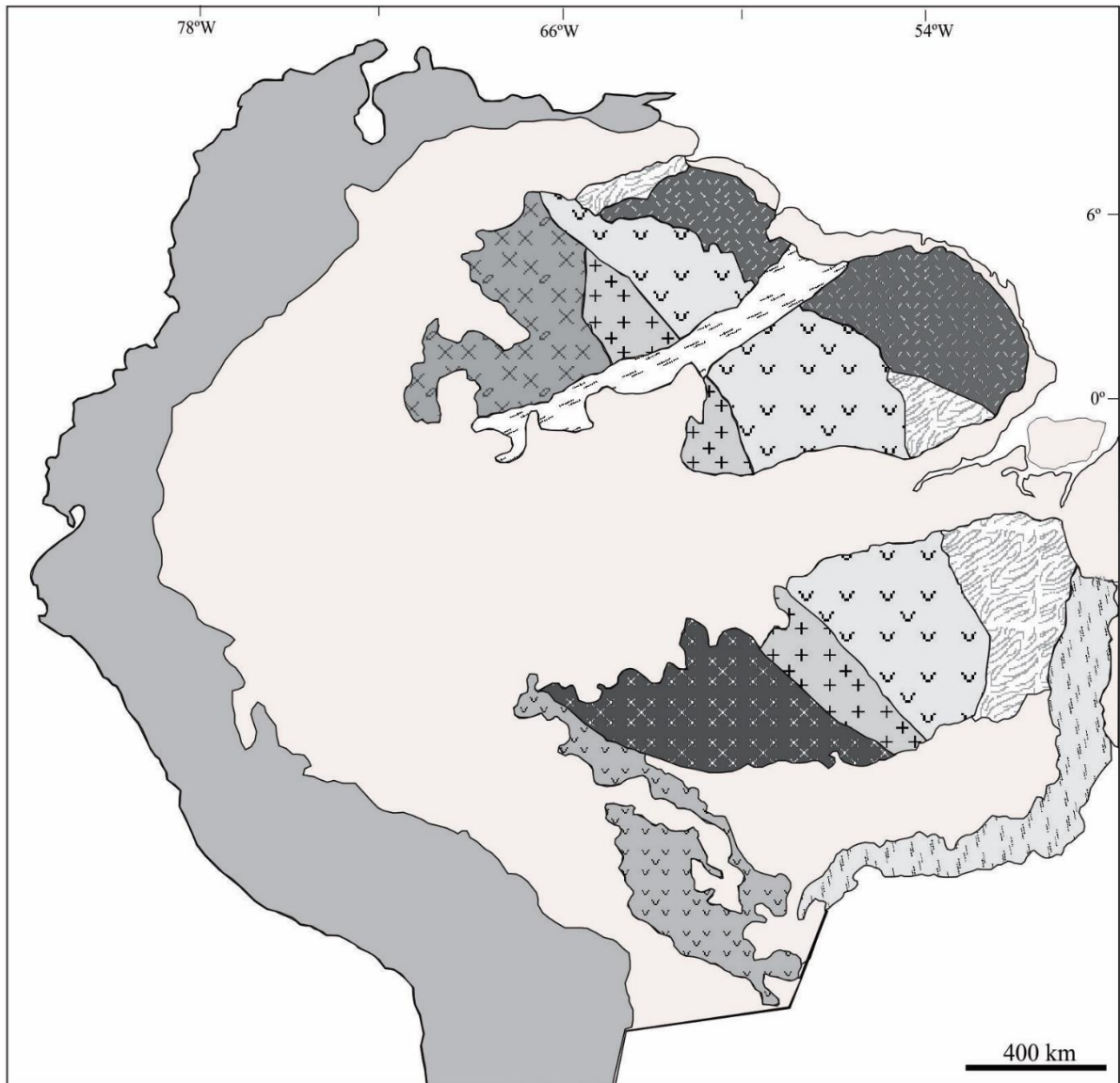
Unidades Geológicas

-  cobertura sedimentar fanerozoica
-  cobertura sedimentar pré-cambriana
-  granitóides
-  vulcanismo ácido intermediário
-  vulcanismo máfico
-  greenstones belts
-  complexos granulíticos
-  faixas neoproterozóicas
-  alto estrutural do embasamento

Figura 2.4 - Disposição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico apresentado por Tassinari e Macambira (2004).

Santos et al. (2000) alegaram limitações para o método Rb-Sr, base dos principais modelos de compartimentação (e.g. TASSINARI, 1996; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; 2004). Segundo estes autores, as limitações ainda seriam intensificadas em terrenos polideformados, polimetamorfizados e de alto grau metamórfico, onde os sistemas podem facilmente ser resetados. Assim, Santos et al. (2000) reinterpretaram a disposição das províncias geocronológicas com base em dados mais robustos de U-Pb e Sm-Nd (Figura 2.5), além de incluir dados de mapeamento geológico disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Algumas províncias foram reconhecidas por suas características geológicas, estruturais, magmáticas e isotópicas: Carajás e Imataca (3,1 - 2,53 Ga), Transamazônica (2,25 - 2,0 Ga), Tapajós-Parima (2,1 - 1,87 Ga), Amazônia Central (1,88 - 1,7 Ga), Rio Negro (1,86 - 1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,76 - 1,47 Ga) e Sunsás (1,33 Ga - 990 Ma). Santos et al. (2000) relacionaram o Bloco Imataca à porção arqueana a sudeste do cráton (Carajás), entretanto este bloco arqueano foi correlacionado por muitos autores com a Província Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,95 Ga) (e.g. TASSINARI, 1996; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999), sendo interpretado como fragmentos de crosta arqueana retrabalhada no paleoproterozóico. Além disso, Santos et al. (2000) limitaram a Província Transamazônica (correlata da Província Maroni-Itacaiunas) pela porção norte da Bacia do Amazonas, porém alguns trabalhos anteriores já indicavam a presença de retrabalhamento do embasamento arqueano e formação de crosta no paleoproterozóico ao sul daquela bacia (SILVA et al., 1974 *apud* VASQUEZ, 2006; CORDANI et al., 1984), que posteriormente seria caracterizado como Domínio Bacajá (SANTOS, 2003).

Com o avanço do programa geocronológico na Amazônia focados em análise de Sm-Nd e U-Pb SHRIMP agregados a trabalhos de campo realizados pela CPRM, Santos (2003) aperfeiçoou o modelo de Santos et al. (2000). O cráton foi compartimentado em sete províncias tectônicas ou geocronológicas: Sunsás e K'mudku (1,45 - 1,1 Ga), Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga), Rio Negro (1,82 - 1,520), Tapajós-Parima (2,03 - 1,88 Ga), Transamazonas (2,26 - 2,01 Ga), Carajás (3,0 - 2,5 Ga) e Amazônia Central (1,9 - 1,86 Ga). Também foram modificados limites entre as províncias, onde a Província Transamazonas foi estendida sobre a porção nordeste da Província Carajás (Domínio Bacajá) e foram encontrados terrenos tonalito-trondhjemitóico-granodiorito (TTG) com idade arqueana na porção noroeste do Domínio Iriri-Xingu. Além destas modificações, a principal adição de Santos (2003) foi a subdivisão das províncias em domínios tectônicos com evoluções distintas, utilizando padrões geocronológicos, litológicos, estruturais e geofísicos (Figura 2.6).



Províncias Geocronológicas

	Sunsás (1,33- 0,99 Ga)		Fanerozóico indiscriminado (bacia fanerozóicas)
	Rondônia-Juruena (1,76 -1,47 Ga)		Faixa orogênica Andina (Fanerozóico)
	Amazônia Central (1,88 - 1,70 Ga)		Faixa orogênica Araguaia (Neoproterozóico)
	Rio Negro (1,86 -1,52 Ga)		Faixa de cisalhamento K'Mudku (1,33-1,10 Ga)
	Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga)		
	Transamazônica (2,25-2,00 Ga)		
	Carajás-Imataca (3,10 - 2,53 Ga)		

Figura 2.5 - Modelo de distribuições das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico apresentado por Santos et al. (2000).

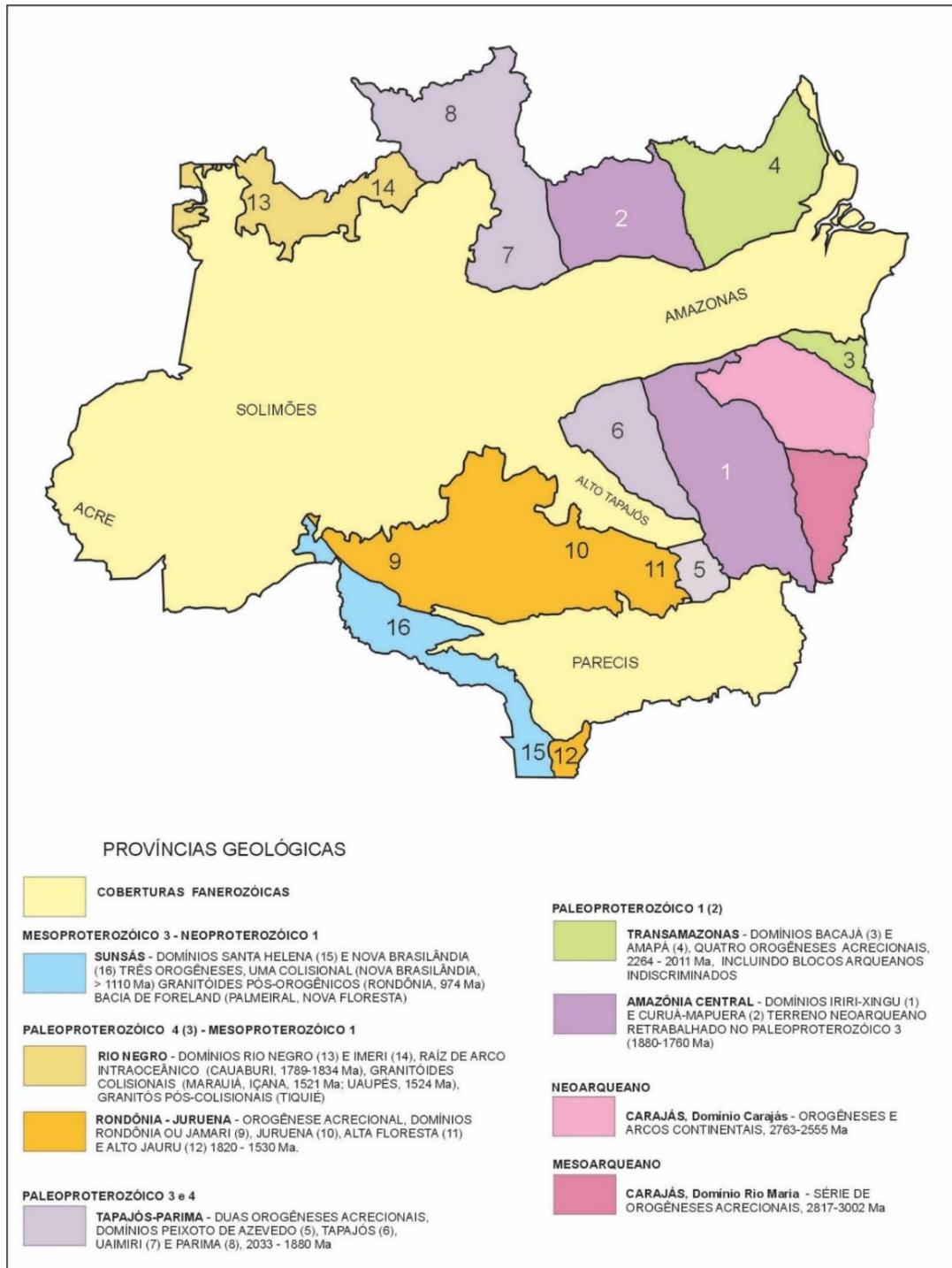
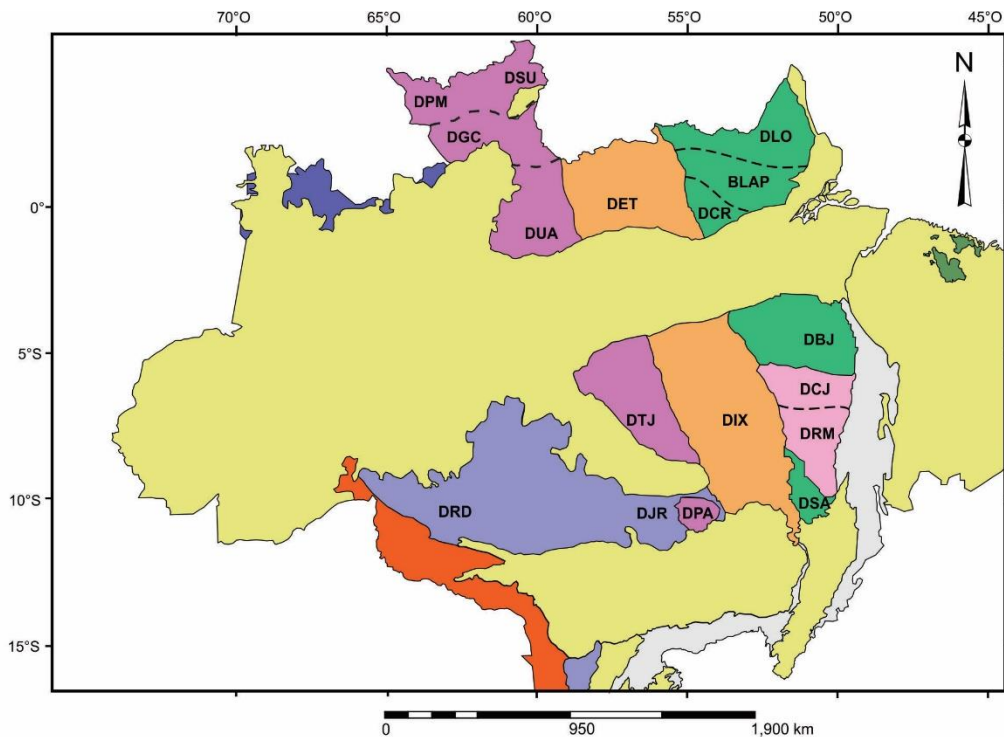


Figura 2.6 - Modelo de Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico propostas por Santos (2003).

Vasquez et al. (2008) adotou a divisão das províncias proposta por Santos (2003). No entanto, devido à grande quantidade de novos dados disponíveis e a reavaliação de dados antigos, estes autores propuseram algumas modificações (Figura 2.7).



Domínios tectônicos

Craton Amazônico

- Província Sunsás (1450 - 1000 Ma)
- Província Rio Negro (1820 - 1520 Ma)
- Província Rondônia- Juruena (1850 -1540 Ma)
- Província Amazônia Central (1990-1860 Ma)
- Província Tapajós-Parima (2040 - 1860 Ma)
- Província Transamazonas (2260 - 2060 Ma)
- Província Carajás (3000 - 2500 Ma)

outras províncias tectônicas

- Província Tocantins (Cinturão Araguaia and Paraguai)
- Província Parnaíba (Craton São Luís e Cinturão Gurupi)
- Bacias Fanerozóicas

Província Tapajós-Parima

- Domínio Surumu (DSU)
- Domínio Parima (DPM)
- Domínio Guiana Central (DGC)
- Domínio Uatumã-Anauá (DUA)
- Domínio Tapajós (DTJ)
- Domínio Peixoto Azevedo (DPA)

Província Carajás

- Domínio Carajás (DCR)
- Domínio Rio Maria (DRM)

Província Rondônia-Juruena

- Domínio Juruena (DJR)
- Domínio Rondônia (DRD)

Província Transamazonas

- Domínio Santana do Araguaia (DSA)
- Domínio Bacajá (DBJ)
- Domínio Carecuru (DCR)
- Bloco Amapá (BLAP)
- Domínio Lorenço (DLO)

Província Amazônia Central

- Domínio Erepecuru-Trombetas (DET)
- Domínio Iriri-Xingu (DIX)

Figura 2.7 - Domínios tectônicos das Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico proposto por Vasquez et al. (2008) a partir de trabalhos anteriores (Modificado de Vasquez et al., 2017).

2.1.2 Províncias Tectônicas

Neste trabalho foram utilizadas as nomenclaturas de províncias e domínios tectônicos utilizados por Vasquez et al. (2008;2017).

2.1.2.1 PROVÍNCIA CARAJÁS

A Província Carajás está localizada na parte sudeste do Escudo Brasil Central e representa um núcleo cratônico formado e estabilizado tectonicamente no Arqueano com estruturação disposta na direção WNW-ESSE (SANTOS, 2003). A província é compartimentada em dois domínios tectônicos: Carajás e Rio Maria (Figura 2.7). O limite entre estes domínios é composto por uma faixa transicional, aproximadamente E-W, definido a partir de dados geofísicos, tendo em vista que seu limite não é bem definido a partir de dados litológicos-estruturais.

O Domínio Rio Maria, foi inicialmente nomeado de Terreno Granito-Greenstone da Região de Rio Maria por Huhn et al. (1988). É composto por uma crosta mesoarqueana com a presença de *greenstone belts* envolvidos por granitóides e ortognaisses tipo TTG (VASQUEZ et al., 2008). Segundo Althoff et al. (2000), o Domínio Rio Maria representa um limiar entre os casos de sagdução, presentes do Cráton Pilbara (e.g. FRANÇOIS et al., 2014), e a tectônica horizontal predominante na Província Carajás. Este domínio possui ocorrências de ouro orogênico associados com zonas de cisalhamento regionais intersectado as sequências de greenstone belts e granitoides (e.g. BETTENCOURT et al., 2016; HUHNS, 1992; SANTOS et al., 1998; VILLAS; SANTOS, 2001).

Já o Domínio Carajás, possui uma crosta continental predominantemente neoarqueana afetada por alguns episódios de magmatismo granítico orosiriano tipo A (FRAGA et al., 2017; VASQUEZ et al., 2008). Este domínio é reconhecido pela sua grande quantidade de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG - *Iron oxide-copper-gold*) além de seus gigantes depósitos de minério de Ferro de alto teor (BETTENCOURT et al., 2016; MONTEIRO et al., 2008; REQUIA; FONTBOTÉ, 2000; TALLARICO et al., 2005).

2.1.2.2 PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS

A Província Transamazonas, definida por Santos (2003), possui uma correspondência geográfica com a Província Maroni-Itacaiunas, de Tassinari e Macambira (1999). Esta província representa uma extensa faixa orogênica composta de terrenos juvenis paleoproterozoicos com evoluções relacionadas a subduções de litosfera oceânica ou crostas arqueanas retrabalhadas estabilizada no Paleoproterozoico durante o Ciclo Transamazônico (VASQUEZ et al., 2008). Santos (2003) havia previamente compartimentado a Província

Transamazonas em Bloco Amapá, na porção sobre o Escudo das Guianas, e Domínio Bacajá, na porção correspondente ao Escudo Brasil Central. Vasquez et al. (2008) propôs inserir também os domínios Carecuru, Paru e Santana do Araguaia.

Rosa-Costa et al. (2006) definiu o Bloco Amapá como uma expressiva porção de crosta arqueana na Província Transamazonas, com evolução distinta da Província Carajás. Dados geocronológicos mostram uma complexa história evolutiva marcada por acresções e retrabalhamento crustal desde o final do Paleoarqueano até o Paleoproterozoico (ROSA-COSTA et al., 2006; VASQUEZ et al., 2008). Há conhecimento de depósitos auríferos na porção sudeste do Bloco Amapá. Dentre eles se destaca o depósito de Amapari, interpretado como depósito de ouro orogênico (MELO et al., 2003).

O Domínio Carecuru faz contato a leste com o Bloco Amapá, entretanto este limite ainda não é bem compreendido, sendo a princípio definido por dados aerogamaespectrométricos. Este domínio representa um terreno essencialmente paleoproterozóico com evolução relacionada ao Ciclo Transamazônico. Os depósitos auríferos do Domínio Carecuru estão concentrados no Distrito Aurífero de Ipitinga, e estão principalmente associados a veios de quartzo (KLEIN et al., 2014).

Previamente inserido no Domínio Carecuru, o Domínio Paru foi subdividido devido a suas diferenças litológicas e geocronológicas (VASQUEZ et al., 2008). Este domínio é composto principalmente de gnaisses granulíticos com idades neoarqueanas, hospedeiros de plútons charnoquíticos paleoproterozoicos (ROSA-COSTA, 2006).

Vasquez et al. (2008) descrevem o Domínio Bacajá como segmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico. Os depósitos de ouro neste domínio contam pouco informação, mas possuem forte controle estrutural e alteração hidrotermal, sugerindo uma correlação com depósitos de ouro orogênicos (KLEIN et al., 2014).

O Domínio Santana do Araguaia, localizado ao sul da Província Carajás, foi considerado por muito tempo uma continuidade dos terrenos granito-greenstones do Domínio Rio Maria (SANTOS, 2003). No entanto, a reinterpretação de dados antigos de K-Ar e Rb-Sr e a inclusão de novos dados geocronológicos obtidos através de evaporação de Pb em zircão indicaram o retrabalhamento da crosta arqueana durante o Ciclo Transamazônico (MACAMBIRA et al., 2007; VASQUEZ et al., 2008). Este domínio possui poucas ocorrências minerais conhecidas. A principal ocorrência é o depósito de ouro Mandi. Sua metalogênese é desconhecida,

entretanto as características do depósito sugerem correlação com depósitos de ouro orogênicos ou *intrusion-related* (KLEIN et al., 2014). Anomalias geoquímicas apontam para mineralizações de estanho, apesar de não haver conhecimento de depósitos relacionados a este mineral. Klein et al. (2014) sugerem que estas anomalias de estanho são correlacionadas com os granitóides do Domínio Iriri-Xingu.

2.1.2.3 PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA

A parte oeste da Amazônia Central (AMARAL, 1974) foi inicialmente reconhecida por Tassinari (1996) como Província Venturari-Tapajós. Esta província foi redefinida por Santos et al. (2000) como Província Tapajós-Parima, composta pela aglutinação de arcos insulares e de margem continental entre 2,03 e 1,88 Ga (SANTOS et al., 2004). Esta província é composta pelos domínios Surumu, Parima, Uatumã-Anauá, Tapajós e Alta Floresta.

O Domínio Tapajós representa a porção meridional da Província Tapajós-Parima. Possui uma direção preferencial NW-SE, paralela as falhas e zonas de cisalhamento que controlam a maioria das intrusões ígneas e depósitos vulcânicos tardi- a pós-tectônicos (JULIANI et al., 2014). Este domínio é formado por rochas vulcânicas félsicas e granitos de 2,03 a 1,88 Ga que podem ser relacionados a sucessivos arcos magmáticos (SANTOS et al., 2000) ou a um arco magmático seguido de eventos magmáticos pós-colisionais (VASQUEZ et al., 2002). Os depósitos de ouro desse domínio são controlados por veios de quartzo relacionados a zonas de cisalhamento NW-SE que cortam depósitos de Au-Cu pórfiros e *intrusion-related*, bem como depósitos epitermais relacionados a caldeiras vulcânicas (JULIANI et al., 2014).

O Domínio Parima pertence a porção setentrional da província e recobre parte da porção oeste do estado de Roraima. Este domínio é caracterizado por lineamentos estruturais de direção predominante NW-SE a E-W e extensivos terrenos granito-greenstone pós-transamazônicos (REIS et al., 2003). Este domínio é conhecido pelo seu grande número de ocorrências auríferas aluvionares (BORGES et al., 2014).

O Domínio Surumu (REIS; FRAGA, 2000 *apud* HOLANDA et al., 2014) recobre a porção nordeste do estado de Roraima, e apresenta lineamentos E-W que interagem a oeste com os lineamentos do Domínio Parima. Possui expressiva ocorrência de granitos e vulcanitos

cálcio-alcálicos ácidos estruturalmente controlados. É importante ressaltar o grande potencial metalogenético deste domínio para ouro e diamantes aluvionares (BORGES et al., 2014).

O Domínio Uatumã-Anauá cobre parte da região sudeste do estado de Roraima. Possui lineamentos estruturais NE-SW e ENE-WSW e é caracterizado por granitóides orosiriano (HOLANDA et al., 2014).

O Domínio Alta Floresta, também conhecido como Domínio Peixoto de Azevedo, é como um enclave da crosta do Domínio do Tapajós no Domínio do Juruena (Figura 2.7). Este domínio é composto por granitóides de 2,04 a 1,85 Ga que cortam zonas de cisalhamento WNW-ESE e granitos pórfiro de 1,78 Ga com depósitos auríferos.

2.1.2.4 PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

A Província Amazônia Central foi inicialmente definida como a porção mais antiga do Cráton Amazônico (CORDANI et al., 1979; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; TEIXEIRA et al., 1989) com idades superiores a 2,3 Ga e, portanto, não sendo afetada pelo Ciclo Transamazônico (VASQUEZ et al., 2008). Santos (2003) já havia proposto uma individualização da província em dois domínios (Figura 2.6), no entanto Vasquez et al. (2008) usaram denominações diferentes e destacaram a ocorrência de rochas de 1,99 Ga nestes (Figura 2.7). Atualmente a província é dividida em Domínio Irixi-Xingu a sul e Domínio Erepecuru-Trombetas a norte (VASQUEZ et al., 2008). Esta província possui poucos depósitos minerais conhecidos. Dentre eles podemos citar depósitos de ouro (e.g Madalena e Esperança), estanho, titânio e fosfato (Vasquez, 2014).

O Domínio Irixi-Xingu é composto por rochas vulcânicas félsicas e granitos de 1,99 a 1,87 Ga que se distinguem das rochas coevas do Domínio Tapajós por possuírem uma forte fonte de crosta arqueana segundo dados de isótopos de Nd que aumentam em direção aos domínios arqueanos Carajás e Rio Maria (FERNANDES et al., 2011; SEMBLANO et al., 2016). As rochas vulcânicas cálcio-alcálicas de alto potássio relacionaram-se a uma *flat subduction* de um arco magmático (1,9 e 1,88 Ga) do Domínio Tapajós (FERNANDES et al., 2011), no entanto uma SLIP (*Silic Large Igneous Province*) pode ser uma alternativa para explicar o amplo magmatismo félsico paleoproterozoico de 1,88 Ga na parte central do cráton (KLEIN et al., 2012).

Vasquez (2014) propôs que o magmatismo félsico de 1,91 a 1,87 Ga do Domínio Uatumã-Anauá se estende para o Domínio Erepecuru-Trombetas, e que as rochas de embasamento deste são a continuidade dos domínios transamazônicos a leste. Localmente ocorrem rochas andesíticas de 1,99 Ga associadas as rochas dacíticas de 1,89 Ga (BARRETO et al., 2013).

2.1.2.5 PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA

Inicialmente as regiões de Rondônia e Juruena eram consideradas áreas de evolução distintas a partir de isócronas de Rb-Sr (TASSINARI, 1996). No entanto, Santos et al. (2000) analisando novos dados de U-Pb e mapas geológicos disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SCANDOLARA et al., 1996), propuseram que estas regiões provavelmente fazem parte da mesma província, denominada de Província Rondônia-Juruena. Esta província possui uma estruturação regional WNW-ESE ou E-W e seu contato com a Província Tapajós-Parima é parcialmente coberto por rochas sedimentares da Bacia do Alto Tapajós (Figura 2.7). Santos (2003) subdividiu a província em Domínio Rondônia (ou Domínio Jamari) e Domínio Juruena. A principal diferença entre estes domínios está relacionada a sua idade, na qual o Domínio Rondônia (1,76 a 1,65 Ga) é ligeiramente mais jovem que o Domínio Juruena (1,84 a 1,79 Ga). Tendo em vista a vasta quantidade de nomenclaturas aplicadas para estes domínios, adotaremos a subdivisão da província em Domínio Juruena e Domínio Rondônia.

O Domínio Juruena caracteriza a porção leste da província fazendo fronteira com a Província Tapajós-Parima. Este domínio é composto por rochas vulcânicas félsicas e granitos com idades entre 1,82 e 1,75 Ga que podem estar relacionados a arcos magmáticos (FRASCA; BORGES, 2003) ou a uma fusão da crosta do Domínio Tapajós durante um evento de extensão da litosfera continental (RIZZOTTO et al., 2016). Os depósitos de ouro magmático-hidrotermal são dominantes nesse domínio, e estão hospedados em granitoides e rochas vulcânicas félsicas de 1,81 a 1,75 Ga. Há também um grande depósito VMS (*Volcanogenic massive sulfide ore deposit*) associado a sequência metavulcano-sedimentar de 1,75 Ga.

O Domínio Rondônia é composto por gneisses e granitos com idade entre 1,76 e 0,99 relacionados a arcos magmáticos e configurações intraplaca (SCANDOLARA et al. 2017). Este domínio possui depósitos de estanho de classe mundial relacionados a granitos tipo A, juntamente com depósitos VMS/SEDEX Zn-Pb-Cu associados a sucessões vulcânicas e

sedimentares metamorfizadas. Este domínio também possui ocorrência de diamantes associados a kimberlitos.

2.1.2.6 PROVÍNCIA RIO NEGRO

A Província Rio Negro se localiza na porção noroeste do Cráton Amazônico e representa uma das regiões com menor conhecimento geológico do mundo. Esta província é composta por um embasamento do final do Paleoproterozoico, granitoides de um primeiro arco continental, granitoides Mesoproterozoicos e sequências de quartzo-arenito referentes ao Grupo Roraima (leste) e o Grupo Tunui (oeste) limitadas a leste pela antiga cadeia orogênica Tapajós-Parima (SANTOS et al., 2000). Poucos trabalhos de caráter prospectivo foram realizados nesta província. Se destaca o depósito mineral de Nióbio de Seis Lagos.

Capítulo 3 - Método de Múltiplas-frequências

3.1 Introdução

A Tomografia Sísmica de Tempo de Percurso vem contribuindo para o entendimento de estruturas profundas desde a década de 70. Os primeiros estudos tomográficos foram realizados utilizando resíduos de tempo de percurso obtidos pela marcação manual da chegada da onda sísmica. No entanto, a marcação manual das fases é um processo demorado, já que a chegada da onda nem sempre aparecem de forma clara nos sismogramas. VanDecar e Crosson (1990) substituíram a marcação manual pelo método de correlação cruzada MCCC (*Multi-Channel Cross-Correlation*). Este método aperfeiçoou o processo de obtenção dos resíduos relativos de tempo entre as estações pelo refino das marcações.

Desde então, os resíduos relativos foram amplamente aplicados em tomografia sísmica utilizando a Teoria de Raios (TR). Esta teoria assume que os resíduos relativos obtidos por correlação cruzada são somente dependentes de estruturas localizadas no raio geométrico infinitamente fino entre a fonte e o receptor. Esta premissa permite simplificar o problema e possibilitou um grande avanço no estudo de estruturas profundas (ROCHA et al., 2016; ROCHA et al., 2011; SCHIMMEL et al., 2003; VAN DER HILST et al., 1997; VANDECAR et al., 1995). A Teoria de Raios é uma aproximação de frequência infinita, ou comprimento de onda zero, no entanto, as ondas sísmicas possuem comprimento de onda que variam de 10 a 1000 km, ou até mais (NOLET, 2008).

Posteriormente, surgiu a Tomografia de Frequências Finitas (FF), onde o raio é substituído por um volume elipsoidal com diâmetro diretamente proporcional ao período e os resíduos relativos são dependentes da frequência (DAHLEN et al., 2000; HUNG et al., 2000). Devido a esta relação, resíduos relativos obtidos em diferentes frequências podem trazer informações independentes sobre as estruturas na área de estudo, aumentando consideravelmente a resolução dos modelos tomográficos. Sigloch et al. (2008) utilizou a abordagem de FF para inverter simultaneamente resíduos relativos em várias frequências, denominando de “Tomografia de Múltiplas Frequências (MF) ”.

Neste trabalho utilizamos a MF para construção dos modelos tomográficos. Esta abordagem possibilita um avanço em resolução, especialmente em regiões com baixa cobertura de estações sismográficas como o Cráton Amazônico.

3.2 Teoria de raios

Na Teoria de Raios (TR) assume-se que uma onda sísmica se propaga por um caminho infinitamente fino (raio) entre a fonte (evento sísmico) e o receptor (estação sismográfica). Na TR, o tempo de percurso (t) de uma onda sísmica pode ser dada pela integral de linha:

$$t = \int_L \frac{1}{v(r)} dl \quad (3.1)$$

onde L representa o caminho real do raio e $v(r)$ é a velocidade sísmica da onda de corpo (P ou S) no ponto r . Como L é uma função de $v(r)$, a relação entre o tempo de percurso e o modelo de velocidades é não-linear. Para linearizar a Equação (3.1) podemos utilizar o Princípio de Fermat, que define que um tempo de percurso de uma onda entre dois pontos deve ser mínimo e estacionário. Assumindo que o tempo de percurso t_0 a partir de um modelo de referência teórico (e.g. IASP91 - KENNETT; ENGDAHL, 1991) é dado por:

$$t_0 = \int_{L_0} \frac{1}{v_0(r)} dl \quad (3.2)$$

Seguindo o Princípio de Fermat, podemos calcular aproximadamente o tempo de percurso (t) sobre o percurso L_0 do modelo de referência ao invés do caminho real L :

$$t \approx \int_{L_0} \frac{1}{v(r)} dl \quad (3.3)$$

A partir desta aproximação, podemos calcular o resíduo de tempo (δt) pela diferença entre t e t_0 sobre o caminho L_0 :

$$\delta t = t - t_0 \approx \int_{L_0} \left(\frac{1}{v(r)} - \frac{1}{v_0(r)} \right) dl \approx - \int_{L_0} \delta v(r) v(r)^{-2} dl \quad (3.4)$$

onde $-\delta v(r) v(r)^{-2}$ representa a vagarosidade sísmica $\Delta s(r)$.

No entanto, em oposição a TR, as ondas de corpo possuem comprimento de onda que variam de 10 a 1000 km, ou até mais (NOLET, 2008). Este conteúdo de frequência torna as ondas sísmicas sensíveis a efeitos de difração fora do raio sísmico, em um volume chamado de Zona de Fresnel (KRAVTSOV; ORLOV, 1990).

O diâmetro máximo da Zona de Fresnel de uma onda sísmica com comprimento de onda λ , percorrendo um percurso L_0 pode ser obtido pela expressão $\sqrt{\lambda L_0}$. De tal modo, uma onda sísmica com comprimento de onda de 40 km e percorrendo 8000 km possui uma Zona de Fresnel com diâmetro máximo de 566 km. Ou seja, heterogeneidades com distâncias inferiores a 566 km do raio influenciam nos resíduos de tempo desta onda sísmica. Para ondas P com grandes períodos, o diâmetro da Zona de Fresnel pode exceder 1000 km (NOLET, 2008).

Apesar da sensibilidade das ondas sísmicas, a TR pode ser válida para heterogeneidades maiores que a Zona de Fresnel. É possível validar a TR a partir do Parâmetro de Onda (D) que pode ser diretamente correlacionado a Zona de Fresnel:

$$D = \frac{4L_0}{ka^2} \approx \left(\frac{r}{a}\right)^2 \quad (3.5)$$

onde a representa o tamanho da heterogeneidade, k o número de onda ($k = 2\pi/\lambda$) e r o raio da Zona de Fresnel ($r = 0,5 \cdot \sqrt{\lambda L}$). Se $D \leq 1$, a heterogeneidade é menor que a zona de Fresnel, o que torna os efeitos de difração pouco significantes, tornando a TR válida. No entanto, se $D \geq 1$ o tempo de percurso da onda (t), bem como sua amplitude, são afetados de maneira significativa por efeitos de difração.

Assim, para uma onda P com período de 20 s (comum em telessismos) e velocidade média de 10 km/s, possuem um número de onda $k = 0,03 \frac{rad}{km}$. Se utilizarmos a TR no estudo de pequenas estruturas do manto, tais como placas de subducção ou plumas que medem aproximadamente 300 km horizontalmente, ela só será válida enquanto $L_0 \leq \frac{1}{4}ka^2 = 675$ km (NOLET, 2008). Tendo em vista que neste trabalho utilizamos a onda P, onde os menores valores de L_0 estão por volta de 3,300 km (correspondente a distância epicentral de 30°), a TR não seria aplicável no estudo destas estruturas. Apesar disso, vários trabalhos baseados na TR se mostraram eficazes no estudo dessas estruturas (FUKAO et al., 2001; ROCHA, 2008; ROMANOWICZ, 2003; VANDECAR et al., 1995), uma vez que a grande quantidade de raios intersectando a região de estudo mitiga as limitações da TR.

De tal modo, o progresso em direção a imagens com melhor resolução requer uma teoria sensível às pequenas heterogeneidades menores que a Zona de Fresnel. Com o objetivo de levar em consideração a Zona de Fresnel e seus efeitos de difração, surgiu a Tomografia de Frequências Finitas (DAHLEN et al., 2000). Nesta abordagem, o raio infinitamente fino é substituído por núcleos de *Born-Fechét* ('*Born-Fechét kernels*').

3.3 Efeitos de Difração

Na Tomografia de Frequências Finitas, os resíduos relativos são sensíveis a efeitos de difração, tais como Espalhamento e Cicatrização de Frente de Onda.

3.3.1 Espalhamento

O efeito de espalhamento é dependente da frequência e ocorre sobre heterogeneidades menores do que a Zona de Fresnel. Neste efeito temos uma onda direta $u(t)$ emitida por uma fonte e captada por um receptor. No entanto, parte da energia deferida pela fonte sofre espalhamento simples criando uma onda espalhada $\delta u(t)$ com um pequeno atraso em relação a $u(t)$ (Figura 3.1). Este fenômeno é conhecido como espalhamento simples, ou Teoria de Born de Primeira Ordem (ver DAHLEN et al., 2000). Esta teoria assume que as ondas provenientes de espalhamento múltiplo não contribuem significativamente na forma de onda.

VanDecar e Crosson (1990) definiram que o resíduo relativo de tempo entre dois sismogramas é o máximo da função de correlação cruzada $C(t)$ entre eles. A Figura 3.2 mostra como a adição de uma onda espalhada de primeira ordem $\delta u(t)$ pode afetar a função $C(t)$. Se um sismograma é composto por $u(t) + \delta u(t)$, sendo $\delta u(t)$ provocada por uma anomalia de alta velocidade sísmica (gerando $\delta u(t)$ com polaridade negativa), o máximo da correlação cruzada $C(t)$ entre $u(t)$ e $u(t) + \delta u(t)$ é adiantado. Caso $\delta u(t)$ seja gerado por uma anomalia de baixa velocidade (gerando $\delta u(t)$ com polaridade positiva), o máximo de $C(t)$ é atrasado (NOLET et al., 2005).

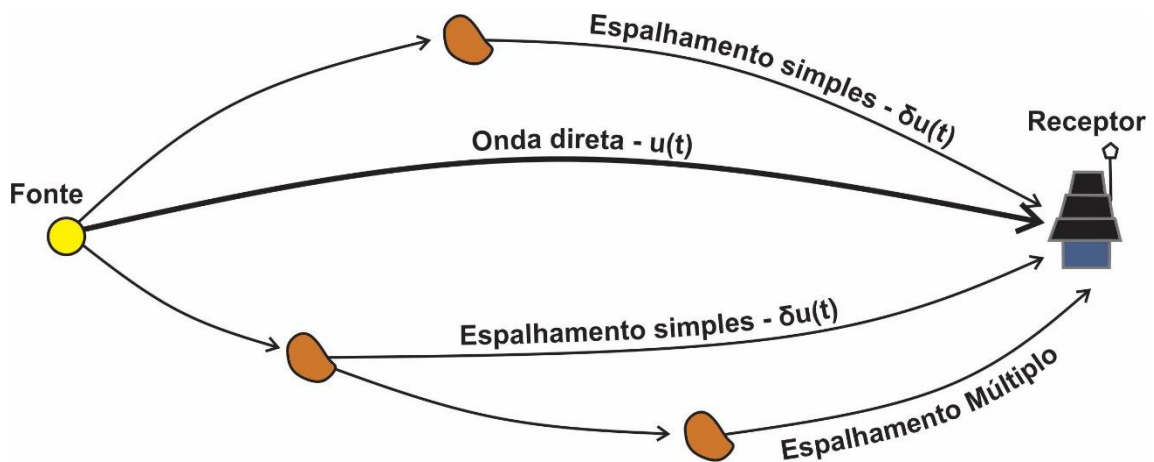


Figura 3.1 - Figura esquemática da Teoria de Born de Primeira Ordem em um meio homogêneo. A onda sísmica $s(t)$ captada pelo receptor é uma combinação de uma onda direta $u(t)$ com uma onda espalhada de primeira ordem $\delta u(t)$. Esta teoria assume que espalhamentos múltiplos não contribuem significativamente na forma de onda (modificado de Nolet et al., 2005).

No entanto, apesar de $\delta u(t)$ influenciar a forma de onda, este não afeta o tempo de chegada da mesma. Esta verificação corrobora a premissa que os tempos de chegada são dominados por altíssimas frequências, onde a TR é válida. Ou seja, o efeito de adicionar $\delta u(t)$ essencialmente redistribui a energia dentro da janela de correlação cruzada (NOLET et al., 2005). Deste modo, a TR é válida para modelos tomográficos construídos a partir de dados de tempo de chegada, no entanto, resíduos relativos obtidos por métodos de correlação cruzada são sensíveis a efeitos de espalhamento e não devem ser utilizados em inversões baseadas na TR (NOLET et al., 2005).

Em resumo, resíduos relativos não são função somente de anomalias encontradas no raio entre a fonte e o receptor, mas em um volume elipsoidal circundante ao raio. No meio real, em que o raio se dispõe como um segmento curvo, autores relacionam este volume ao formato de uma banana (ver MARQUERING et al., 1999). Entretanto, apesar de contraditório, $\delta u(t)$ provenientes de pequenas heterogeneidades localizadas ao longo do raio sísmico não deformam a forma de onda, somente influenciam em sua amplitude. Neste caso, $\delta u(t)$ não está atrasado em relação a onda direta $u(t)$ (Figura 3.3). De tal modo, pequenas heterogeneidades só são levadas em consideração se não estiverem sobre o raio sísmico. Marquering et al. (1999) notou a sensibilidade zero sobre o raio sísmico e denominou os volumes elipsoidais de '*Banana-Doughnut kernels*' (e.g. Figura 3.4).

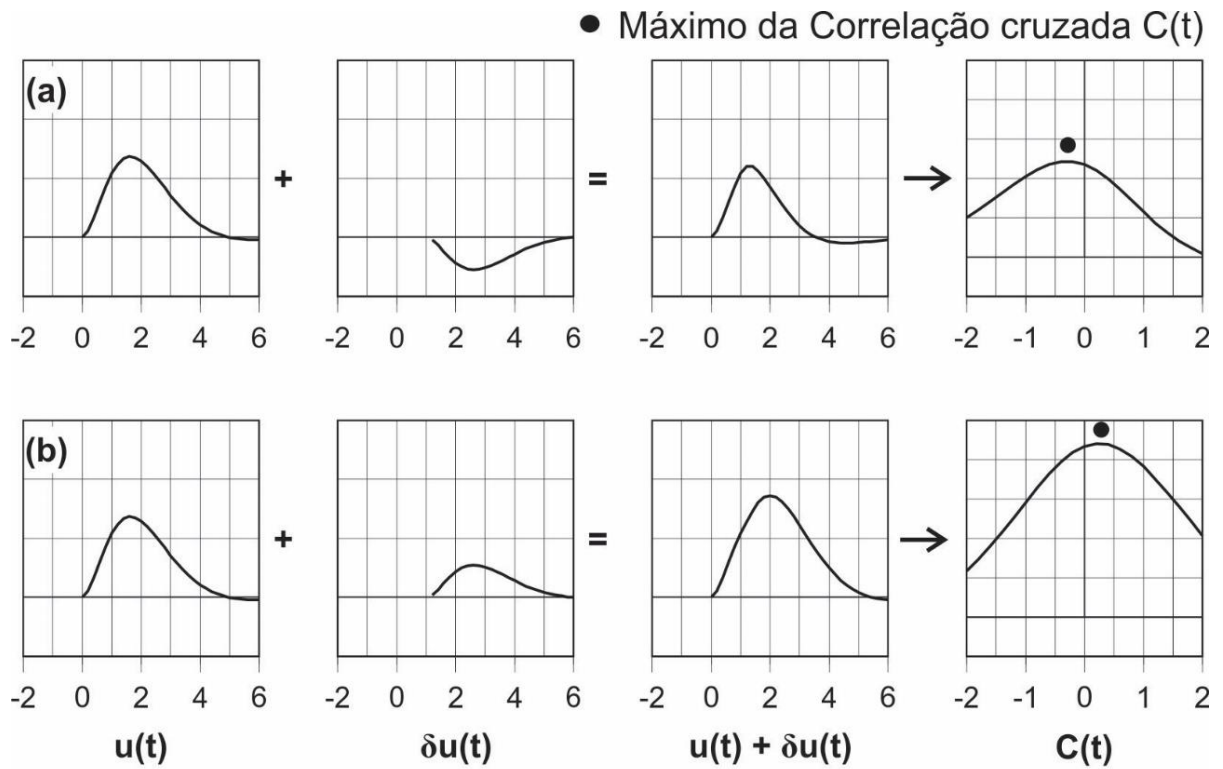


Figura 3.2 - Posição do máximo da função de correlação cruzada $C(t)$ entre uma onda direta $u(t)$ e uma onda direta que sofreu interferência por espalhamento simples $u(t) + \delta u(t)$. Em a) $\delta u(t)$ foi gerado por uma anomalia de alta velocidade sísmica, gerando uma polaridade negativa e adiantando o máximo da função $C(t)$. Em b) $\delta u(t)$ foi gerado por uma anomalia de baixa velocidade sísmica, gerando uma polaridade positiva e atrasando o máximo da função de correlação cruzada (NOLET et al., 2005).

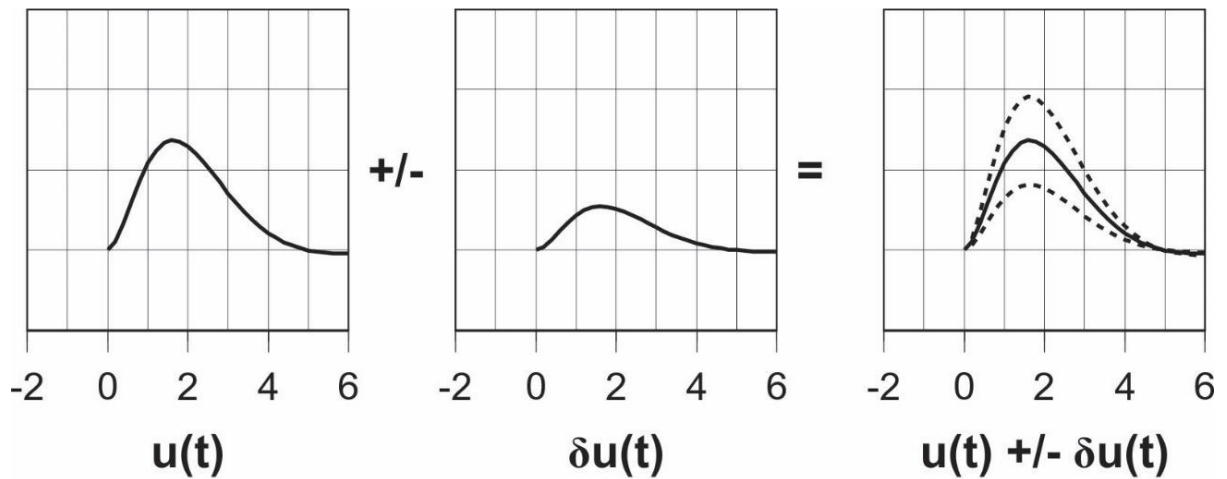


Figura 3.3 - Caso uma onda direta $u(t)$ sofra interferência de uma onda espalhada $\delta u(t)$ proveniente de uma pequena heterogeneidade localizadas ao longo do raio sísmico, $\delta u(t)$ não deforma $u(t)$. Ou seja, $u(t) \pm \delta u(t)$ somente influenciará na amplitude da onda direta (NOLET et al., 2005).

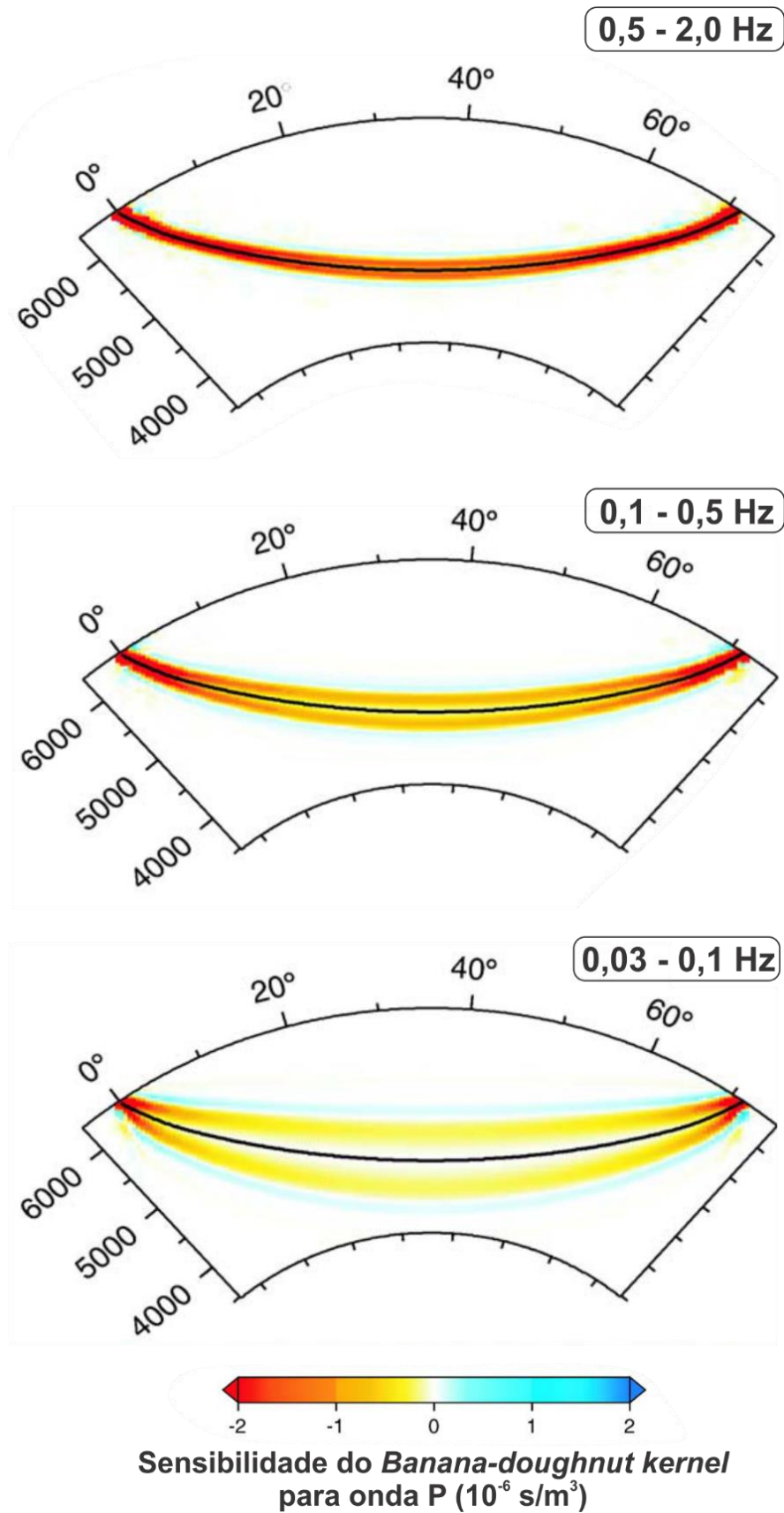


Figura 3.4 - Três exemplos de *Banana-Doughnut kernels* para onda P em diferentes frequências e com distância angular de 70° (modificado de Yang et al., 2006).

3.3.2 Cicatrização de Frente de Onda

Outro importante efeito decorrente das ondas sísmicas possuírem frequência finita é Cicatrização de Frente de Onda. Este efeito ocorre sempre que a escala de qualquer irregularidade geométrica em uma frente de onda é comparável ao comprimento de onda da mesma.

Wielandt (1987) mostrou que anomalias positivas e negativas possuem comportamento diferente sobre a frente de onda, denominado de “Efeito Wielandt”. A Figura 3.5a mostra que uma anomalia de alta velocidade adianta a frente de onda, porém esta rapidamente perde amplitude devido ao aumento da dispersão geométrica. No caso da anomalia de baixa velocidade (Figura 3.5b), esta anomalia cria uma lacuna com uma frente de onda atrasada que é posteriormente preenchida pela energia que irradia dos lados, utilizando o Princípio de Huygens¹ (NOLET, 2008; NOLET et al., 2005).

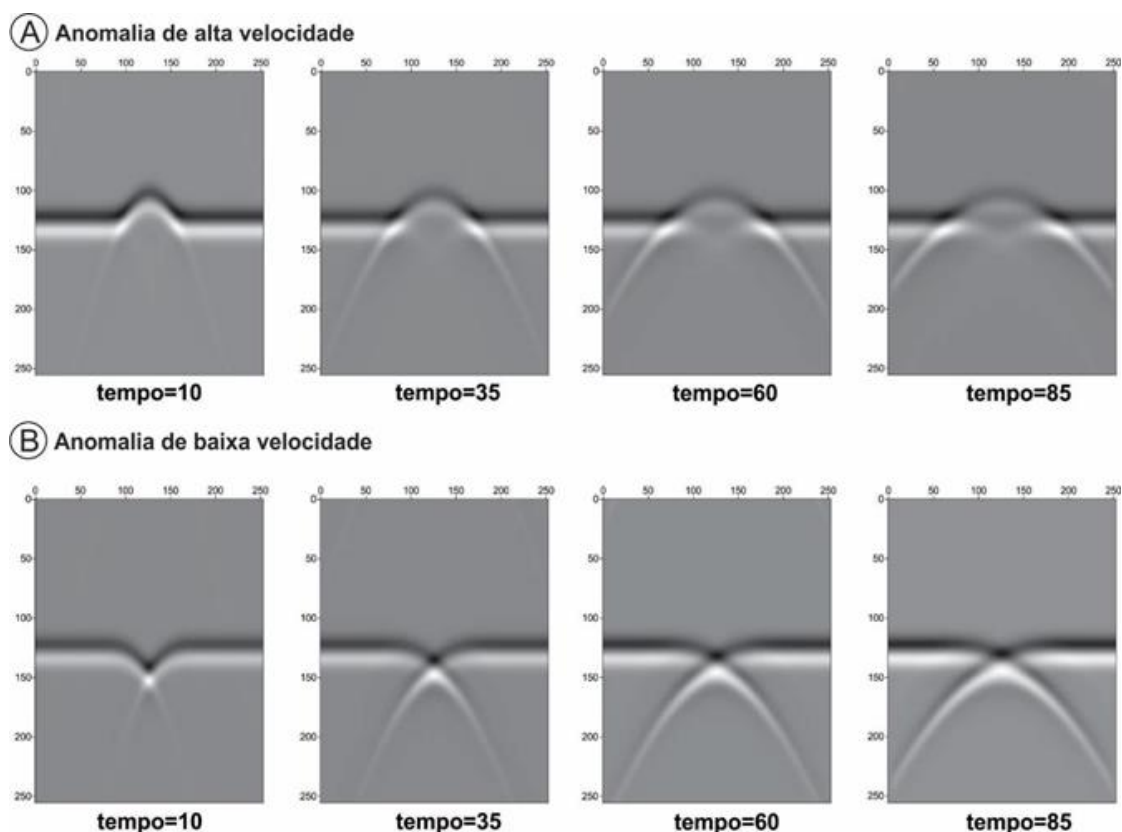


Figura 3.5 - Simulação 2D de uma frente de onda ao passar por uma anomalia de alta (a) ou baixa (b) velocidade, após tempos arbitrários de 10, 35, 60 e 85. A direção de propagação da onda é ascendente, porém a janela de amostragem se move junto a onda, tal que a frente de onda sempre se posiciona no centro (NOLET, 2008).

¹ No Princípio de Huygens cada ponto em uma frente de onda funciona como uma nova fonte produzindo ondas secundárias que se espalham em todas as direções.

3.4 Tomografia de Múltiplas Frequências

Como vimos, na Tomografia de Frequências Finitas os resíduos relativos são dependentes da frequência em volume elipsoidal circundante ao raio chamado *Banana-Doughnut kernel*, e que a largura deste volume é inversamente proporcional a frequência. Sigloch et al. (2008) utilizou esta abordagem para inverter simultaneamente resíduos relativos obtidos em diversas frequências, e denominou de “Tomografia de Múltiplas Frequências (MF)”. Assim, o problema inverso proposto pela MF se daria na forma de:

$$\delta t(T) = \int K^T_{\alpha}(x) \left(\frac{\delta\alpha}{\alpha} \right) dV \quad (3.6)$$

onde V representa o volume onde o campo de vagarosidade ($\delta\alpha/\alpha$) contribui no resíduo relativo $\delta t(T)$, $K^T_{\alpha}(x)$ é a *Matriz Kernel* (ou *Matriz Sensibilidade 3-D*) para a onda P (simbolizado por α) na posição x . Em cada período T os resíduos relativos são influenciados por uma média ponderada diferente da estrutura, através da *Matriz Kernel* correspondente (ZAROLI, 2010). Deste modo, medir resíduos relativos em várias frequências fornece diferentes informações sobre as heterogeneidades na área de estudo, aumentando consideravelmente a resolução dos modelos tomográficos em comparação a TR e a FF (SIGLOCH et al., 2008). A Figura 3.6 ilustra o aumento de vínculos e consequentemente a melhora de resolução na MF.

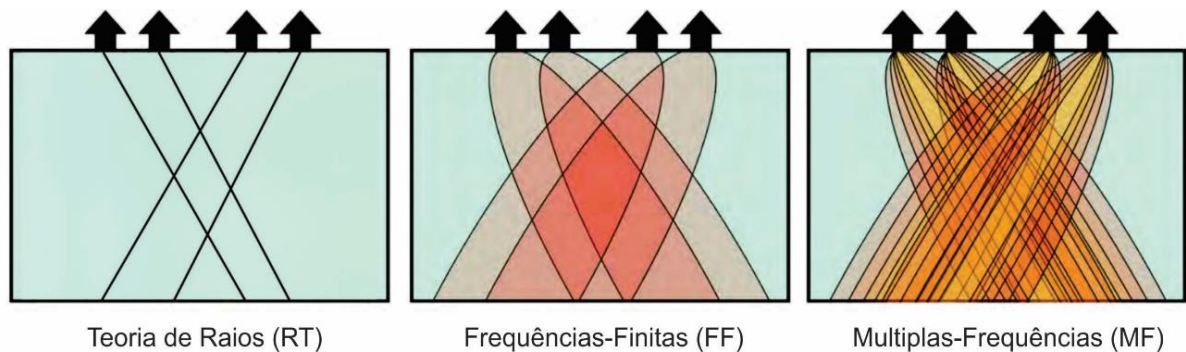


Figura 3.6 - Ilustração do aperfeiçoamento de resolução da tomografia de múltiplas frequências em relação a teoria de frequências finitas e de raios (modificado de Zaroli, 2010).

Capítulo 4 – Dados

4.1 Introdução

Neste trabalho utilizamos os resíduos relativos provenientes da onda P e PKIKP de telessismos para a inversão utilizando o método MF. Nosso banco de dados inclui registros de 314 estações sismográficas (Anexo A) espalhadas por toda a região da América do Sul no período de 2009 a 2017 (Figura 4.1). Foram utilizadas distâncias epicentrais entre 30° e 95° para ondas P, e 150° a 180° para a PKIKP. Esses valores permitem evitar efeitos de triplicação de fase causados pela zona de transição. Devido sua melhor relação sinal-ruído, apenas os eventos com magnitude maior que 5,5 compuseram o banco de dados. A definição destes critérios resultou em 469 eventos sísmicos, dos quais 264 para onda P e 205 para ondas PKIKP (Figura 4.2).

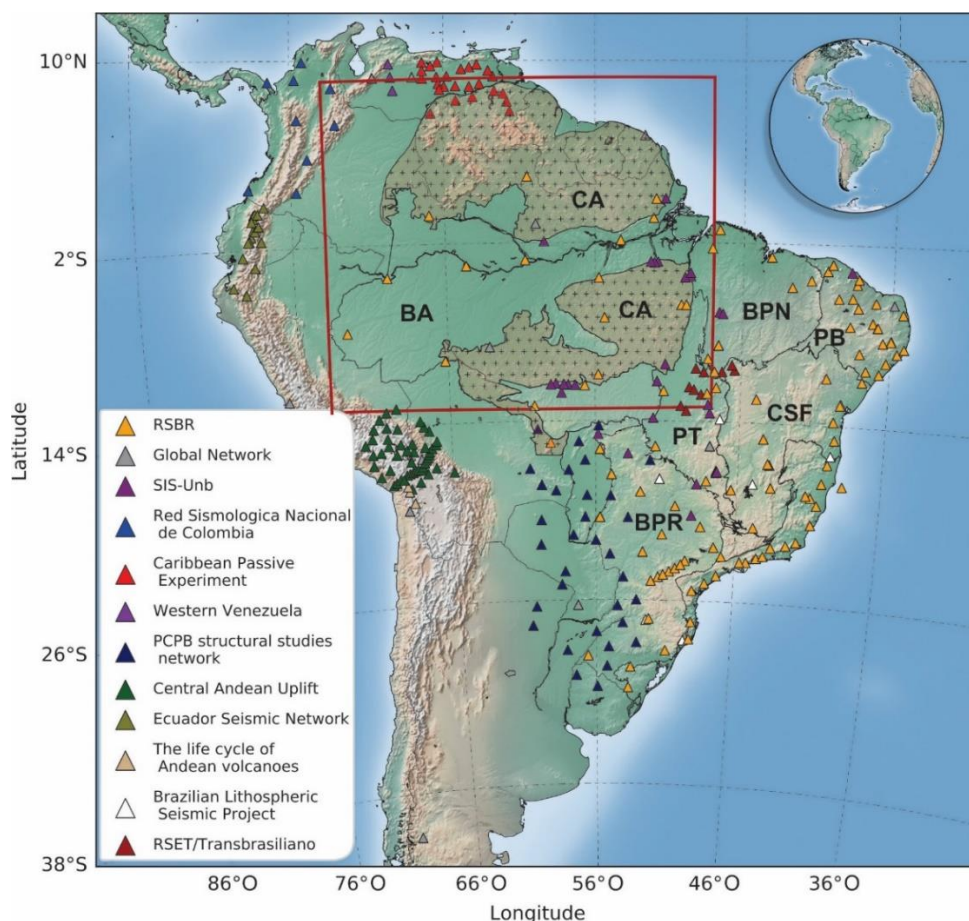


Figura 4.1 - Mapa da área de estudo (quadrado vermelho) com a distribuição das estações sismográficas (triângulos) e as principais unidades tectônicas do Brasil: Cráton Amazônico (CA), Bacia do Amazonas (BA), Bacia do Parnaíba (BPN), Província Borborema (PB), Cráton São Francisco (CSF), Província Tocantins (PT) e Bacia do Paraná (BPR). A delimitação do Cráton Amazônico está em destaque.

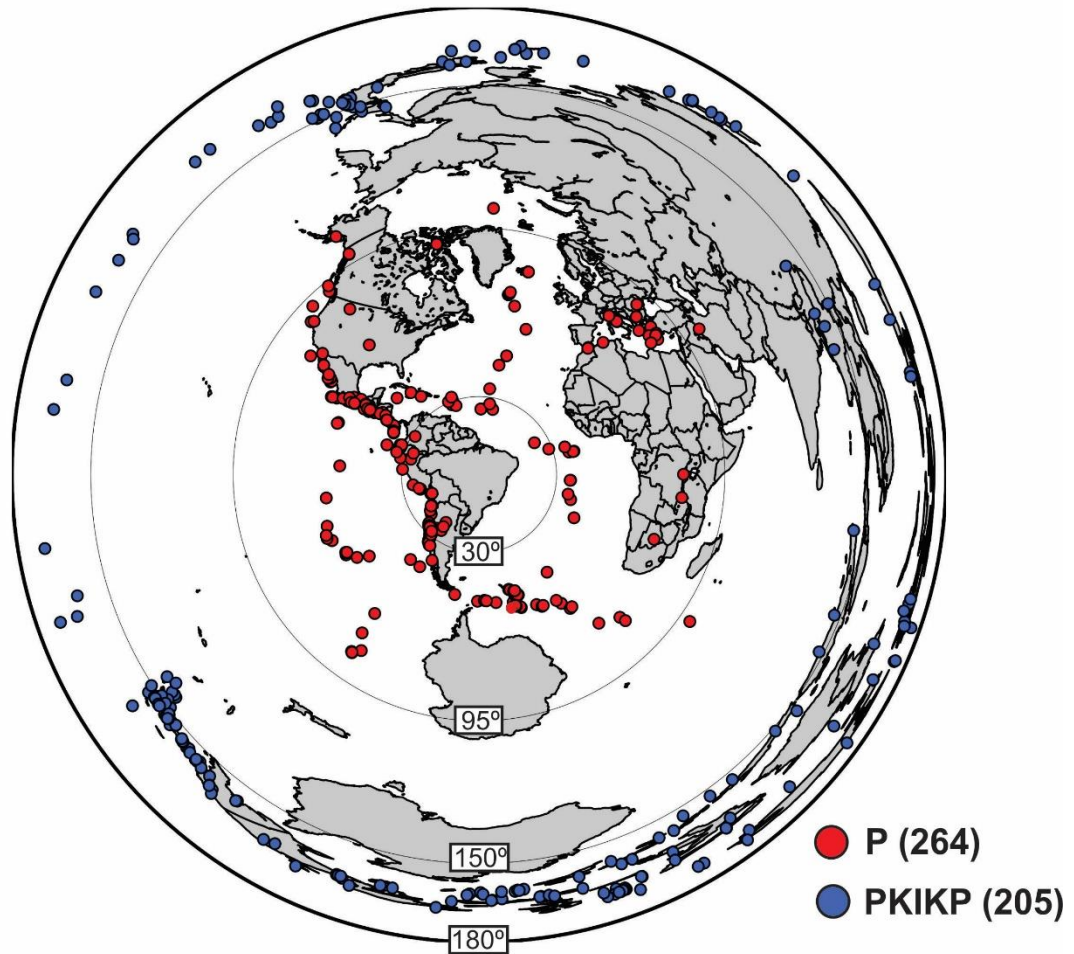


Figura 4.2 - Mapa da distribuição dos 469 eventos sísmicos utilizados neste trabalho com relação ao centro da área de estudo. Os círculos definem os limites das distâncias epicentrais para a onda P (30° e 95°) e para a PKIKP (150° e 180°).

4.2 Obtenção dos resíduos relativos

Resíduos relativos obtidos por correlação cruzada possibilitam extrair informações fora do raio geométrico entre fonte e receptor (ver seção 3.3), além de serem os dados discretos mais adequados para serem invertidos (MARQUERING et al., 1999).

Um risco inerente às técnicas de correlação cruzada é o risco de saltos de ciclo (*cycle skipping*), em que um ciclo adiantado ou atrasado no sismograma é interpretado equivocadamente como a fase de interesse. Uma abordagem muito utilizada para mitigar esse risco é a marcação manual aproximada das fases de interesse (LOU et al., 2013; SCHIMMEL et al., 2003; VANDECAR; CROSSON, 1990). A partir desta marcação manual é possível definir uma janela estreita no sismograma, que contenha a fase desejada, para o cálculo da correlação cruzada.

Com a grande expansão da disponibilidade de dados sismológicos, a marcação manual das fases vem ocupando a maior parte do tempo destinado a criação de modelos tomográficos. Sigloch e Nolet (2006) desenvolveram um método automático de obtenção dos resíduos relativos utilizando a técnica de *matched filter*. Nesta técnica são utilizadas as diferenças de tempo entre dados reais e sintéticos calculados a partir de momentos de tensor previamente publicados. Entretanto, a necessidade de informações sobre momentos de tensor limita a quantidade de dados disponíveis para processamento.

Bonnin et al. (2014) propuseram um método semi-automático de obtenção de resíduos relativos sem a necessidade de calcular dados sintéticos. Estes autores modificaram o método de correlação cruzada de VanDecar e Crosson (1990), impondo um coeficiente de correlação mínimo (R), uma janela de correlação cruzada dependente da frequência, e uma regularização prévia. Esta regularização determina que os tempos de chegadas devem ser próximos aos tempos teóricos calculados, prevenindo, entre outros problemas, saltos de ciclos.

Para a definição da janela de correlação cruzada, Bonnin et al. (2014) utilizaram a proposta de Mercerat e Nolet (2013) para definir o limite inicial (t_i) e final (t_f):

$$t_i = t_j^{calc} - \sigma - d_{taper} \quad (4.1)$$

$$t_f = t_j^{calc} + \sigma + f_c^{-1} + d_{pulse} + d_{taper} \quad (4.2)$$

onde t_j^{calc} é o tempo teórico de chegada da onda sísmica na estação j com incerteza σ , d_{pulse} é a duração do pulso da fase analisada, f_c é a frequência central do filtro passa-banda e d_{taper} é a duração do amortecimento lateral das janelas. Neste trabalho utilizamos o modelo IASP91 (KENNETT; ENGDAHL, 1991) para calcular o tempo teórico t_j^{calc} e consideramos $\sigma = 0$ uma vez que a incerteza do tempo teórico para telessismos não contribui significativamente na janela de correlação cruzada. Utilizamos uma janela de amortecimento $d_{taper} = 3$ segundos e d_{pulse} foi definido visualmente no sismograma sem filtros.

Além da regularização e da janela de correlação cruzada, a escolha adequada do coeficiente de correlação mínimo (R) previne saltos de ciclo nas maiores frequências, onde este efeito é mais comum. Mercerat e Nolet (2013), a partir de simulações de poço, definiram $R > 0.8$ como um bom limitador para evitar saltos de ciclo. Neste trabalho, objetivando uma maior

confiabilidade nos dados, definimos 0.85 como o limiar mínimo de R. Desta forma, somente foram processados eventos que possuíssem ao menos 5 estações com $R > 0.85$.

A fim de explorar múltiplas porções do espectro de frequência como proposto pela Tomografia de Múltiplas Frequências (ver seção 3.4), foram calculados resíduos relativos para seis bandas de frequências, com seus valores centrais em 0,03, 0,06, 0,13, 0,25, 0,5 e 1 Hz. Cada filtro passa-banda é construído baseado no espectro de frequência dos sismogramas empilhados para um mesmo evento sísmico, mantendo sua frequência central previamente definida (e.g. Figura 4.3).

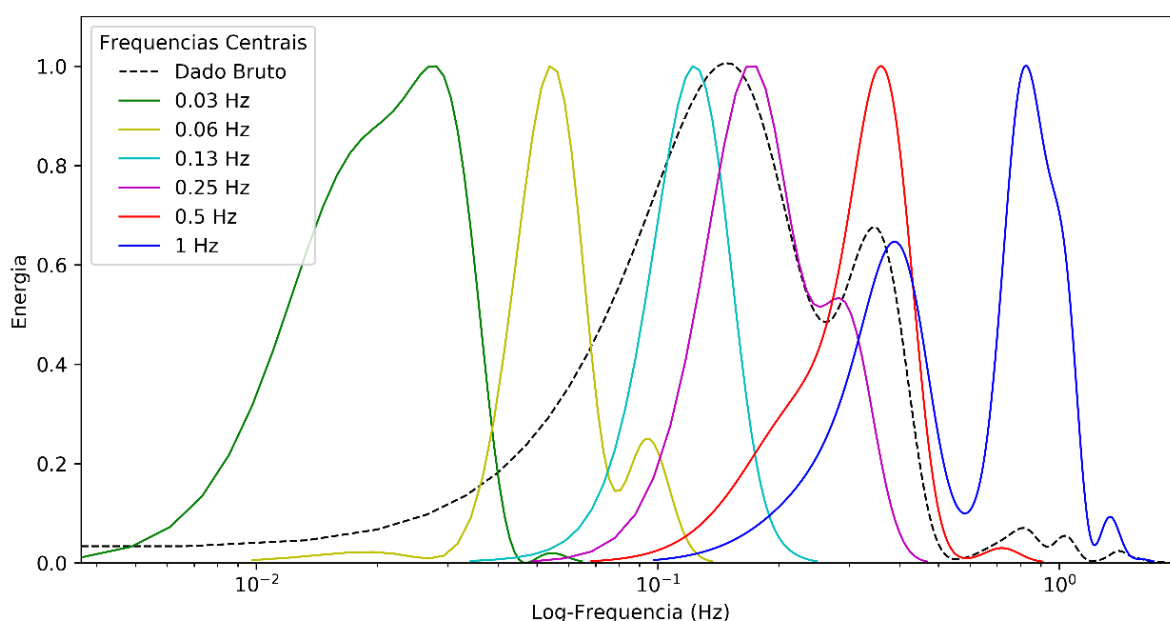


Figura 4.3 - Espectro de potência de um evento sísmico de magnitude 6.4 ocorrido na Cordilheira dos Andes no dia 23/03/2015. Sobre o dado bruto estão dispostos os filtros aplicados sobre as frequências centrais de 0,03, 0,06, 0,13, 0,25, 0,5 e 1 Hz

Com base em trabalhos tomográficos realizados sobre a América do Sul (AZEVEDO, 2017; ROCHA, 2008), rejeitamos resíduos relativos fora do intervalo de -2 a 2 segundos independente da frequência central. Estes critérios resultaram em 20.507 resíduos relativos para a onda P e 12.329 para a PKIKP. A Figura 4.4 mostra o comportamento gaussiano destes resíduos para cada frequência utilizada.

A Figura 4.5 é um exemplo de resultado de sismogramas ao serem corrigidos pelos resíduos relativos obtidos seguindo a metodologia proposta por Bonnin et al. (2014). Nota-se a

boa coerência dos sismogramas corrigidos, validando a boa qualidade dos resíduos relativos mesmo para as maiores frequências.

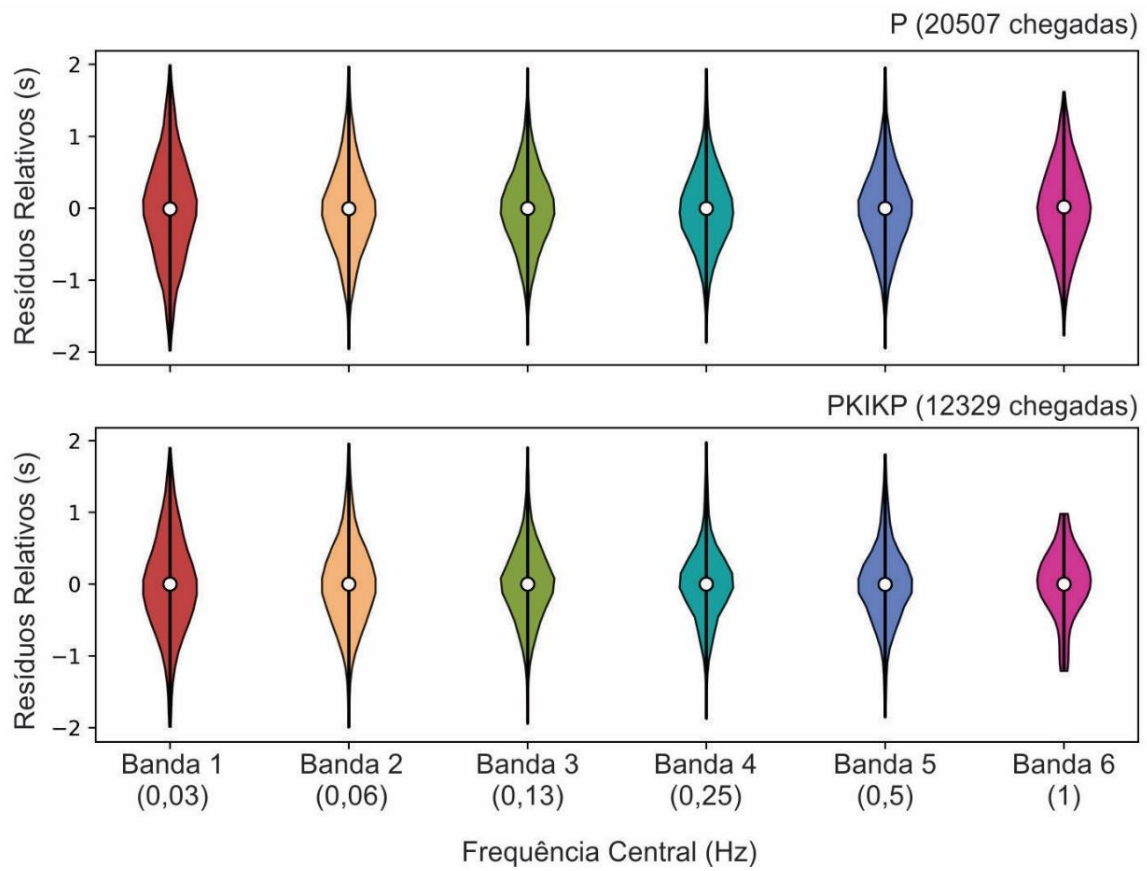


Figura 4.4 - Histograma dos resíduos relativos para seis bandas de frequências, com seus valores centrais em 0,03, 0,06, 0,13, 0,25, 0,5 e 1 Hz.

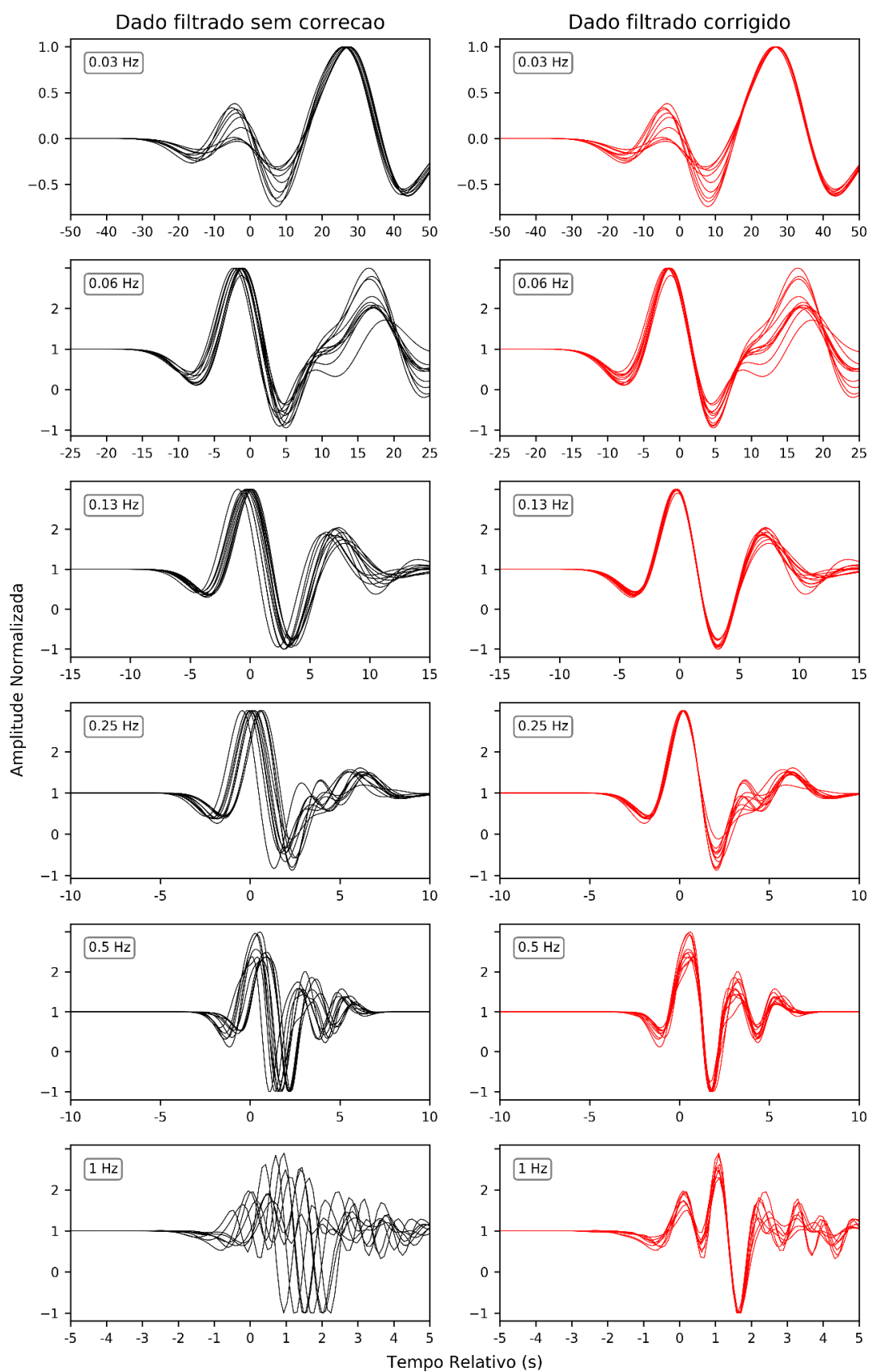


Figura 4.5 - Exemplo do resultado dos sismogramas ao serem corrigidos pelos resíduos relativos obtidos pela metodologia proposta por Bonnin et al. (2014).

Capítulo 5 – Inversão

5.1 Introdução

Os problemas inversos mais simples e mais apropriadamente compreendidos são aqueles que podem ser representados pela equação linear $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$. Neste caso, assumimos que uma propriedade física pode ser representada por um modelo de parâmetros \mathbf{m} que dá origem a um conjunto de dados observados \mathbf{d} através de uma matriz \mathbf{G} , denominada de *Matriz Kernel* ou *Matriz Sensibilidade*. Entendendo o comportamento da matriz \mathbf{G} , é fácil prever \mathbf{d} resultante de um modelo \mathbf{m} , no entanto o cálculo de \mathbf{m} a partir de \mathbf{G} e \mathbf{d} é geralmente mais desafiador (VANDECAR, 1991).

No caso da Tomografia de Múltiplas Frequências, nosso conjunto de dados observados \mathbf{d} é constituído por resíduos relativos $\delta t(T)$ calculados em múltiplos períodos (T). A *Matriz Kernel* \mathbf{G} é representada pelo *Banana-Doughnut kernel* ($K^T_\alpha(x)$) e a vagarosidade sísmica ($\delta\alpha/a$) corresponde ao modelo de parâmetros \mathbf{m} . Deste modo, o problema linear inverso $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$ é posto na forma:

$$\delta t(T) = \int K^T_\alpha(x) \left(\frac{\delta\alpha}{\alpha} \right) dV \quad (5.1)$$

Esta relação linear entre os resíduos relativos e a vagarosidade sísmica tem sido questionada (e.g. RAWLINSON et al., 2010). No entanto, Mercerat e Nolet (2013) concluíram que os resíduos relativos obtidos por correlação cruzada possuem relação praticamente linear com a vagarosidade sísmica para anomalias com amplitude de até 10 %, o que abrange as variações de vagarosidade decorrentes de heterogeneidades presentes no manto.

5.2 Parametrização

O objeto de estudo da Tomografia Sísmica, a Terra, representa um meio contínuo. Desta forma para implementar numericamente a equação (5.1) é necessário representar a vagarosidade sísmica como um conjunto de parâmetros discretos. Este processo é chamado de parametrização.

Na Tomografia de Frequências Finitas, devido à complexidade dos *Banana-Doughnut kernels*, a parametrização precisa de uma maior amostragem espacial em relação a Teoria de

Raios (CHEVROT; ZHAO, 2007). De tal modo, para que a parametrização não permita somente comprimentos de ondas longos, uma solução é superparametrizar o modelo de parâmetros (CHARLÉTY et al., 2013).

Neste trabalho utilizamos a superparametrização descrita em Charléty et al. (2013). Estes autores utilizam a representação de esferas em cubos proposta por Ronchi et al. (1996). Nesta parametrização a superfície da Terra é dividida em 6 partes (Figura 5.1) em que cada parte possui 128 x 128 *voxels*, com tamanho aproximado de 80 x 80 km. Cada *voxel* possui 37 camadas da superfície até a base do manto, onde próximo a descontinuidades conhecidas (e.g. 410 km, 660 km e interface manto-núcleo) possui células refinadas com tamanho aproximado de 40 km (Tabela 1). Esta parametrização possibilita representar modelos tomográficos tanto globais quanto regionais.

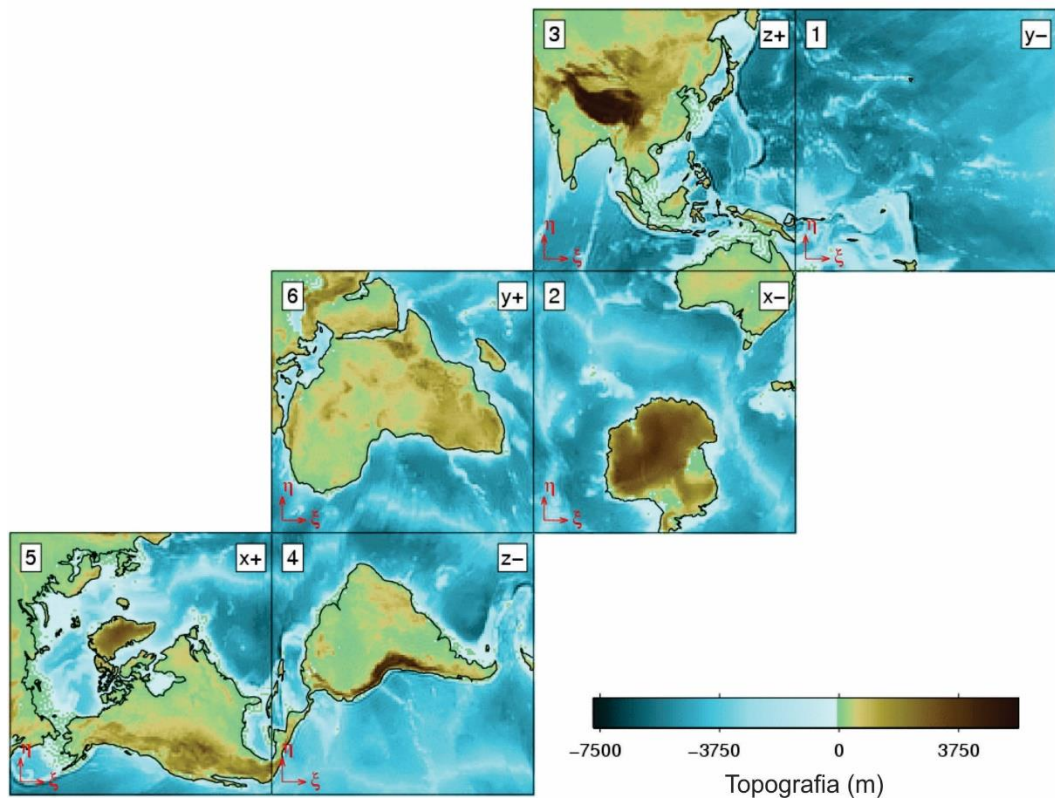


Figura 5.1 - Geometria das seis faces provenientes da parametrização da Terra em cubo (SIMONS et al., 2011). O eixo em que as faces estão posicionadas na parametrização está indicado no canto superior direito das mesmas.

Tabela 1 - Raio das 37 camadas verticais utilizadas na parametrização

Camada	Raio (km)	Camada	Raio (km)	Camada	Raio (km)	Camada	Raio (km)
1	3481,4	11	4294,1	21	5197,1	31	5964,7
2	3526,6	12	4384,4	22	5287,4	32	6009,8
3	3571,7	13	4474,7	23	5377,7	33	6100,1
4	2662,0	14	4565,0	24	5468,0	34	6190,4
5	3752,3	15	4655,3	25	5558,3	35	6280,7
6	3842,6	16	4745,6	26	5648,6	36	6325,9
7	3932,9	17	4835,9	27	5693,8	37	6348,4
8	4023,2	18	4962,2	29	5738,9	38	6371,0
9	4113,5	19	5016,5	29	5829,2		
10	4203,8	20	5106,8	30	5919,5		

Fonte: Charléty et al. (2013)

5.3 Correções de tempo de percurso

Antes de realizar o processo de inversão, é fundamental que os resíduos relativos a serem invertidos sejam referentes as heterogeneidades de interesse localizadas no manto.

Para realizar as correções utilizamos a metodologia detalhada em Tian et al. (2007a) que possibilita calcular correções de elipticidade (δT_{el}), crustais (δT_{cru}) e topográficas (δT_{top}). Para que resíduos relativos obtidos não sejam alterados, nenhuma correção é aplicada a eles, e sim ao tempo tempo teórico calculado a partir do modelo de referência (T_{BG}). Deste modo, o tempo calculado corrigido (T_{cor}) pode ser obtido pela equação:

$$T_{cor} = T_{BG} + \delta T_{el} + \delta T_{cru} + \delta T_{top} \quad (5.2)$$

5.3.1 Correção crustal

De um ponto de vista prático, é inviável incorporar mudanças na estrutura da crosta com resolução de alguns quilômetros em tomografia sísmicas regionais em que a resolução é de

centenas de quilômetros (NOLET, 2008). No entanto, a contribuição das estruturas crustais nos tempos de chegada das ondas sísmicas não pode ser negligenciada.

A correção crustal (δT_{cru}) é encontrada subtraindo o tempo de percurso na crosta calculado a partir do modelo de referência (t_{BG})² e somando o tempo de percurso na crosta em um modelo 3D conhecido (t_{3D}), na forma de:

$$\delta T_{cru} = -t_{BG} + t_{3D} \quad (5.3)$$

Neste trabalho utilizamos o modelo 3D de crosta CRUST2.0 (BASSIN et al., 2000)³.

5.3.2 Correção topográfica

Apesar da correção crustal remover efeitos relacionados a topografia, algumas contribuições topográficas ainda permanecem devido à baixa resolução do modelo 3D de crosta (2° x 2° no caso do modelo CRUST 2.0). De tal modo, podemos aproximar a correção sobre a topografia residual (δT_{top}) pela equação:

$$\delta t_{top} = (h - h_{3D}) \frac{|\cos i|}{c_{3D}} \quad (5.4)$$

onde o ângulo de incidência do raio sísmico (i) e a velocidade na crosta (c_{3D}) são assumidos constantes e iguais aos seus valores na superfície (TIAN et al., 2007a). A variável h representa a elevação da estação e h_{3D} a elevação do modelo crustal.

5.3.3 Correção de elipticidade

Os modelos de referência utilizados para calcular o tempo de percurso das ondas sísmicas simulam a Terra como um modelo esférico estratificado e simétrico (KENNETT; ENGDAHL, 1991). No entanto, a Terra possui um movimento de rotação e seu formato é deformado pela força de centrifugação. Este efeito faz com que o raio da Terra (r) sob o equador seja 22 km maior que nos polos, resultando num formato elíptico. A diferença entre o tempo de

² Neste trabalho adotamos t como o tempo de percurso na crosta

³ Disponível em <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>

percurso sobre uma Terra elíptica T e uma Terra esférica T_0 ao longo de um mesmo comprimento L_0 , com velocidade sísmica c , é dada por (c.f seção 3.2):

$$T - T_0 \approx - \int_{L_0} \frac{\delta c}{c^2} ds = \frac{1}{L} \int_0^\Delta \frac{r^3}{c^3} \frac{\delta r}{r} \frac{dc}{dr} d\varphi \quad (5.5)$$

onde $\varphi = 0$ na fonte e $\varphi = \Delta$ no receptor. Além da Equação 5.5, δT_{el} também possui contribuições de deflexões elipsoidais do raio sísmico:

$$\delta T_{el} = \frac{1}{L} \int_0^\Delta \frac{r^3}{c^3} \frac{\delta r}{r} \frac{dc}{dr} d\varphi \pm \sum_d \delta r \left(\frac{\cos i_1}{c_1} - \frac{\cos i_2}{c_2} \right) \quad (5.6)$$

onde δr é a deflexão elíptica função da profundidade e da latitude, i é o ângulo de incidência do raio sísmico, c_1 e c_2 é a velocidade do raio sísmico para o raio de entrada e saída, respectivamente (TIAN et al., 2007a).

5.4 Cálculo da matriz kernel

Após as devidas correções, os resíduos relativos (δt) podem ser relacionados à vagarosidade sísmica $\left(\frac{\delta\alpha}{\alpha}\right)$ pela *matriz kernel* $K^T_\alpha(x)$ (c.f seção 5.1):

$$\delta t(T) = \int K^T_\alpha(x) \left(\frac{\delta\alpha}{\alpha}\right) dV \quad (5.7)$$

Em tese, o volume V integrado na Equação 5.7 representaria toda a Terra. Entretanto, este volume está limitado a região onde as heterogeneidades contribuem em $\delta t(T)$, ou seja, está limitado a zona de Fresnel circundante ao raio geométrico (TIAN et al., 2007b). Dahlen et al. (2000) definiram a *matriz kernel*, ou *Banana-Doughnut Kernel* $K^T_\alpha(x)$, como:

$$K^T_\alpha(x) = - \frac{1}{2\pi c_\alpha(x)} \frac{R_{rs}}{R_{xr} R_{xs}} \frac{\int_0^\infty w^3 |\dot{m}(w)|^2 \text{sen}[(w\Delta T(x) - \Delta\phi(x))] dw}{\int_0^\infty w^2 |\dot{m}(w)|^2 dw} \quad (5.8)$$

onde $w = 2\pi f$ é a frequência angular da onda observada e $\dot{m}(w)$ seu espectro de potência, R_{rs} , R_{xr} e R_{xs} são os fatores de espalhamento geométricos, $\Delta\phi$ representa o deslocamento de fase devido a reflexões supercríticas e $\Delta T(x)$ é o tempo de desvio da onda dispersa $c_\alpha(x)$. O cálculo de $K^T_\alpha(x)$ foi realizado utilizando a aproximação paraxial descrita em Tian et al. (2007b).

5.5 Regularização e solução do problema linear inverso

Como posto na seção 5.1, procuramos resolver o problema linear inverso $d = Gm$. Entretanto, na inversão de dados tomográficos, o sistema a ser resolvido é subdeterminado, ou seja, a *matriz kernel* G possui mais colunas do que linhas e existem mais parâmetros a serem resolvidos do que dados. Além disso, na prática os dados presentes na matriz d apresentam ruídos aleatórios. Normalmente, os efeitos dos ruídos são mitigados minimizando função objetivo (\emptyset):

$$\emptyset = \|d - Gm\|^2 \quad (5.9)$$

Entretanto, como o problema é subdeterminado, é necessária uma regularização para que se possa obter soluções próximas ao esperado. Neste trabalho utilizamos regularizações de amortecimento (D) e de suavização (S), colocando o problema linear inverso na forma de:

$$\begin{bmatrix} G \\ \alpha D \\ \beta S \end{bmatrix} \cdot m = \begin{bmatrix} d \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (5.10)$$

Onde α e β são os pesos de regularização. A regularização de amortecimento (D) visa manter o modelo próximo ao modelo de referência utilizado, assim diminuindo a amplitude da solução. Já a regularização de suavização (S) minimiza a diferença entre células adjacentes, produzindo um modelo suave. Neste trabalho adotamos o peso de amortecimento $\alpha = 0,05$ e o peso de suavização $\beta = 0,95$.

Assim, podemos reescrever a função objetivo (Equação 5.9) inserindo os parâmetros de regularização:

$$\emptyset = \|d - Gm\|^2 + \alpha^2 \|m\|^2 + \beta^2 \|\Delta m\|^2 \quad (5.11)$$

Onde Δ representa o operador laplaciano (CHARLÉTY et al., 2013; NOLET, 2008). Apesar da parametrização utilizada em nosso modelo (ver seção 5.2) ser global, em estudos regionais é possível definir uma área em que fora desta o amortecimento seja diferente, fazendo com que as heterogeneidades não presentes na área não afetem o resultado das soluções.

Por fim, para minimizar a função objetivo (Equação 5.11), utilizamos o algoritmo LSQR (*Least Squares Regression* - PAIGE; SAUNDERS, 1982) amplamente aplicado em estudos tomográficos (e.g. VANDECAR et al., 1995; SCHIMMEL et al., 2003; ROCHA et al., 2011; AZEVEDO et al., 2015). Nosso modelo final ajustou os dados com um $\chi^2 = 0.5$.

Capítulo 6 - Resolução dos dados

6.1 Introdução

Um processo importante para avaliar a confiabilidade do modelo tomográfico final são os testes de resolução. Com estes testes é possível analisar a resolução espacial do modelo e estimar as dimensões das heterogeneidades que podem ser imageadas. Esta resolução está principalmente relacionada a cobertura de *Banana-Doughnuts kernels* sob a região de estudo.

6.2 Densidade da *matriz kernel*

Podemos definir quanto um parâmetro m_j em nosso modelo é influenciado pela *matriz kernel* G_{ij} obtida pelo par evento-estação, utilizando a “densidade da coluna kernel” (D_j) descrita em Tian et al. (2009):

$$D_j = \sum_{i=1}^N |G_{ij}| \quad (6.1)$$

O Parâmetro D_j pode representar a capacidade do modelo final de resolver feições estruturais.. A Figura 6.1 mostra D_j para do nosso modelo final para uma profundidade de 135 km. Altos e baixos valores correspondem a regiões com maior e menor resolução, respectivamente. Nota-se altos valores de densidade ($D_j > 2$) em maior parte da área de estudo, tendo seus maiores valores distribuídos sobre as estações sismográficas utilizadas.

6.3 Testes de *Checkerboard*

Os testes de *Checkerboard* consistem na inversão de anomalias sintéticas positivas e negativas intercaladas, utilizando as mesmas configurações do modelo final, especialmente com respeito aos percursos utilizados. Estes testes fornecem uma boa avaliação de recuperação das heterogeneidades a partir da inversão aplicada. Neste método calculamos os dados sintéticos d_{syn} a partir de um modelo de parâmetros sintéticos conhecido m_{syn} . Em seguida, invertemos d_{syn} utilizando a *matriz kernel* G do modelo real, obtendo a solução $\hat{m} = G^{-1} d_{syn}$. A semelhança de \hat{m} com m_{syn} representa o nível de recuperação do seu modelo a partir de G , e conseqüentemente o grau de resolução.

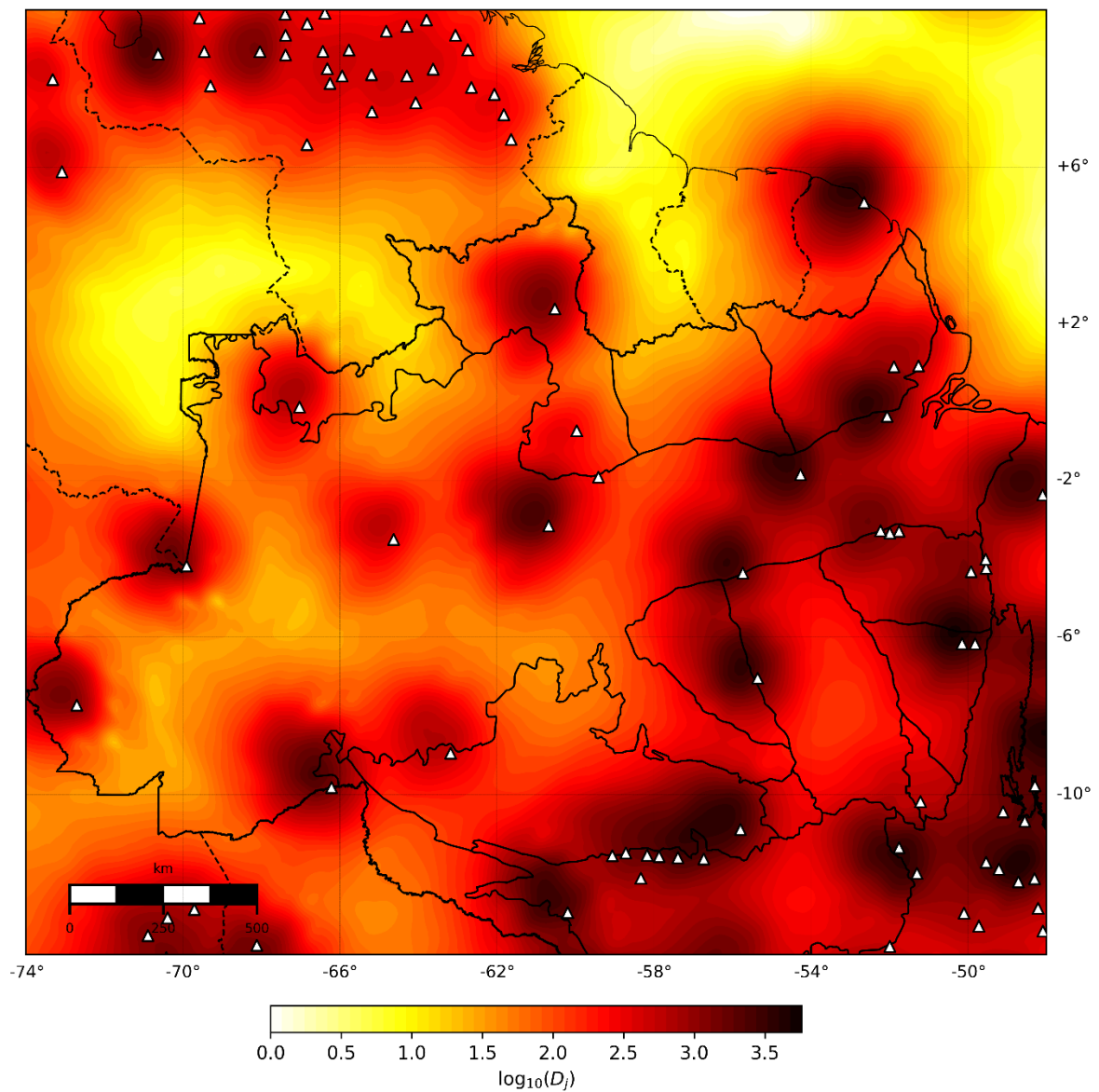


Figura 6.1 - Mapa da densidade da coluna de kernel D_j na profundidade de 135 km para a região do Cráton Amazônico. Os triângulos brancos representam as estações sismográficas utilizadas neste trabalho.

Para avaliar a confiabilidade do nosso modelo, construímos três modelos sintéticos de anomalias positivas e negativas intercaladas, com amplitude de $\pm 1\%$ para a onda P. Para simular erros na estimativa do tempo de chegada, inserimos um ruído gaussiano de 0,3 segundos. A Figura 6.2 apresenta os modelos sintéticos e o modelo recuperado para estruturas com dimensões de 234 x 234, 390 x 390 e 546 x 546 km horizontalmente. As dimensões verticais destes modelos são as mesmas das horizontais.

No modelo de 234 x 234 km não foi possível recuperar nenhuma anomalia. No entanto, os modelos de 390 x 390 e 546 x 546 km mostraram uma boa recuperação em boa parte da

região invertida. De tal modo, é possível constatar que nosso modelo final possui uma resolução máxima para estruturas com dimensões mais próximas de 390 x 390 km. Esta resolução permite estudar características tomográficas compatíveis com o tamanho dos principais domínios geotectônicos da área de estudo, especialmente na porção sul do Cráton amazônico. No entanto, não permite inferir heterogeneidades dentro destes.

Os testes realizados nesta seção mostram que a resolução na região de estudo é heterogênea. O Escudo Brasil Central possui boa resolução, com exceção dos domínios Iriri-Xingu e Juruena (390 x 390 km - Figura 6.2). No entanto, testes de resolução para anomalias maiores (546 x 546 km - Figura 6.2) mostram que o Domínio Iriri-Xingu pode ser caracterizado devido sua maior extensão.

O Escudo das Guianas possui baixa resolução devido a esparsidade da cobertura das estações. Nesta região somente é possível caracterizar duas regiões: (i) A porção setentrional da Província Transamazonas, que abrange os domínios Lorenzo, Carecuru e o Bloco Amapá; (ii) e a porção extremo norte da Província Tapajós-Parima, que compreende os domínios Parima, Surumu e Guiana Central. No entanto, mesmo nessas porções com melhor resolução, as interpretações não possuem grande confiabilidade, sendo necessário instalar mais estações sobre o Escudo das Guianas.

As Figuras 6.3 e 6.4 mostram cortes horizontais do modelo de resolução máxima (390 x 390 km) para profundidades até 497 km. Estes resultados mostram uma boa recuperação das anomalias sintéticas até aproximadamente 316 km. Este limite de resolução em profundidade é suficiente para estudo de feições presentes no manto continental sublitosférico.

A Figura 6.5 apresenta oito seções verticais realizadas sobre o modelo recuperado. Estes resultados mostram que nas porções com boa resolução (e.g. Escudo Brasil Central), há também uma boa resolução vertical que se limita a profundidade de ~300 km. A única região que apresenta resolução após esse limite é a região extremo sul do Escudo das Guianas, representados pela Figura 6.5e.

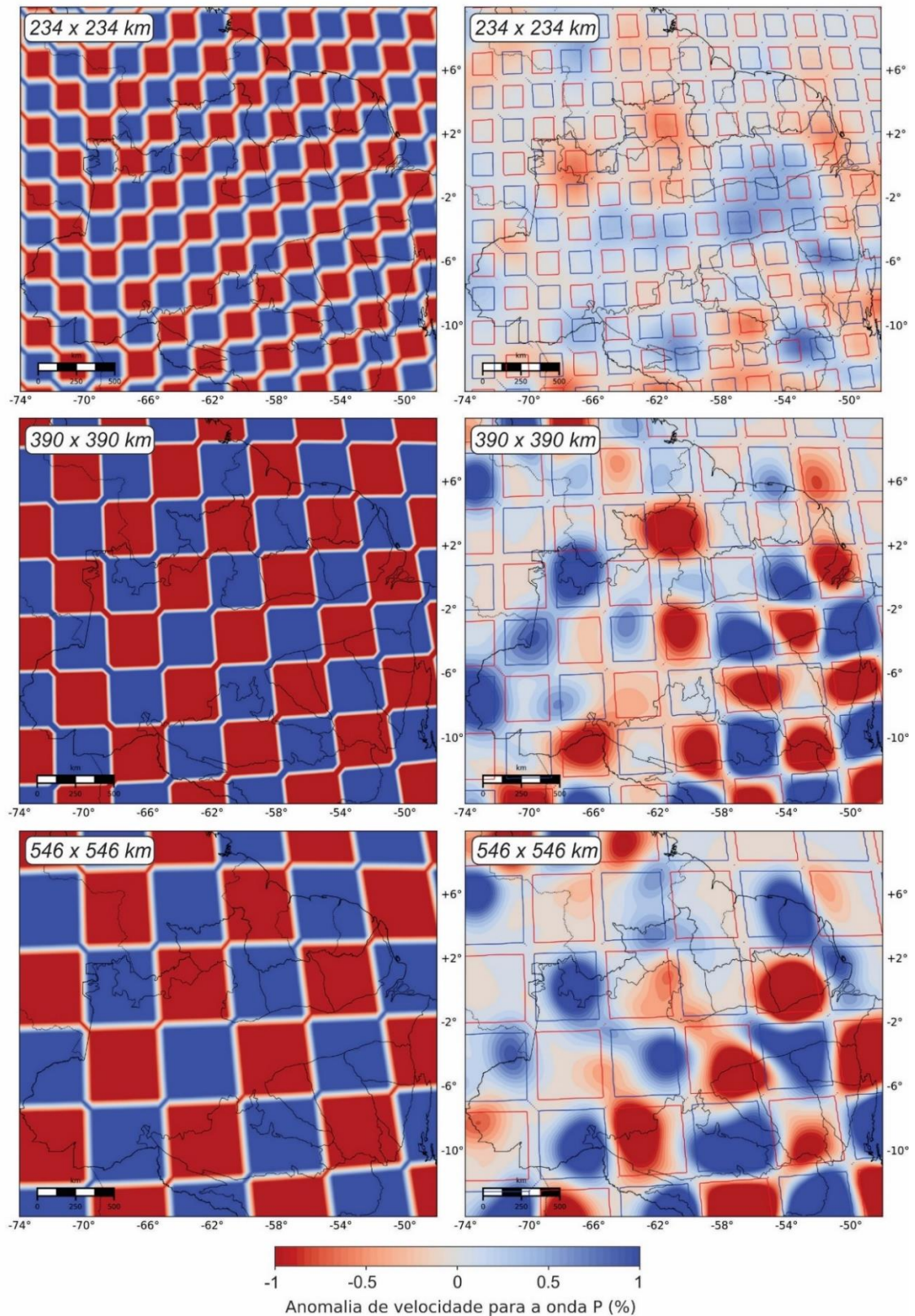


Figura 6.2 - Resultado do teste de *checkerboard* com anomalias positivas e negativas de 234 x 234 (cima), 390 x 390 (centro) e 546 x 546 km (baixo), a uma profundidade de 135 km. Na esquerda está representado a seção horizontal do modelo sintético, e na direita o modelo recuperado. Os quadrados vermelhos e azuis representam as anomalias sintéticas negativas e positivas, respectivamente.

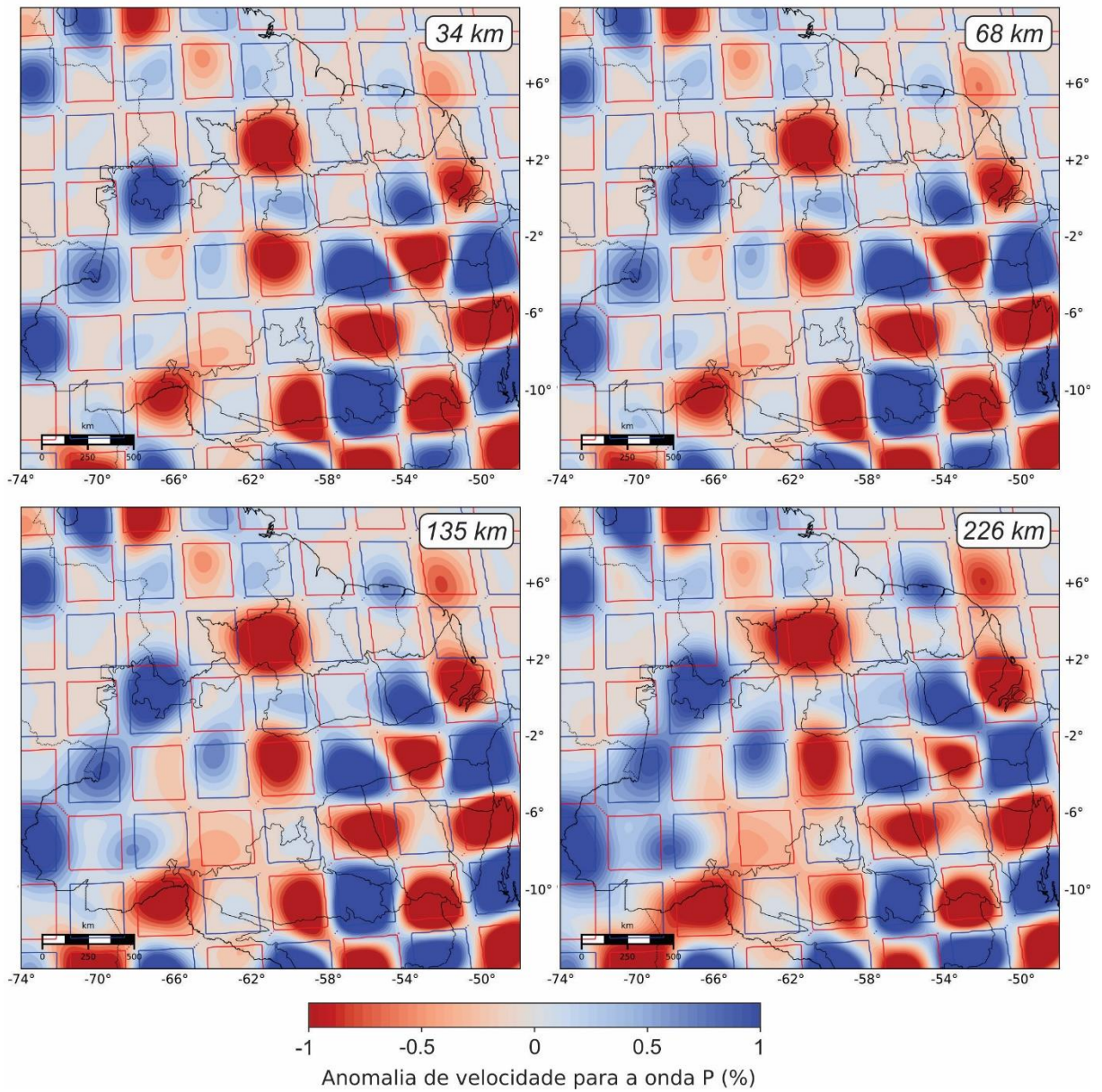


Figura 6.3 - Seções horizontais do modelo recuperado a partir do modelo sintético com anomalias positivas e negativas de 390 x 390 km. Foram extraídas seções para as profundidades de 34, 68, 135 e 226 km. Os quadrados vermelhos e azuis representam as anomalias sintéticas negativas e positivas, respectivamente.

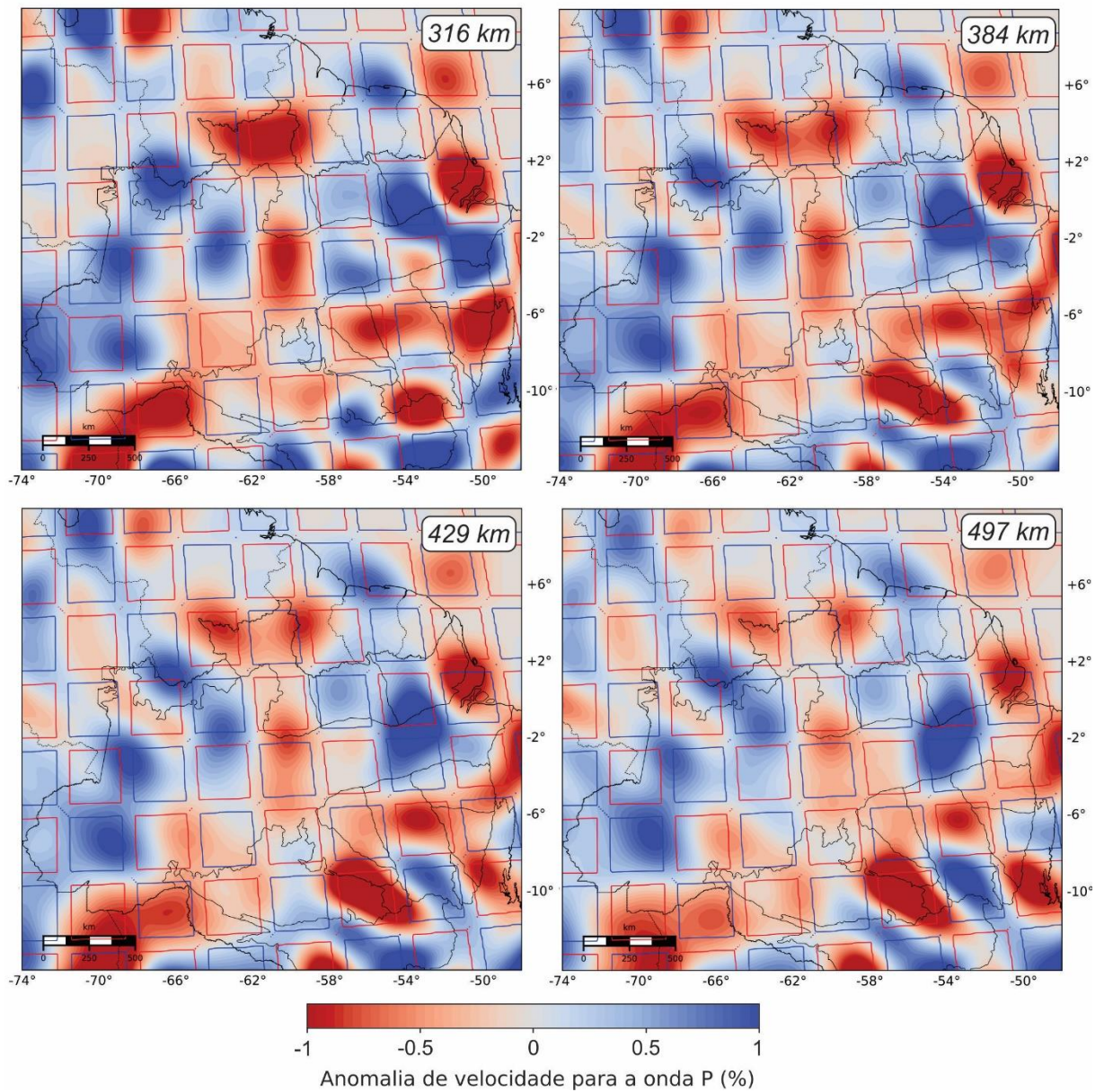


Figura 6.4 - Seções horizontais do modelo recuperado a partir do modelo sintético com anomalias positivas e negativas de 390 x 390 km. Foram extraídas seções para as profundidades de 316, 384, 429 e 497 km. Os quadrados vermelhos e azuis representam as anomalias sintéticas negativas e positivas, respectivamente.

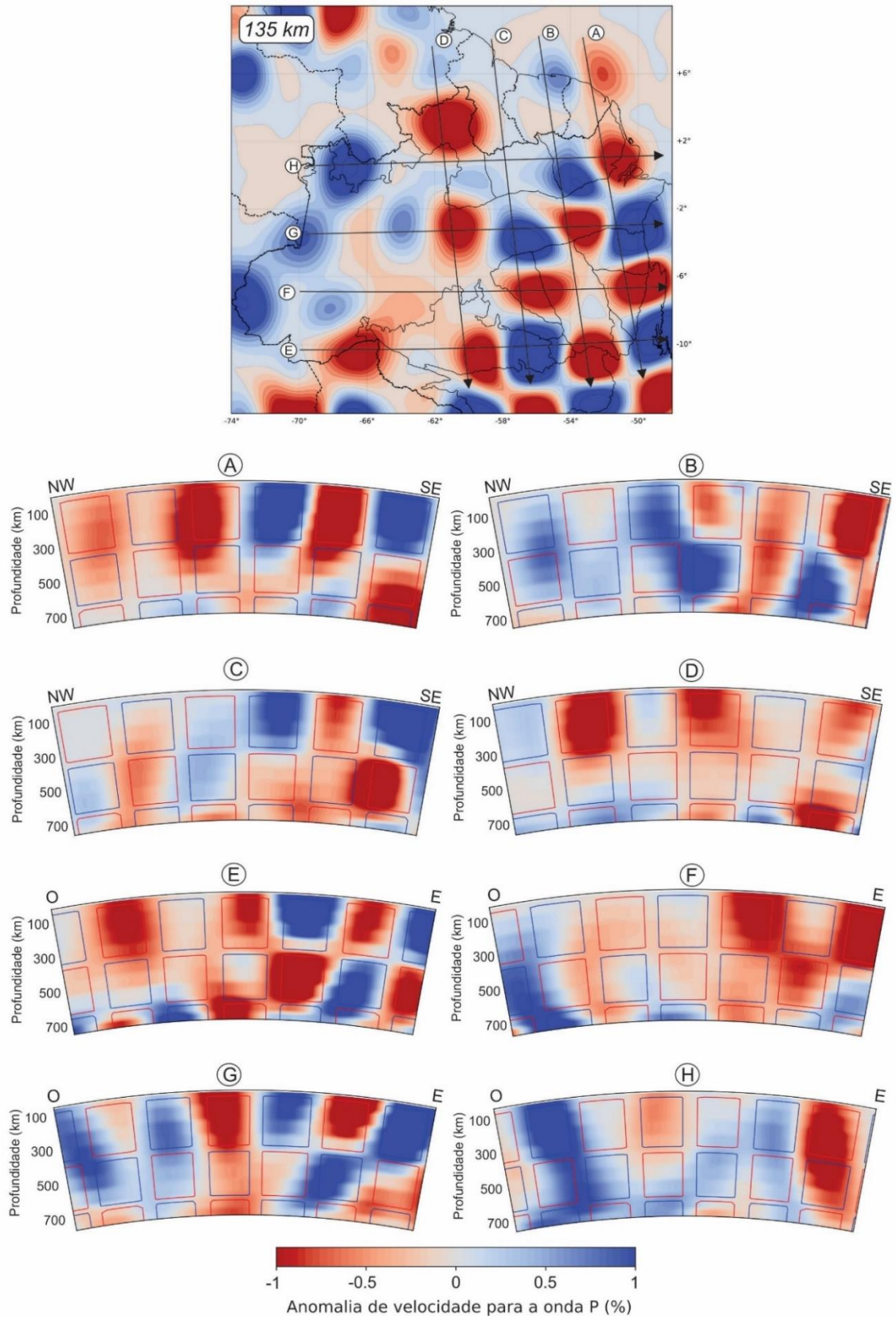


Figura 6.5 - Seções verticais do modelo recuperado a partir do modelo sintético com anomalias positivas e negativas de 390 x 390 km.. Os quadrados vermelhos e azuis representam as anomalias sintéticas negativas e positivas, respectivamente.

Capítulo 7 - Resultados

7.1 Introdução

Nossos resultados são apresentados como mapas de seções horizontais e verticais a partir do nosso modelo final. As anomalias representam perturbações da velocidade sísmica para a onda P em relação ao modelo de referência IASP91 (KENNETT; ENGDAHL, 1991). Nos resultados apresentados, cores “quentes” e “frias” representam anomalias de baixa e alta velocidade, respectivamente.

A partir dos modelos de resolução, concluiu-se que o modelo tomográfico apresentado só possui resolução confiável até aproximadamente 316 km. De tal modo, apresentaremos somente as seções horizontais referentes as profundidades de 68 (Figura 7.1), 135 (Figura 7.2), 226 (Figura 7.3) e 316 km (Figura 7.4). Em relação as seções verticais (Figura 7.5;7.6), apesar de serem apresentadas até profundidade de 700 km, somente a porção sul do Escudo Brasil Central possui resolução suficiente para interpretar feições mantélicas em profundidades superiores a 316 km (cf. seção 6.3).

7.2 Descrição dos resultados

Os testes de resolução mostraram que a resolução do modelo tomográfico não é homogênea. A região do Escudo Brasil Central possui boa resolução, suficiente para caracterizar separadamente os domínios. No entanto, o Escudo das Guianas mostrou baixa resolução devido a esparsidade da cobertura de estações sismográficas, o que possibilitou discutir somente a áreas específicas.

7.2.1 Escudo Brasil Central

No Escudo Brasil Central, as anomalias reveladas no modelo tomográfico possuem clara correlação com os domínios propostos baseados em dados geológicos e geocronológicos (VASQUEZ et al., 2008; 2017). Em profundidades litosféricas (e.g. 135 km - Figura 7.2), nosso modelo apresenta duas anomalias de alta velocidade maiores que 1%, referentes aos domínios Bacajá e Carajás. Seções verticais (Figura 7.5a) indicam que estes domínios possuem características semelhantes em amplitude e geometria da anomalia. A disposição da anomalia referente ao Domínio Bacajá sugere que parte deste domínio pode estar encoberto pela Bacia do Amazonas (Figura 7.2; 7.3; 7.6g).

O Domínio Rio Maria é caracterizado por uma anomalia de alta velocidade a norte, próximo ao Domínio Carajás, que decresce em velocidade em direção a sul, chegando a valores negativos (Figura 7.3; 7.4). A resolução do nosso modelo não possibilitou distinguir entre o Domínio Rio Maria e o Domínio Santana do Araguaia.

Anomalias de alta velocidade com valores intermediários (entre 0 e 1%) caracterizam os domínios Tapajós, Juruena e Alta Floresta. Nosso modelo não mostrou distinção entre os domínios Juruena e Tapajós, sendo representados por uma única anomalia de alta velocidade com disposição NW-SE.

A única anomalia interpretável de baixa velocidade no Escudo Brasil Central está relacionada ao Domínio Iriri-Xingu, com valores negativos intermediários (entre -1 % e 0). O Domínio Rondônia também apresentou uma anomalia negativa expressiva, no entanto os testes de resolução mostraram resolução insuficiente neste domínio, sendo assim desconsiderado neste trabalho.

7.2.2 Escudo das Guianas

No Escudo das Guianas uma anomalia de baixa velocidade menor que -1% se destaca. Esta anomalia representa a porção extremo norte da Província Tapajós-Parima, que abrange os domínios Parima, Surumu e Guiana Central (Figura 7.5d; 7.6h). Esse comportamento é contrastante com o que se espera de regiões cratônicas que são tipicamente relacionadas a anomalias de alta velocidade (e.g. GRIFFIN et al., 1999). No entanto, é importante lembrar que esta porção possui baixa resolução e necessita de mais estações sismográficas para uma melhor caracterização.

A porção setentrional da Província Transamazonas, que inclui os domínios Lorenço, Carecuru e o Bloco Amapá, apresentou uma importante descontinuidade entre uma anomalia de alta velocidade a oeste e uma de baixa velocidade a leste, contrastando com a disposição EW dos domínios tectônicos. Esta descontinuidade se mostra proeminente em profundidades menores (e.g. 68 km - Figura 7.1), no entanto, com o aumento da profundidade a anomalia de alta velocidade se torna predominante na região (e.g. 316 km - Figura 7.4), podendo representar uma descontinuidade com vergência para leste (Figura 7.6h). Devido à proximidade com a margem continental, esta anomalia pode estar associada a um afinamento decorrente da abertura do oceano Atlântico.

Os domínios Erepecuru-Trombetas, Uatumã-Anauá e a Província Rio-Negro não apresentaram resolução suficiente nos testes de resolução, por isso não foram abordados neste trabalho.

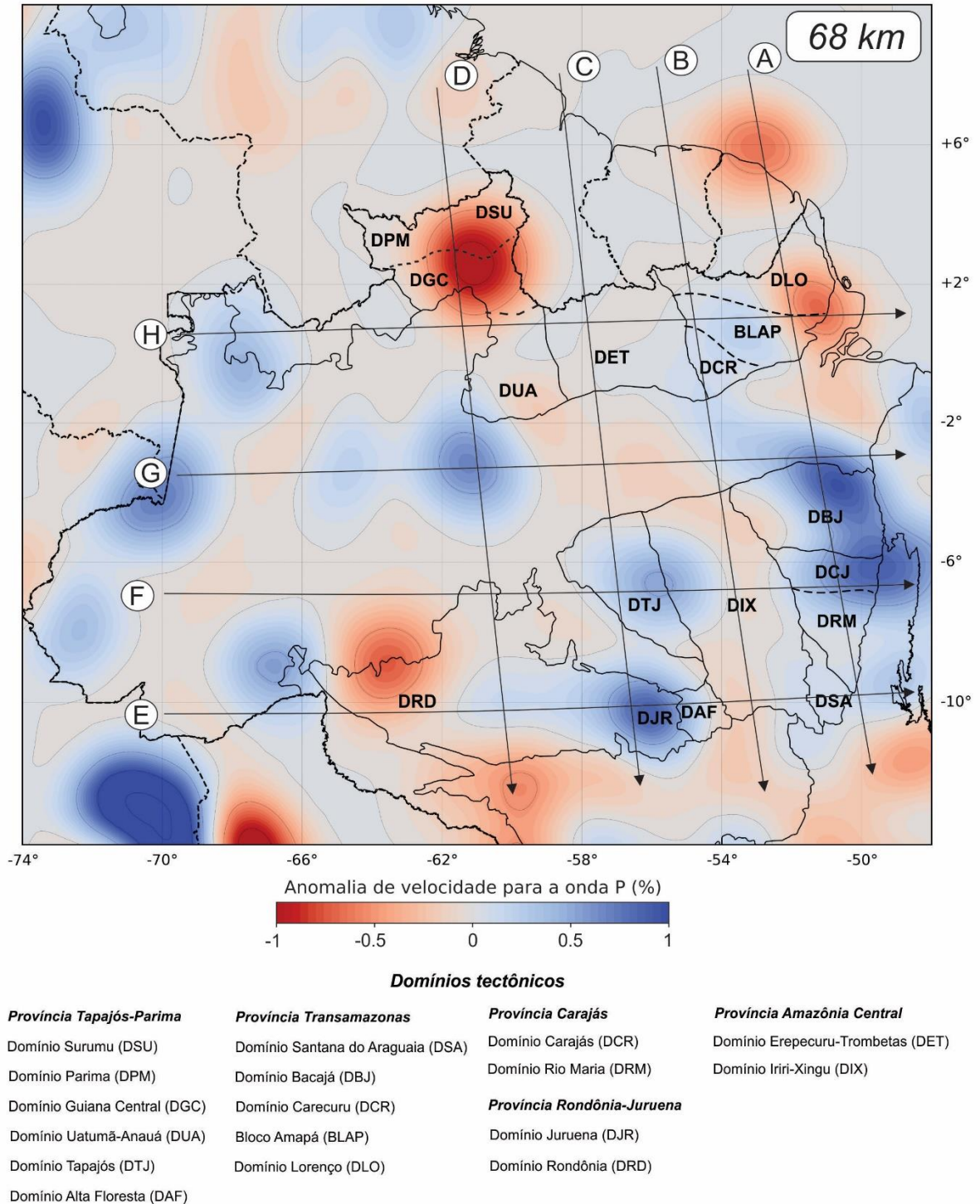
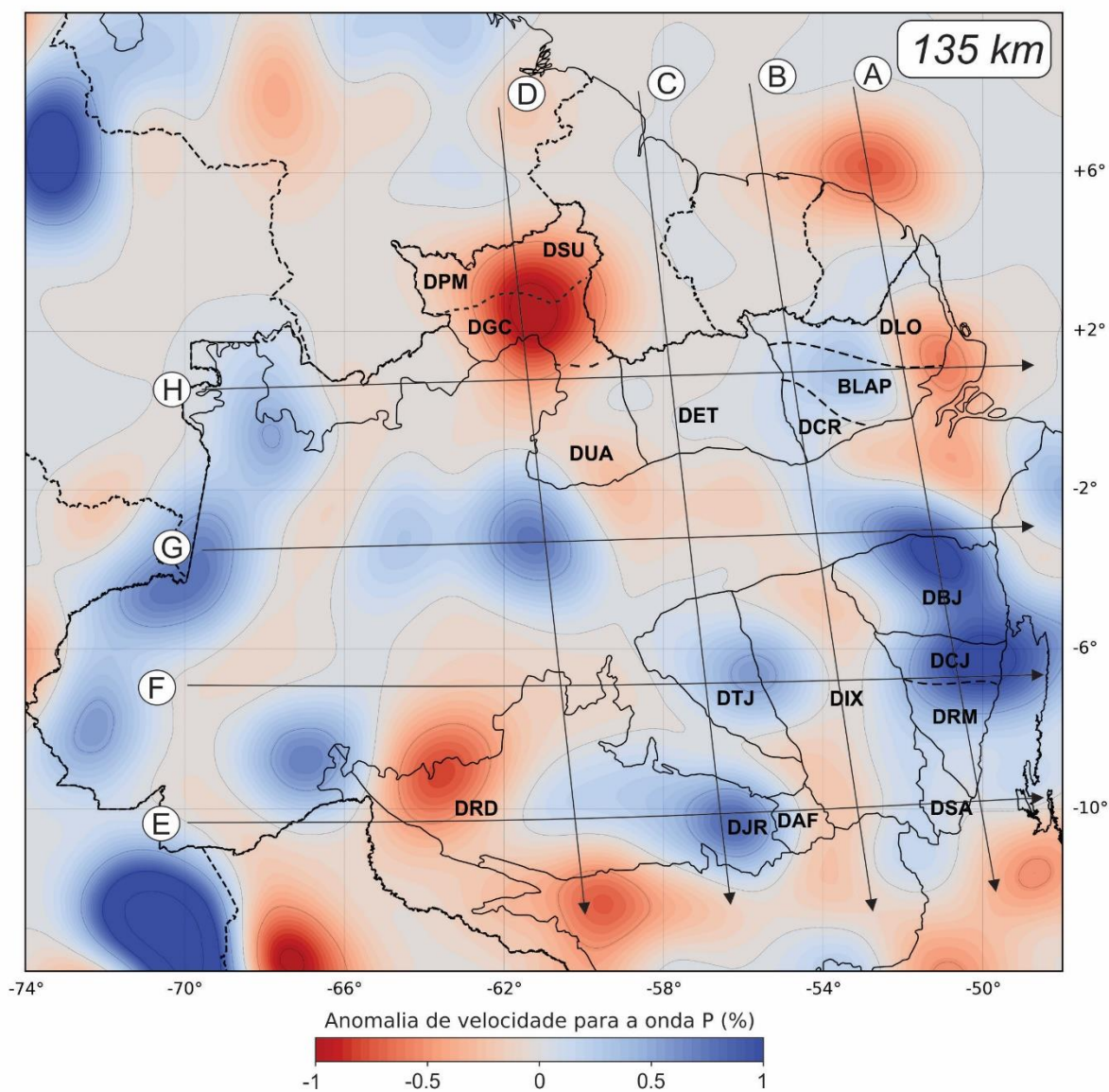


Figura 7.1 - Seção horizontal do modelo tomográfico para a profundidade de 68 km. As linhas grossas representam o limite das províncias tectônicas propostas por Vasquez et al. (2008; 2017). As linhas pontilhadas definem os limites internacionais bem como os limites dos domínios tectônicos em território brasileiros.



Domínios tectônicos

Província Tapajós-Parima

- Domínio Surumu (DSU)
- Domínio Parima (DPM)
- Domínio Guiana Central (DGC)
- Domínio Uatumã-Anauá (DUA)
- Domínio Tapajós (DTJ)
- Domínio Alta Floresta (DAF)

Província Transamazonas

- Domínio Santana do Araguaia (DSA)
- Domínio Bacajá (DBJ)
- Domínio Carecuru (DCR)
- Bloco Amapá (BLAP)
- Domínio Loreço (DLO)

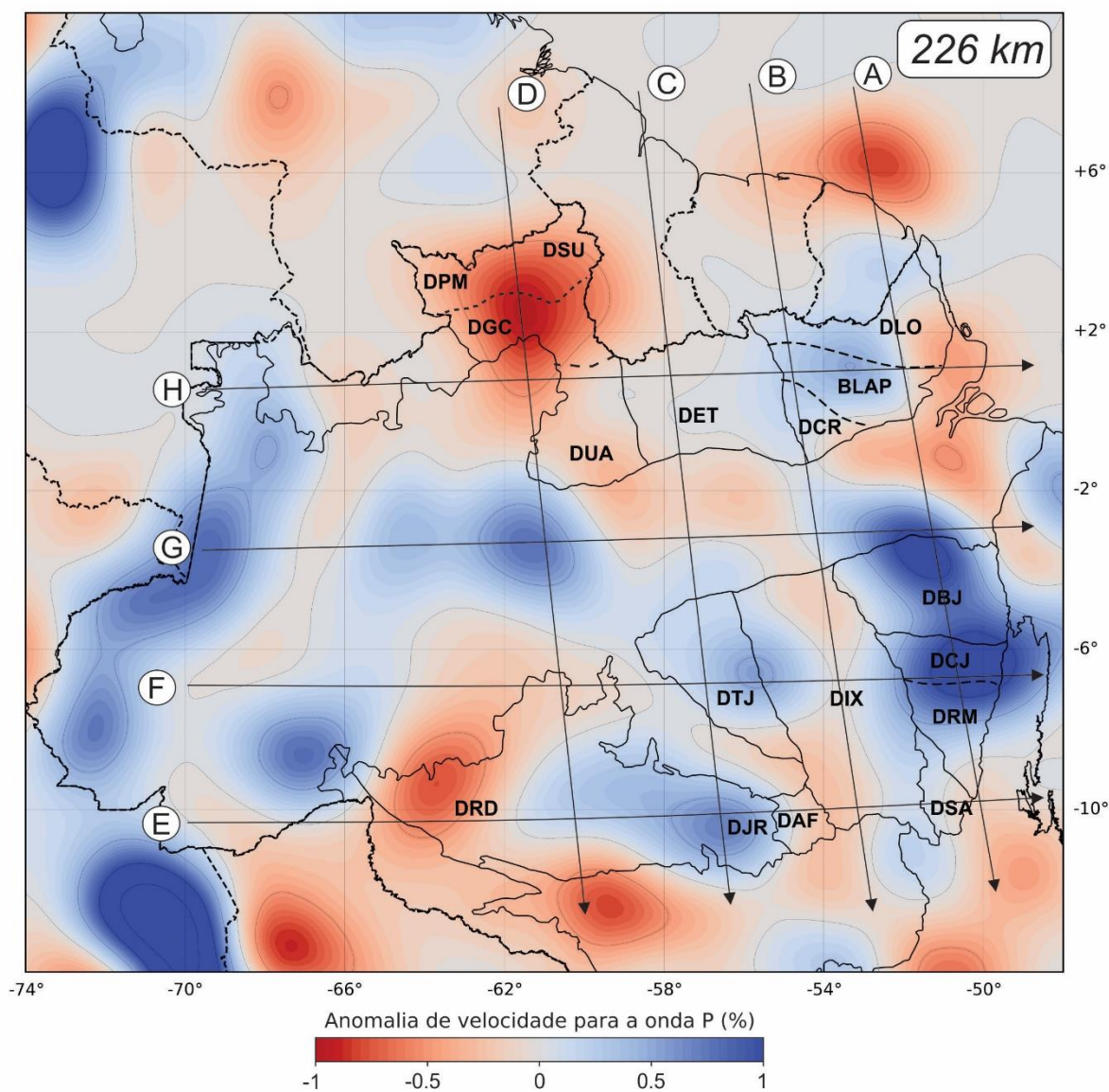
Província Carajás

- Domínio Carajás (DCR)
 - Domínio Rio Maria (DRM)
- Província Rondônia-Juruena**
- Domínio Juruena (DJR)
 - Domínio Rondônia (DRD)

Província Amazônia Central

- Domínio Erepecuru-Trombetas (DET)
- Domínio Iriri-Xingu (DIX)

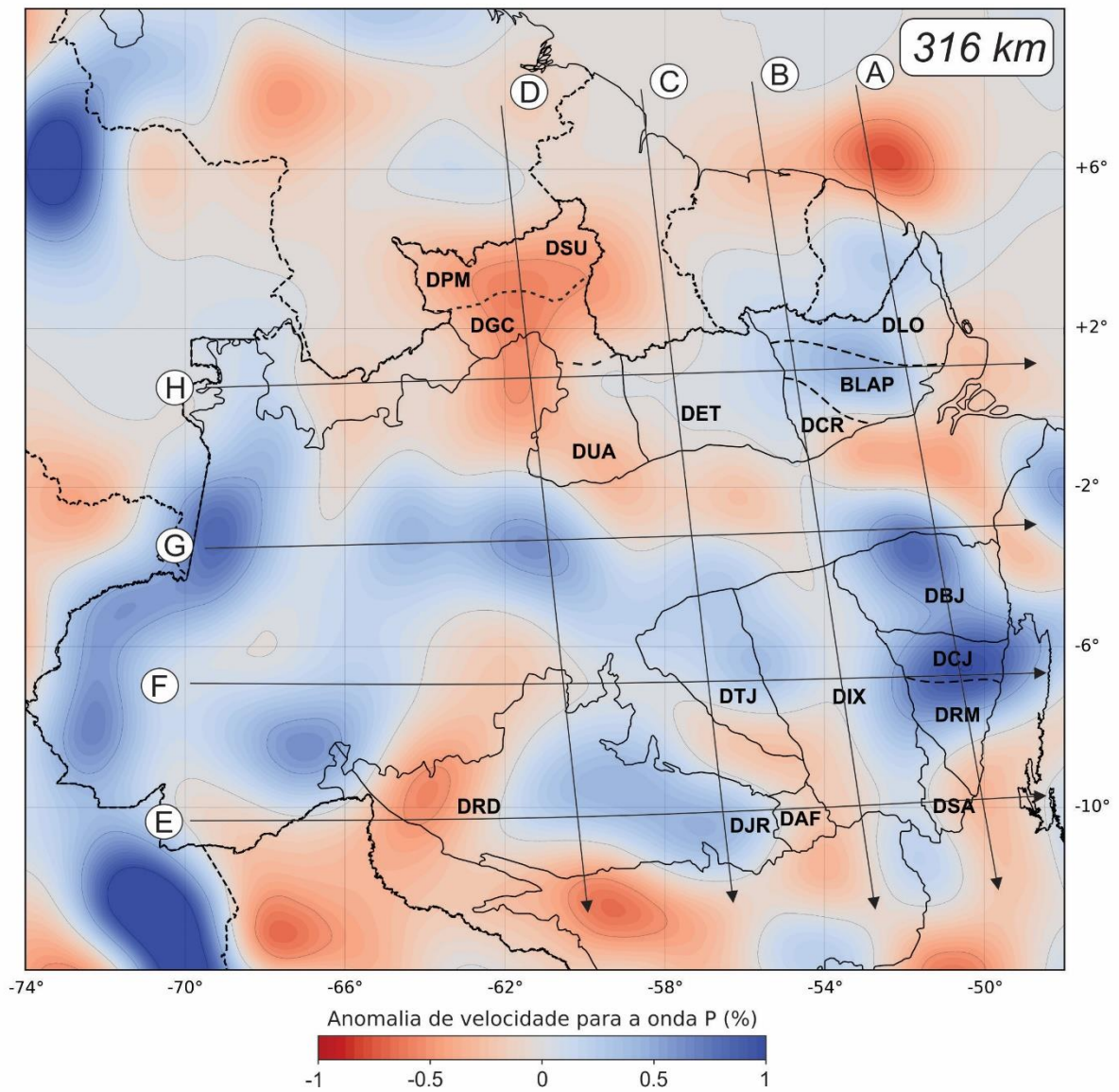
Figura 7.2 - Seção horizontal do modelo tomográfico para a profundidade de 135 km. As linhas grossas representam o limite das províncias tectônicas propostas por Vasquez et al. (2008; 2017). As linhas pontilhadas definem os limites internacionais bem como os limites dos domínios tectônicos em território brasileiros.



Domínios tectônicos

Província Tapajós-Parima	Província Transamazonas	Província Carajás	Província Amazônia Central
Domínio Surumu (DSU)	Domínio Santana do Araguaia (DSA)	Domínio Carajás (DCR)	Domínio Erepecuru-Trombetas (DET)
Domínio Parima (DPM)	Domínio Bacajá (DBJ)	Domínio Rio Maria (DRM)	Domínio Iriri-Xingu (DIX)
Domínio Guiana Central (DGC)	Domínio Carecuru (DCR)		
Domínio Uatumã-Anauá (DUA)	Bloco Amapá (BLAP)	Província Rondônia-Juruena	
Domínio Tapajós (DTJ)	Domínio Loreço (DLO)	Domínio Juruena (DJR)	
Domínio Alta Floresta (DAF)		Domínio Rondônia (DRD)	

Figura 7.3 - Seção horizontal do modelo tomográfico para a profundidade de 226 km. As linhas grossas representam o limite das províncias tectônicas propostas por Vasquez et al. (2008; 2017). As linhas pontilhadas definem os limites internacionais bem como os limites dos domínios tectônicos em território brasileiros.



Domínios tectônicos

Província Tapajós-Parima

- Domínio Surumu (DSU)
- Domínio Parima (DPM)
- Domínio Guiana Central (DGC)
- Domínio Uatumã-Anauá (DUA)
- Domínio Tapajós (DTJ)
- Domínio Alta Floresta (DAF)

Província Transamazonas

- Domínio Santana do Araguaia (DSA)
- Domínio Bacajá (DBJ)
- Domínio Carecuru (DCR)
- Bloco Amapá (BLAP)
- Domínio Loreço (DLO)

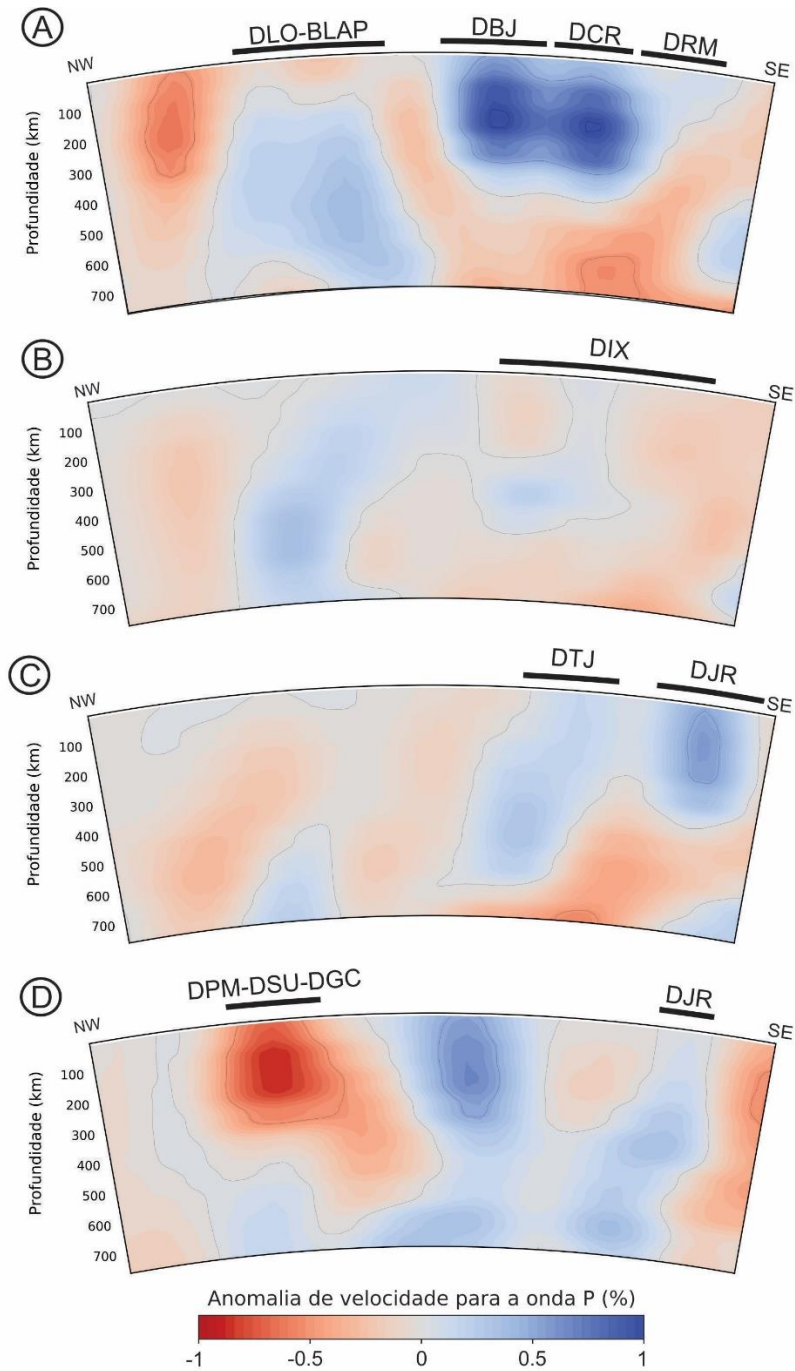
Província Carajás

- Domínio Carajás (DCR)
 - Domínio Rio Maria (DRM)
- Província Rondônia-Juruena**
- Domínio Juruena (DJR)
 - Domínio Rondônia (DRD)

Província Amazônia Central

- Domínio Erepecuru-Trombetas (DET)
- Domínio Iriri-Xingu (DIX)

Figura 7.4 - Seção horizontal do modelo tomográfico para a profundidade de 315 km. As linhas grossas representam o limite das províncias tectônicas propostas por Vasquez et al. (2008; 2017). As linhas pontilhadas definem os limites internacionais bem como os limites dos domínios tectônicos em território brasileiros.



Domínios tectônicos

Província Tapajós-Parima

- Domínio Surumu (DSU)
- Domínio Parima (DPM)
- Domínio Guiana Central (DGC)
- Domínio Uatumã-Anauá (DUA)
- Domínio Tapajós (DTJ)
- Domínio Alta Floresta (DAF)

Província Transamazonas

- Domínio Santana do Araguaia (DSA)
- Domínio Bacajá (DBJ)
- Domínio Carecuru (DCR)
- Bloco Amapá (BLAP)
- Domínio Loreço (DLO)

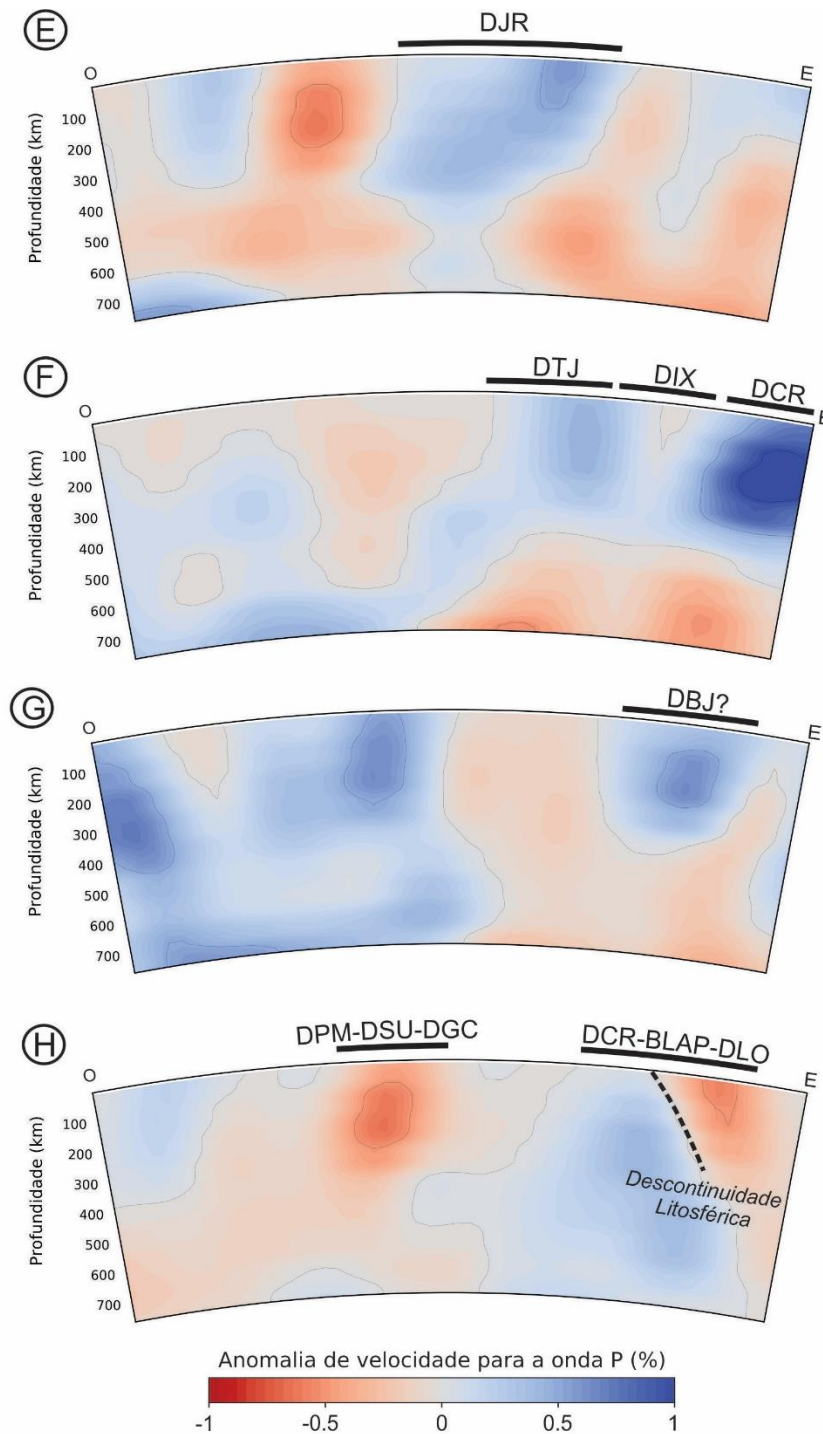
Província Carajás

- Domínio Carajás (DCR)
- Domínio Rio Maria (DRM)
- Província Rondônia-Juruena**
- Domínio Juruena (DJR)
- Domínio Rondônia (DRD)

Província Amazônia Central

- Domínio Erepecuru-Trombetas (DET)
- Domínio Iriri-Xingu (DIX)

Figura 7.5 - Seções verticais do modelo tomográfico para os perfis A, B, C e D apresentados nas Figuras 7.1, 7.2, 7.3 e 7.4. Os domínios tectônicos propostos por Vasquez et al. (2008; 2017), com exceção dos domínios sem resolução suficiente, foram sobrepostos às seções.



Domínios tectônicos

Província Tapajós-Parima	Província Transamazonas	Província Carajás	Província Amazônia Central
Domínio Surumu (DSU)	Domínio Santana do Araguaia (DSA)	Domínio Carajás (DCR)	Domínio Erepecuru-Trombetas (DET)
Domínio Parima (DPM)	Domínio Bacajá (DBJ)	Domínio Rio Maria (DRM)	Domínio Irixi-Xingu (DIX)
Domínio Guiana Central (DGC)	Domínio Carecuru (DCR)	Província Rondônia-Juruena	
Domínio Uatumã-Anauá (DUA)	Bloco Amapá (BLAP)	Domínio Juruena (DJR)	
Domínio Tapajós (DTJ)	Domínio Lorenço (DLO)	Domínio Rondônia (DRD)	
Domínio Alta Floresta (DAF)			

Figura 7.6 - Seções verticais do modelo tomográfico para os perfis E, F, G e H apresentados nas Figuras 7.1, 7.2, 7.3 e 7.4. Os domínios tectônicos propostos por Vasquez et al. (2008; 2017), com exceção dos domínios sem resolução suficiente, foram sobrepostos às seções.

Capítulo 8 - Artigo com a discussão dos resultados

8.1 Estrutura litosférica da porção sudeste do Cráton Amazônico por Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências: Implicações tectônicas e metalogenética

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos pela Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências para a porção do Escudo Brasil Central submetidos para a revista *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Este artigo apresenta as correlações entre as anomalias de velocidade e domínios tectônicos, bem como suas implicações tectônicas e metalogenéticas.

Lithospheric structure of the southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: tectonic and metallogenic implications

Author names and affiliations

Iago Sousa Lima Costa (iago.costa@cprm.gov.br)^{1,2}

Marcelo Peres Rocha (marcelorocha@unb.br)¹

Evandro Luiz Klein (evandro.klein@cprm.gov.br)²

Marcelo Lacerda Vasquez (marcelo.vasquez@cprm.gov.br)³

¹ *Universidade de Brasília - UnB, Seismological Observatory, Institute of Geosciences, Distrito Federal, Brasília, Brazil.*

² *CPRM - Geological Survey of Brazil. SBN, Quadra 02, Bloco H, 2º Andar, Distrito Federal, Brasília, Brazil, CEP: 70040-904.*

³ *CPRM - Geological Survey of Brazil. Av. Perimetral, 3645 - Marco, Pará, Belém, Brazil, CEP: 66095-904*

SUMMARY

We present a P-wave structure for the sub-continental lithospheric mantle (SCLM) beneath the southern segment of the Amazonian craton (Central Brazil Shield – CBS) using multiple-frequency tomography. Our model includes 469 seismic events recorded between 2009 and 2017 through of 314 seismic stations distributed over South America. From these events, we obtained 20507 P and 12329 PKIKP cross-correlation delays in six frequency bands centered at 0.03, 0.06, 0.13, 0.25, 0.5 and 1 Hz. The resolution of the final model is not homogeneous throughout the CBS, however, the resolution tests show that it is possible to define several lithospheric domains with dimensions greater than 390 x 390 km, reaching a maximum resolution of about 310 km in the regions of better resolution. We observed a good correlation between the P-wave anomalies and the tectonic domains defined previously based on geochronology and geological data. The SCLM of each individual domain has characteristics that are distinctly different from those from adjacent domains. The surface projection of the anomalies and their margins are associated with clusters of important Au, Au-Cu, IOCG, Ni and Zn-Pb-Cu mineral systems, in addition to kimberlite and diamond, allowing relating deep structures with superficial features, being possible to verify that there is a province-scale control in the distribution of mineral occurrences in the southern Amazonian craton.

KEY POINTS

- Multiple-frequency seismic tomography to study SCLM beneath regions with low coverage of seismographic stations
- Relationship between deep structures and shallow features.
- Correlation between high P-wave anomalies and mineral deposits in the southern portion of Amazonian Craton

INTRODUCTION

The Amazonian Craton (Figure 1) is one of the most expressive regions of the South American Platform and worldwide. Despite its tectonic and metallogenic importance, this craton has one of the lowest levels of geological knowledge on Precambrian terrains in the world, mainly due to access difficulties and dense tropical forest cover (Cordani, 2017).

A good understanding of the sub-continental lithospheric mantle (SCLM) structure of the Amazonian Craton can represent a key component for testing and improvement of available geotectonic models, and to the understanding of regional-scale controls on mineralization, with consequences for modern mineral exploration programs. In fact, the most widespread models for the tectonic subdivision of the Amazonian Craton are based mainly on geochronological patterns (Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000, Vasquez et al., 2008), which began to be disputed (e.g., Kroonenberg & De Roever, 2010; Fraga et al., 2017). In addition, from a metallogenic point of view, Groves and Santosh (2015) emphasized the limitations of current mineral exploration models that do not consider provincial-scale metallogenic controls. In this scale, the location of deposits such as gold (Groves et al., 2015), nickel (Begg et al., 2010; 2018) and diamond (Griffin et al., 2013), can be controlled by structures such as current margins or paleo-margins of cratons.

Ancient cratons, such as the Amazonian craton, are typically underlain by thick highly depleted SCLM (Griffin et al., 1999, 2009; Jordan 1978) and commonly related to the high degree of Fe depletion (Afonso & Schutt 2012). This behavior increases the P-wave velocity and enables a good study target using seismic tomography methods. Rocha et al. (2011) and Azevedo et al. (2015) used seismic tomography models based on Ray Theory (RT) to characterize the Amazonian craton as an expressive high-velocity anomaly. However, the coverage of seismographic stations in the craton region prevented a better characterization. In the last years, this coverage has evolved significantly due to the efforts of the research institutions responsible for the Brazilian Seismographic Network (Bianchi et al., 2018).

In this work, we used a new P-wave seismic tomography model for the Central Brazil Shield, the southern portion of Amazonian Craton, using the Multiple-Frequency tomography (Sigloch et al., 2008). In opposition to RT, the Multiple-Frequency tomography (MF) considers the frequency content of the wave and its diffraction effects, making it possible to study features outside the infinitesimally narrow ray path initially proposed by RT (Dahlen et al., 2000). The application of MF tomography rather than RT could increase significantly the resolution of the tomographic models (Sigloch et al., 2008), and may have a great advantage in the study of

regions with low coverage of seismic stations such as the Amazonian Craton. This new seismic tomography model is then discussed in terms of tectonic implications, such as the validity of current tectonic subdivision, and the distribution of the main metalliferous mineral systems (along with kimberlite + diamonds) in the Central Brazil Shield.



Figure 1. Topographic map of South America with the study area (red square) and distribution of seismographic stations (triangles) where the color indicates the networks. The main tectonic units of Brazil presented are: Amazon Basin (AB), Solimões Basin (SB), Amazonian craton (AC), Guiana Shield (GS); Central Brazil Shield (CBS), Borborema Province (BP), Parnaíba basin (PNB), Parana Basin (PRB), São Francisco craton (SFC) and Tocantins Province (TP). At the inset are the names of the seismographic networks, where: RSBR - Brazilian Seismographic Network (Bianchi et al., 2018), SIS/UnB - Seismological Observatory of the University of Brasília, PCPB - Pantanal, Chaco and Paraná structural studies network (University of São Paulo and partners), RSET/Transbrasiliano - Seismographic Network for Tectonic Studies and Transbrasiliano Lineament Project.

MAJOR GEOLOGICAL FRAMEWORK AND ASSOCIATED MINERAL SYSTEMS

The Amazonian Craton has an area of over 4,500,000 km² and is constituted by two Precambrian shields: Guiana and Central Brazil Shield, which are separated by the Phanerozoic covers of the Solimões and the Amazon basins (Figure 1). Our study area comprises the southern portion of the craton, the Central Brazil Shield (Figure 2A).

Since the 1970s, there has been a great discussion about the formation and tectonic compartmentalization of the Amazonian Craton, essentially using geochronological data (Amaral, 1974; Cordani, et al., 1979; Santos et al., 2000; Santos, 2003; Tassinari & Macambira, 1999; Teixeira et al., 1989; Vasquez et al., 2008). These authors understand the Central Brazil Shield as composed of Archaean terrains to the east, which were amalgamated by Paleoproterozoic and Mesoproterozoic terrains (or domains) that mostly decrease in age towards the west (Figure 2A). The Archean terrains are related to the Carajás Province, subdivided into the Carajás and Rio Maria domains. The Proterozoic domains include Bacajá and Santana do Araguaia (Transamazonas Province), Iriri-Xingu (Amazônia Central Province), Tapajós and Alta Floresta (Tapajós-Parima Province) and, Juruena and Rondônia domains (Rondônia-Juruena Province). Other authors prefer not using the geochronological subdivision (e.g., Kroonenberg & De Roever, 2010; Fraga et al., 2017).

Carajás Domain (Carajás Province)

The Carajás Domain (3.0 - 2.5 Ga) comprises predominantly Neoarchean continental crust, composed of low- to high-grade metamorphic basement rocks, several metavolcano-sedimentary sequences and bimodal intrusions. These were covered by Paleoproterozoic sedimentary basins and subsequently affected by a few episodes of Orosirian A-type granite magmatism (Fraga et al., 2017; Vasquez et al., 2008; Tavares et al., 2018). The Carajás Domain is recognized for the giant deposits of high-grade iron and manganese ore, a large amount of world-class iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits, in addition to nickel, chromium and PGE deposits related to mafic-ultramafic intrusions (Monteiro et al., 2014 and references therein).

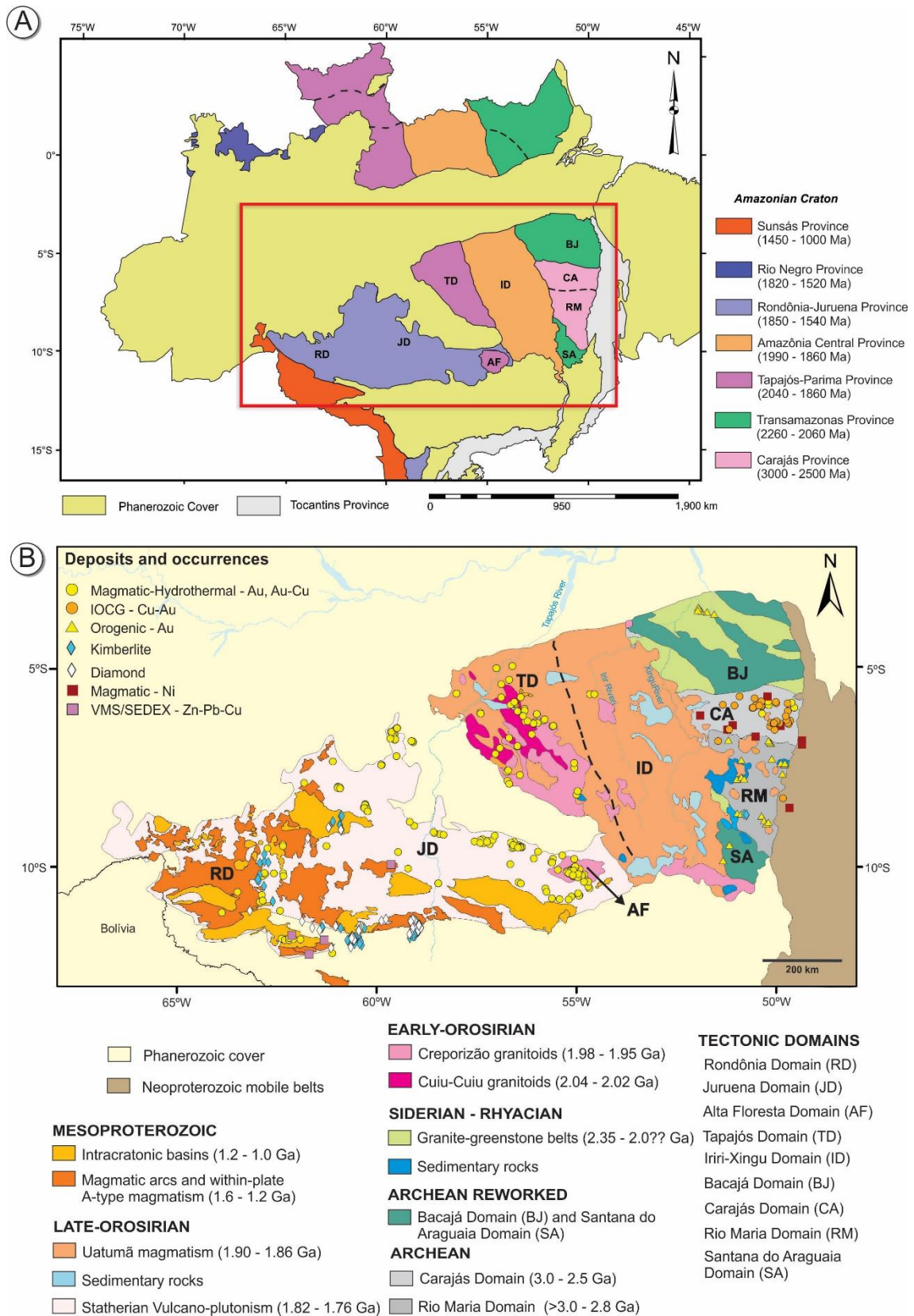


Figure 1. a) Geochronological provinces and internal tectonic domains of the Amazonian Craton as proposed by Santos (2003) and Vasquez et al. (2008). b) Simplified geological map of the Central Brazil Shield - Amazonian Craton, (modified from Fraga et al., 2017), and location of the main deposits and mineral occurrences (Klein et al., 2018).

Rio Maria Domain (Carajás Province)

The Rio Maria Domain (>3.0 - 2.8 Ga) is composed of Mesoarchean crust with greenstone belts surrounded by TTG granitoids and orthogneisses (Vasquez et al., 2008). Orosirian A-type magmatism also affected this domain. According to Althoff et al. (2000), the Rio Maria domain represents a threshold between the sagduction cases of the Pilbara Craton (e.g. François et al., 2014) and the predominant horizontal tectonics in the Carajás domain (e.g. Tavares et al., 2018). This domain includes orogenic gold associated with regional shear zones intersecting the greenstone belts sequences (e.g. Babaçu, Lagoa Seca, Sapucaia, Tucumã and Inajá deposits; Villas & Santos, 2001).

Bacajá Domain (Transamazonas Province)

Vasquez et al. (2008) describe the Bacajá Domain as composed of tectonic associations correlated with Archean (basement rocks) and Siderian fragments (greenstone belts and associated granitoids) reworked during the Trans-Amazonian orogenic cycle. Some gold deposits have been recognized in Bacajá Domain and despite the lack of works on the genesis of these deposits, some properties, such as host rocks, strong structural control and hydrothermal alteration style, suggest a correlation with the class of orogenic gold deposits (Klein et al., 2014).

Santana do Araguaia Domain (Transamazonas Province)

The Santana do Araguaia Domain, southeast of the Central Brazil Shield, was long time considered as a continuation of the Rio Maria Domain granite-greenstone terrain (Santos, 2003). However, the reinterpretation of previous K-Ar and Rb-Sr data and the use of geochronological data obtained in zircon (Macambira et al., 2007; Vasquez et al., 2008) indicate the reworking of Archaean crust during the Trans-Amazonian orogenic cycle. The Santana do Araguaia Domain has scarce known mineral occurrences. The main occurrence is the Mandi gold deposit. Its metallogenesis is still unknown, however, the described characteristics are similar to those of orogenic or intrusion-related gold deposits (Klein et al., 2014).

Irixi-Xingu Domain (Amazônia Central Province)

The Irixi-Xingu Domain is composed by felsic volcanic rocks and granites of 1.99 to 1.87 Ga that differ from coeval rocks of the Tapajós Domain because of the strong Archean crustal contribution, according to Nd-isotope data, that increase toward the Archean domains of Carajás and Rio Maria (Fernandes et al., 2011; Semblano et al., 2016). The high-K calc-alkaline volcanic rocks have been related to a flat-subduction of 1.90 – 1.88 Ga magmatic arc from the Tapajós Domain (Fernandes et al., 2011). However, a rift system that formed the Uatumã Silicic Large Igneous Province (Klein et al., 2012) can be an alternative to explain the widespread felsic magmatism of Paleoproterozoic of ca. 1.88 Ga in the central part of the craton.

Tapajós Domain (Tapajós-Parima Province)

The Tapajós Domain is an Orosirian volcano-plutonic belt formed by felsic volcanic rocks and granites of 2.03 to 1.86 Ga that can be related to successive magmatic arcs (Santos et al., 2000) or a magmatic arc followed by post-collisional magmatic events (Vasquez et al., 2002) and/or extensional events (Fraga et al., 2017; Klein et al., 2017). The gold deposits of this domain comprise mostly intrusion-related quartz veins hosted in NW-SE shear zones, Au-Cu porphyry deposits, as well as high- to low-sulphidation epithermal deposits related to volcanic calderas (Juliani et al., 2014).

Alta Floresta Domain (Tapajós-Parima Province)

The Alta Floresta Domain represents an enclave of the Tapajós Domain within the Juruena Domain (Figure 2B). It comprises 2.04 to 1.85 Ga granitoids cut by WNW-ESE shear zones and porphyry granites of 1.78 Ga (Alves et al., 2017), which host gold and gold-copper deposits.

Juruena Domain (Rondônia-Juruena Province)

The Juruena Domain consists of felsic volcanic rocks and granites of 1.82 to 1.75 Ga that can be related to magmatic arc (Frasca & Borges, 2003; Santos et al., 2000) or a decompressional melting of Tapajós crust during extension of the continental lithosphere (Rizzotto et al., 2016). Magmatic-hydrothermal gold deposits are the dominant mineral resources, which are hosted in granitoids and felsic volcanic rocks of 1.81 to 1.75 Ga, whereas

large polymetallic VMS deposit is associated with c.a. 1.75 Ga-old metavolcano-sedimentary sequence.

Rondônia Domain (Rondônia-Juruena Province)

The Rondônia Domain is composed of 1.76 to 0.99 Ga gneisses and granites related to magmatic arcs and within-plate settings (Scandolaro et al., 2017). This domain has world-class tin deposits related to A-type granites, along with VMS/SEDEX Zn-Pb-Cu deposits associated with metamorphosed volcanic and sedimentary successions. Intracratonic basins of 1.2 to 1.0 Ga cover Mesoproterozoic rocks. It also has diamond deposits associated with kimberlite pipes.

DATA AND METHOD

Data

Our database includes records of 314 seismographic stations from 11 networks distributed throughout South America (Figure 1). We included P and PKIKP teleseismic events between 2009 and 2017, with epicentral distances of 30° to 90° and 150° to 180°, respectively. These values allow avoiding effects of phase triplication caused by the transition zone. Due to the signal-to-noise ratio, only events with magnitude > 5.5 mb composed the database, resulting in 469 events (Figure 3A).

We use the approach proposed by Bonnín et al. (2014) to measure P-wave cross-correlation delays in six frequencies centered at 0.03, 0.06, 0.13, 0.25, 0.5 and 1 Hz. This procedure resulted in 20507 P-wave and 12329 PKIKP-wave cross-correlation delays (Figure 3B).

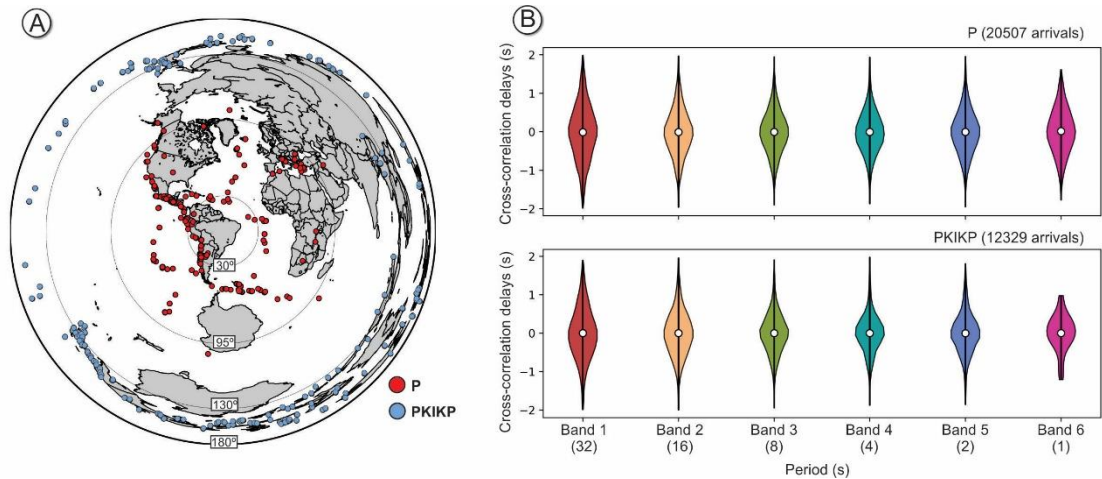


Figure 2. A) Distribution of the events used in this work with their respective phases. The red circles represent the P-wave, and blue circles the PKIKP-wave B) Violin plots showing the histogram of the cross-correlation delays for the six frequencies used.

Methodology

The first tomographic studies were carried out using travel time residuals obtained by manually marking the arrival of the seismic wave. However, manual arrival picking is a very time-consuming process, since the arrival of the wave does not always appear clearly in the seismograms. VanDecar and Crosson (1990) replaced the travel time residuals by cross-correlation delays, allowing to measure travel times faster and accurately. However, an inherent problem of cross-correlation techniques is the risk of cycle skipping, where an advanced or delayed cycle in the seismogram is mistakenly interpreted as the phase of interest. One approach widely used to mitigate this issue is the approximate manual picking of the phases (Lou et al., 2013; Schimmel et al., 2003; VanDecar & Crosson, 1990).

Bonnin et al. (2014) proposed a semi-automatic method for obtaining cross-correlation delays without the need of prior picking. These authors modified the cross-correlation method of VanDecar and Crosson (1990), imposing a minimum correlation coefficient, a frequency-dependent cross-correlation window, and a previous regularization. This regularization determines that the arrival times must be close to the calculated theoretical times from a background model, preventing, among other problems, cycle skipping. In this work, we chose a minimum correlation coefficient of 0.85 based on borehole simulation data performed by Mercerat and Nolet (2013), using only events that have at least five stations above this limit for at least one band.

Before the inversion procedure, Earth's ellipticity, topographic and crustal corrections are performed using a ray theory approach proposed by Tian et al. (2007a). The CRUST2.0 (Bassin et al., 2000) was the reference model for crust corrections. The whole mantle was discretized using the cubed earth parametrization (Charléty et al., 2013; Ronchi et al., 1996). This parametrization divides the Earth's surface into 6 parts where each part has 128 x 128 x 37 voxels, resulting in 3,637,248 cells. The voxels have an approximate horizontal size of 80 km and a vertical size of 80 km, being refined to 40 km near known discontinuities (e.g. 410 km, 660 km, and mantle-core interface).

To invert the cross-correlation delays (δT) in velocity perturbation $\left(\frac{\delta\alpha}{\alpha}\right)$, we used the linearized inverse problem:

$$\delta T = \int K_{\alpha}(x) \left(\frac{\delta\alpha}{\alpha}\right) dV \quad (1.1)$$

where $K_{\alpha}(x)$ represent the 3D banana-doughnut kernel (Dahlen et al., 2000). These kernels were calculated by dynamic ray tracing described in Tian et al. (2007a; 2007b). Our chosen final model fits the data with a relative $\chi^2 = 0.45$.

Due to the knowing relevance of the margins of positive P-wave anomalies in provincial-scale metallogenic controls, we applied a margin approach through the Canny edge detector technique (Canny, 1986). The Canny filter is a multi-stage edge detector that uses gradients of a Gaussian filter to detect the edges in images. In this work, we used the scikit-image python library (Van der Walt et al., 2014) to perform the Canny filter. We applied this filter to the tomographic models down to 68, 135, 226 and 316 km, with a Gaussian filter width of 3.0. Similarly, to the ‘‘Gravity worms’’, widely used in mineral exploration (Hornby et al., 1999), we call this approach of ‘‘Seismic worms’’.

RESULTS

The checkerboard tests

To evaluate the reliability of our final model we built up three synthetic models of positive and negative P-wave velocity anomalies (checkerboard) with an amplitude of $\pm 1\%$ (Figure 4). Our synthetic models have 4x4 voxels (312 x 312 km), 5x5 voxels (390 x 390 km) and 6x6 voxels (468 x 468 km). To simulate errors in the estimation of arrival time, we inserted a

Gaussian noise of 0.3 seconds in the synthetic input data. The geometry of the source-station pairs and the banana-doughnut kernels were the same used in the real final model.

The models recovered from the three synthetic models are shown in Figure 4. At a depth of 135 km, the 312 x 312 km model (Figure 4A,B) shows a good recovery in the eastern region, where the domains are smaller. The 390 x 390 km model (Figure 4C,D) shows the best recovery among the three synthetic models, showing a good resolution for heterogeneities of this dimension in most of the study area, with the exception of the Rondônia and Iriri-Xingu domains. The 468 x 468 model (Figure 4E,F) shows that, due to its large dimensions, it is possible to make a few inferences about the Iriri-Xingu and Rondônia domains, however with a low degree of reliability than the other domains. Due to the maximum resolution of about 310 km, our model does not have sufficient resolution to distinguish between the Alta Floresta and Juruena domains, and also between Rio Maria and Santana do Araguaia domains.

Figure 5 shows horizontal sections at different depths down to 497 km for the recovered model of 390 x 390 km (considered the best size to be recovered). The result shows a good resolution in most of the study area down to ~300 km depth. On the other hand, there is a resolution gap for the depth of 384 km, probably related with the limit between the cells of the checkerboard (the dimension in depth is 390 km. See also Figure 6B).

Figure 6 shows vertical sections of the three synthetic models for two profiles that cross the study area. The 312 x 312 km model (Figure 6A) shows a satisfactory vertical recovery of the anomalies up to a depth of 500 km for the A-A' profile and up to 300 km for the B-B' profile. The 390 x 390 km model (Figure 6B) shows a good recovery of the anomalies up to 700 km for the profile A-A', while for the profile B-B' the resolution is regular with low recovery for the positive synthetic input features. For the 468 x 468 km model (Figure 6C), there is a good recovery up to 400 km and 600 km for A-A' and B-B' profiles, respectively.

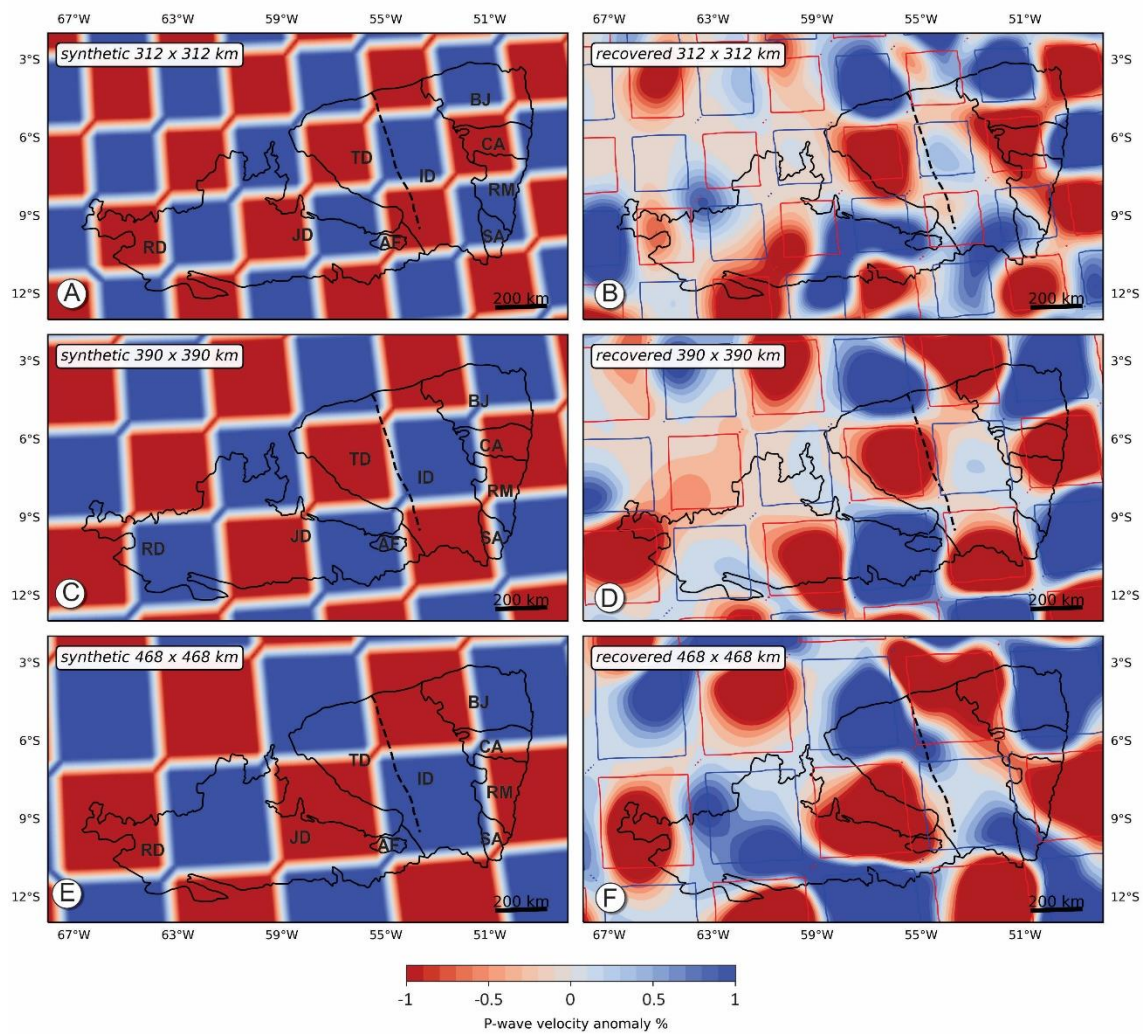


Figure 3. Horizontal sections of synthetic models at 135 km depth. Synthetic models with cells of 312 x 312, 390 x 390 and 468 x 468 km (left). The recovered models from their respective synthetic input models represented by contours of positive (blue) and negative (red) anomalies. Black contours represent the boundaries of geological domains based on Figure 2B.

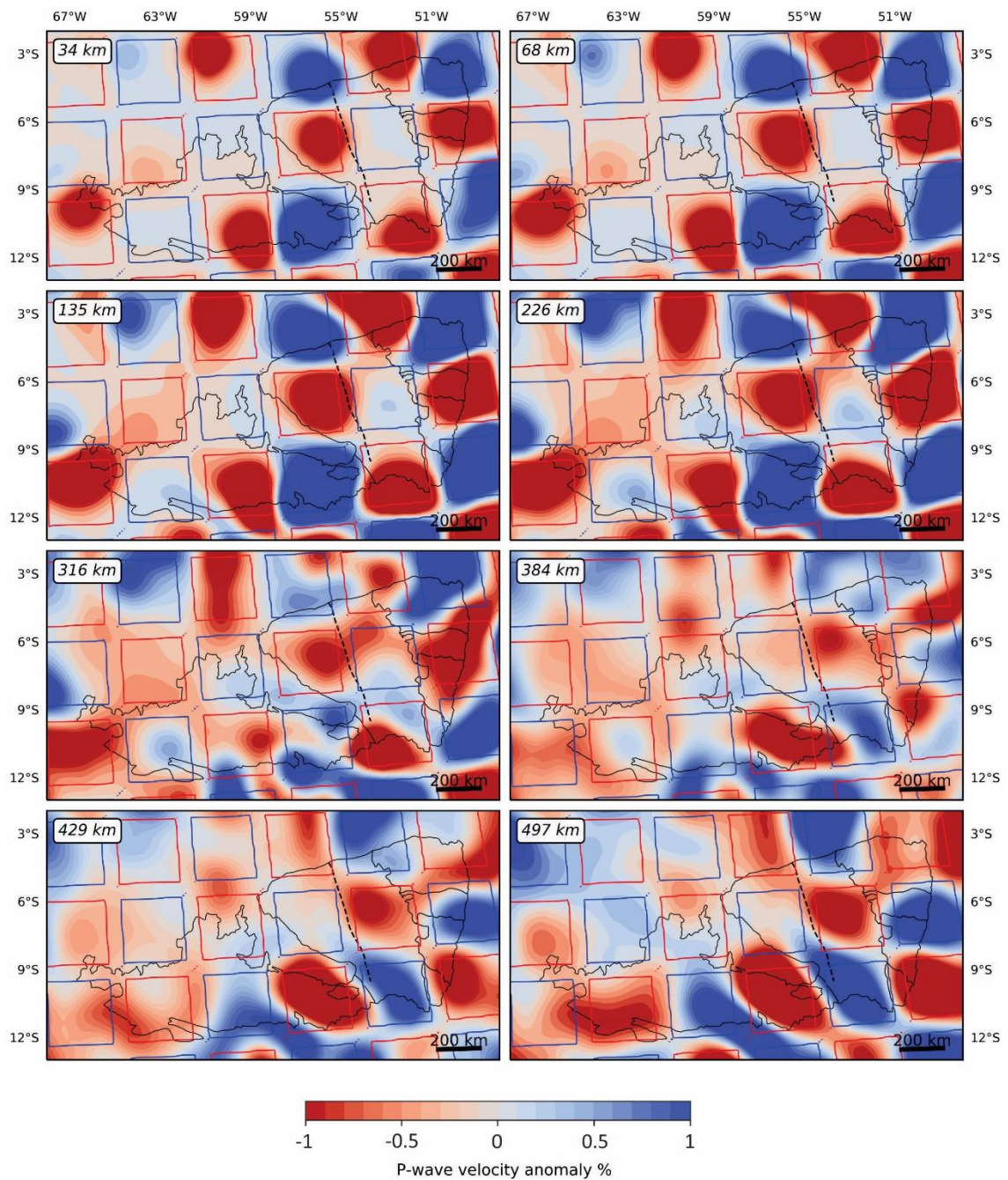


Figure 4. Horizontal sections of the recovered model from the 390 x 390 km in several depths up to 497. The synthetic input model is represented by contours of positive (blue) and negative (red) anomalies. Black contours represent the boundaries of geological domains based on Figure 2B.

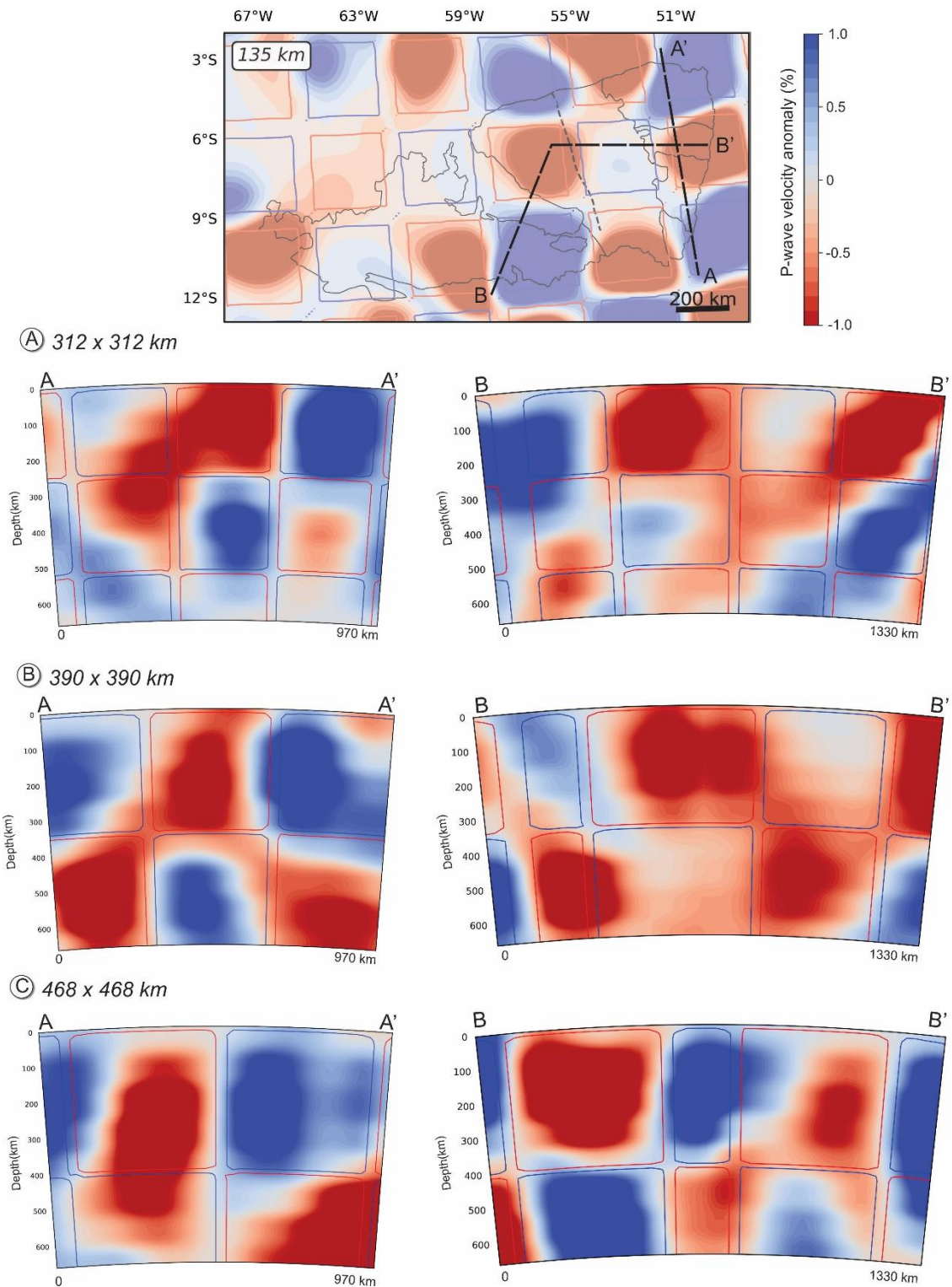


Figure 5. Vertical sections A-A' and B-B' for the three recovered models: A) 312 x 312 km, B): 390 x 390 km and, C) 468 x 468 km. The synthetic input model is represented by contours of positive (blue) and negative (red) anomalies.

Tomographic models

Our model is presented as horizontal sections at depths of 68, 135, 226 e 316 km (Figure 7), in the depth range where the checkerboard models showed maximum reliability. The anomalies are percent lateral perturbations from the IASP91 Earth Model (Kennett & Engdahl, 1991). “Hot” (reddish) colors represent low-velocity anomalies and “cold” (blueish) colors represent high-velocity anomalies.

In our results, we can observe two expressive high-velocity anomalies, below the region of the Bacajá and Carajás domains. This is the region with the best resolution of the model, where features with smaller size can be recovered. The limit between these two anomalies is well defined, and have a good spatial agreement with the current limit of these domains. The limit between the Carajás and Rio Maria domains (both belonging to the Carajás Province) is defined by a strong high-velocity gradient agreeing with the limit between these domains. We cannot observe in the seismic tomography results a significative difference between the Rio Maria and Santana do Araguaia domains, probably due to the lack of resolution for features with those dimensions.

In the region of the Irixi-Xingu Domain, an NNW-SSE elongated low-velocity anomaly was observed. In the northern portion, this low-velocity anomaly exceeds the limit with Bacajá Domain. On the other hand, in its southeastern portion, the edge of this anomaly is retreated into the domain, being its limit with the high-velocity anomaly of the Rio Maria Domain not coincident with the surface limit, defined with geological and geochronological data.

An intermediate high-velocity anomaly was observed below the region of the Tapajos Domain. This anomaly is completely comprised in the surface boundary of this domain; however, a low-velocity anomaly can be observed in the southern portion, and a tendency of low velocities appears in the northern portion, mainly in lower depths.

The Rondonia and Juruena domains, that form the Rondonia-Juruena Province, are characterized by low and high velocities, respectively. The limit between these two anomalies could represent the limit between these two domains in lithospheric depth, however, the low-resolution of this region make difficult to determine it. At the southeast Juruena Domain, a tendency of low-velocity appear, mainly beneath of the Alta Floresta Domain, however, the dimensions of this domain prevent its characterization. Finally, between the Rondonia-Juruena

Province and Tapajós Domain, we observe a low-velocity anomaly beneath the Alto Tapajós basin.

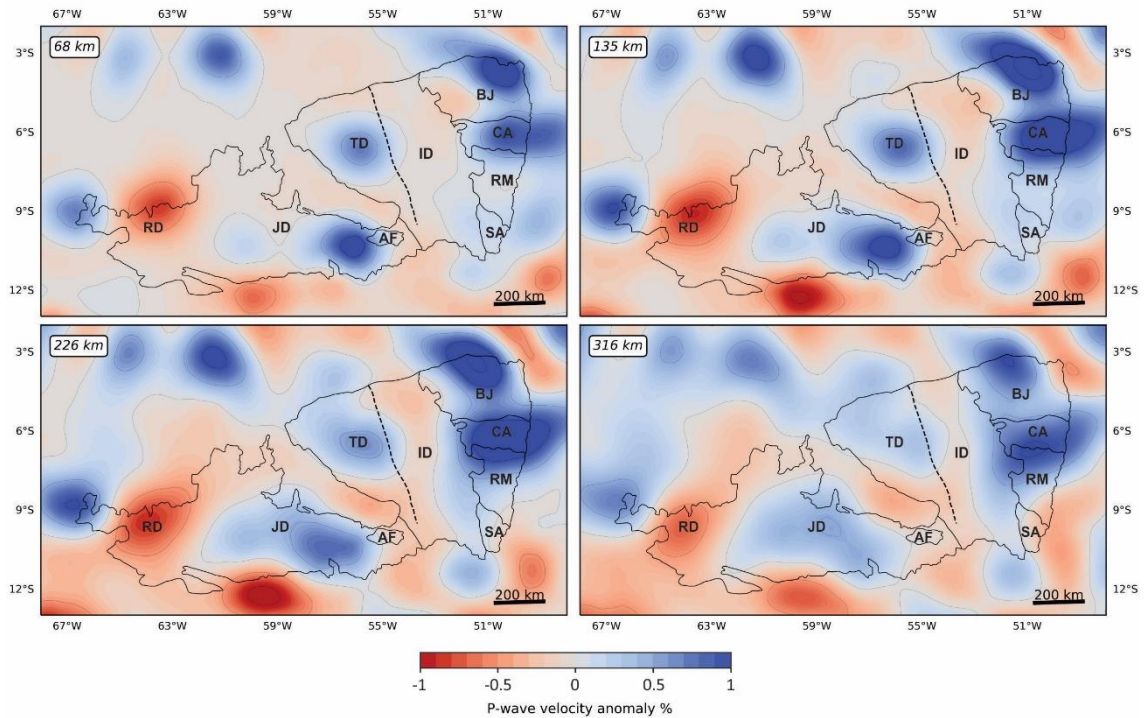


Figure 6. Horizontal sections of the P-wave velocity model for the depths of 68, 135, 226 and 316 km. Black contours represent the boundaries of geological domains presented in Figure 2B.

DISCUSSION

Metallogenic implications – a preliminary assessment

Currently, there is still a lack of knowledge about provincial-scale metallogenic controls, not only for the Amazonian Craton but for other regions of the world. Groves and Santosh (2015) have shown that in the last years, 90% of the published works focused on district to deposit to intra-deposit scale research. In provincial-scale metallogenic models, some deposits are preferably located near important boundaries of lithospheric domains in current margins or paleo-margins of cratons, where magmas formed in the SCLM can ascend to the surface by trans-lithospheric faults. The craton margin in this work is related to the paleo craton margin of lithospheric blocks rather than the current mapped boundaries.

The evaluation of the distribution of the main metallic deposits, along with kimberlites and diamond occurrences in the Central Brazil Shield, when compared to the results of our

modelling (Figure 8A), allows a preliminary (reconnaissance) assessment of the large-scale controls on the location of the mineral systems that produced these deposits and occurrences. Despite this spatial association and the available geological constraints, the evaluation of genetic links between the mineral systems and the mantle and/or crustal architecture of the study area requires the use of a larger and more robust set of techniques, including geochemical and isotopic parameters (e.g. Skirrow et al., 2018).

Accordingly, the observed distribution shows that the vast majority of the deposits and occurrences are located at, or close to the edge of positive P-wave anomalies, which represent the craton margins. This is the case of deposits and occurrences of nickel (orthomagmatic deposits and Ni-laterite developed over mafic-ultramafic intrusions), iron oxide-copper-gold (IOCG) and kimberlite/diamond in the Carajás and Juruena domains. This behavior is evidenced by the Seismic Worms (Figure 8B) and is compatible with previous studies using craton margins models (Begg et al., 2010, 2018; Griffin et al., 2013; Groves et al., 1987; Grainger et al., 2008). Grainger et al. (2008) noted that the IOCG deposits in the Carajás Domain have a similar tectonic setting close to the craton margin associated with a metasomatized SCLM, and this cratonic margin was understood as the boundary between archaic lithosphere to the west and neoproterozoic lithosphere to the east. However, our modeling shows that the IOCG deposits are actually related to a paleo-margin, coinciding with the current northern region of the Carajás Domain (Figure 8B). A large number of orogenic gold (Bacajá and Rio Maria Domain) rarely occur in the craton margins (Figure 8B). This behavior is compatible with other orogenic gold provinces worldwide (see Groves et al., 2015 and references therein).

Magmatic-hydrothermal Au and Au-Cu deposits and occurrences are well correlated with craton margins (Juruena Domain) and the core of the positive P-wave anomalies (Tapajós Domain). Furthermore, in the Juruena and Alta Floresta domains, most occurrences and deposits of the magmatic-hydrothermal (granite- and felsic volcanic rocks-related) gold, and gold-copper deposits, are distributed in an NW-SE-striking belt that crosses both domains (Figure 8B). This NW-SE feature fits with the northern edge of the positive anomaly. However, our model shows a continuation of this lithospheric boundary to the south of the domains, which may represent a new prospective area for this region.

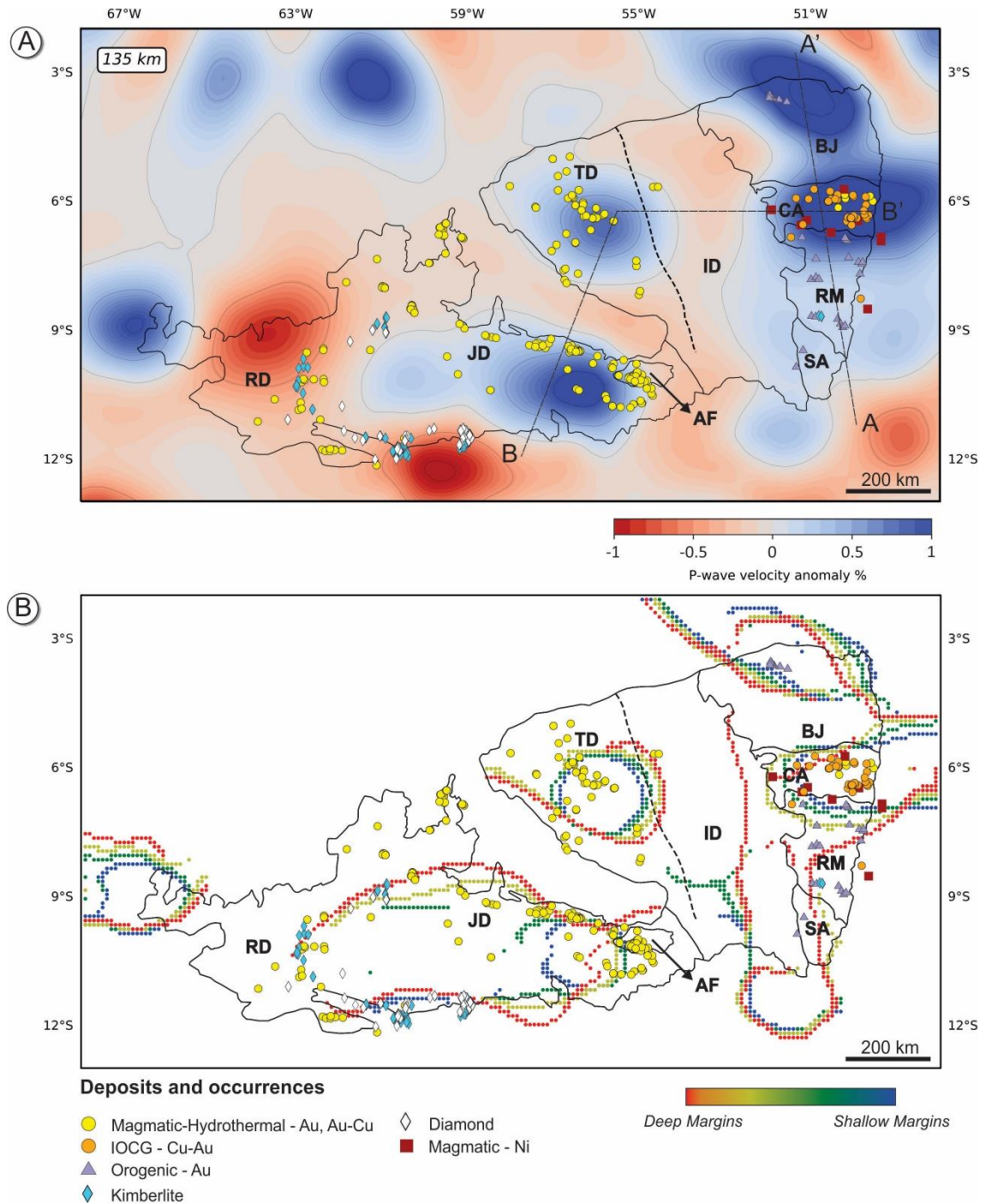


Figure 8. Distribution of mineral deposits and selected occurrences in relation to seismic tomography models. a) P-wave velocity tomographic results for depths of 135 km. b) Seismic worms showing lithospheric margins/paleo-margins. “Hot” colors are related to deep margins (~ 316 km depth) while “cold” colors to shallow margins (~ 68 km depth). Solid black contours are the limits of tectonic domains (acronyms as in Figure 2B), and the dashed line stands for the inferred boundary between the Tapajós and Iriri-Xingu domains. A-A’ and B-B’ locate the cross sections represented in Figures 9 and 10, respectively.

Tectonic implications

Rocha et al. (2011) and Azevedo et al. (2015) characterized the Amazonian Craton as an expressive high-velocity P-wave anomaly, as expected from an ancient craton. Fortunately, increasing the amount of data available and the application of the multiple-frequency tomography revealed heterogeneities in the craton SCLM. Figure 7 shows the tomographic model of the Amazonian craton for P-waves in different lithospheric depths. Although the synthetic data show that the resolution is not homogeneous in the study area, we have a good resolution in its central and eastern portions. In the extreme east, the domains have smaller dimensions; however, it is the portion where our model has better resolution, allowing the discussion of the SCLM individually for each domain. Our tomographic anomalies clearly correlate with the available tectonic subdivision based on geochronology and geological data (e.g. Vasquez et al., 2008 and references therein).

The Carajás Domain was well defined by our tomographic models as a high positive P-wave anomaly (Figure 7). Cross-sections show a deep anomaly beneath this domain, suggesting a thick lithosphere exceeding 250 km (Figure 9A). The Carajás anomaly is similar to the anomaly related to the Bacajá Domain, suggesting a similarity between these SCLM. Our tomographic model shows a discontinuity between these domains consistent with the previous limits proposed (see Vasquez et al., 2008).

The Rio Maria Domain has a lithospheric structure that varies from a thicker lithosphere to the north (Carajás Domain anomaly) to a thinner region to the south. With the exception of the northern portion, this domain has low positive P-wave anomalies and even negative values, an unusual feature for Archean terrains. These characteristics suggest that a tectonothermal event affected significantly the domain, suffering a thinning and refertilization of SCLM. Comparably, negative P-wave anomalies characterize the Irixi-Xingu Domain, possibly due to the Uatumã magmatic event in the Orosirian (Fraga et al., 2017), which suggests that there would also have been a thinning of the lithosphere. Figure 9B shows a schematic geological interpretation of the Carajás, Bacajá and Rio Maria domains, based in the tomographic cross section A-A' (Figure 9A).

An intermediate positive velocity anomaly characterizes the region of the Tapajós Domain, representing a thicker lithosphere. However, in relation to the Carajás and Bacajá domains, the Tapajós Domain has a thinner or less depleted SCLM (Figure 10A). A positive anomaly of elongated velocity in the NW-SE direction characterizes the Juruena Domain. The

amplitude of this anomaly resembles that of the Tapajós anomaly, suggesting similar characteristics among the SCLM of Juruena and Tapajós domains. Between these domains, the Alto Tapajós Basin (Figure 10A) shows a significantly low-velocity anomaly, which shows that its rifting has lithospheric dimensions. Figure 10B shows a schematic geological interpretation of the discussions on the Juruena, Tapajós, Iriri-Xingu e Carajás Domain.

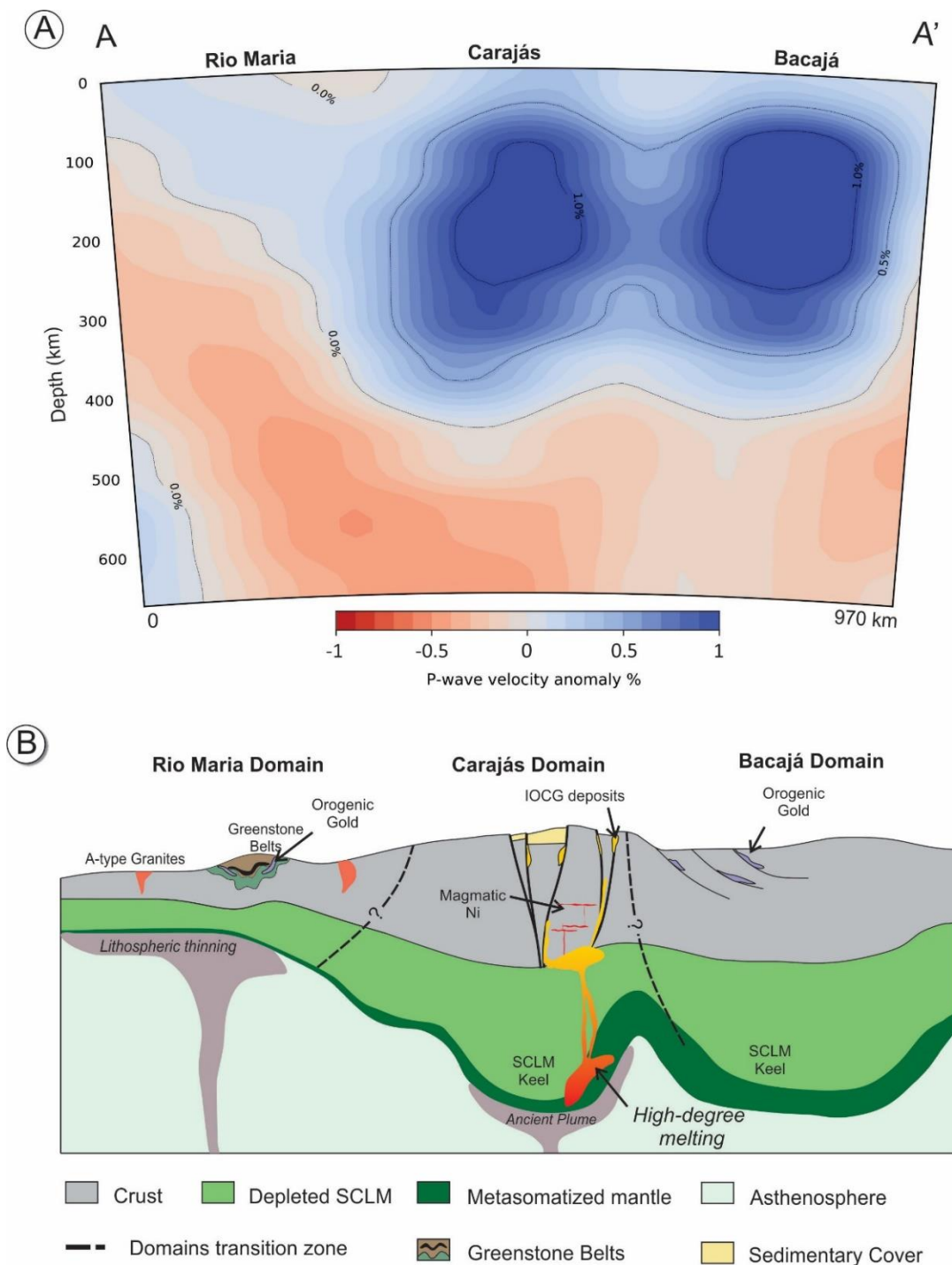


Figure 9. Cross-sections A-A' of the P-wave velocity tomographic model (a), focusing on the Carajás, Bacajá e Rio Maria domains, and (b) a schematic geological interpretation.

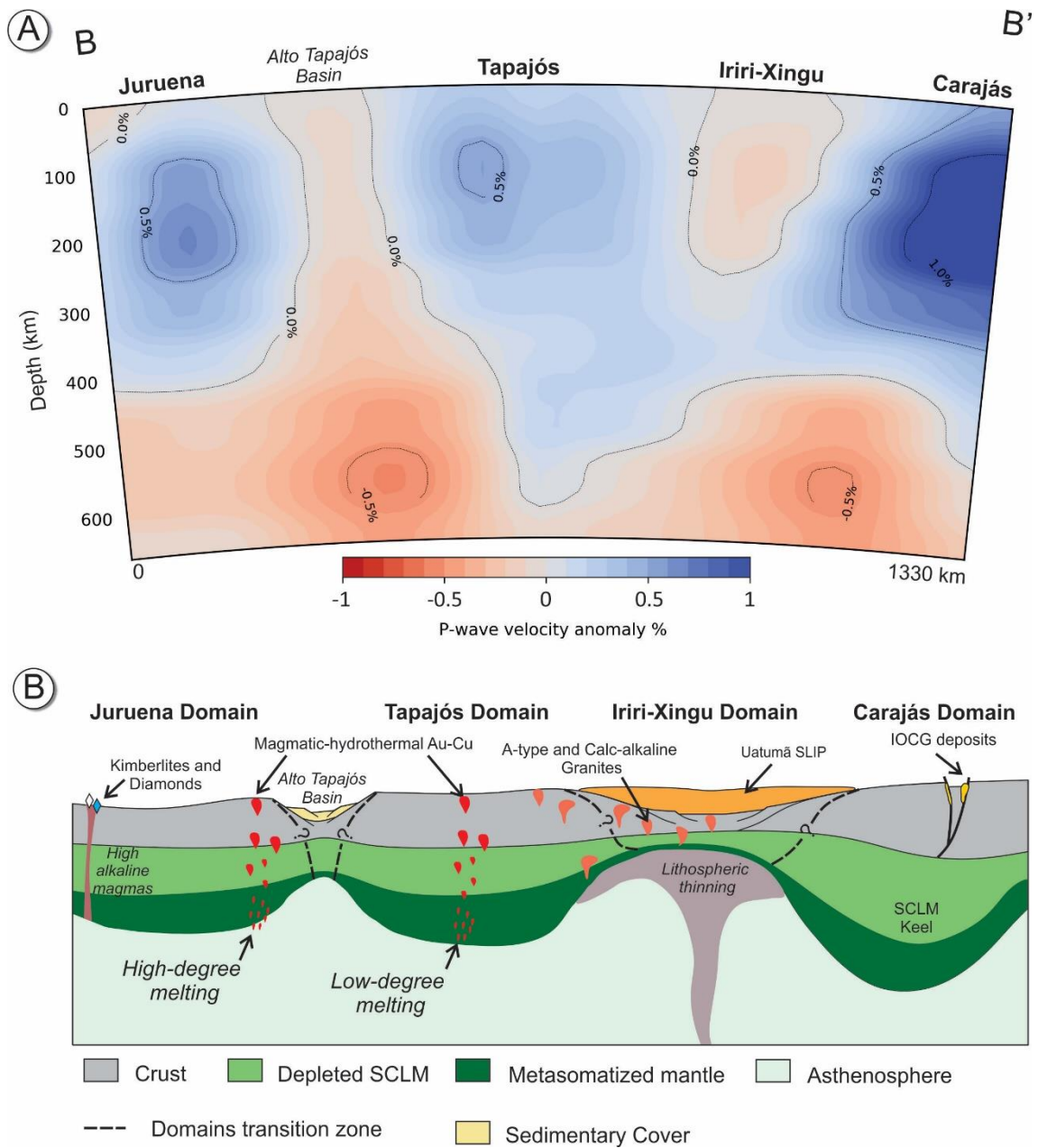


Figure 10. Cross-section B-B' of the P-wave velocity tomographic model (a) crossing the Juruena, Tapajós, Irixi-Xingu and Carajás domains, and (b) a schematic geological interpretation.

CONCLUSIONS

The expansion of the coverage of seismic stations in Brazil and the use of the multi-frequency approach brought a great improvement in the resolution of the tomographic models. Nevertheless, a denser station cover is needed to better define the compartmentalization of the Amazonian craton.

The heterogeneities in SCLM below the craton that do not clearly correlate with current models of geochronological provinces, but that correlate well with tectonic domains previously defined within these provinces and that were also based on geochronological and geological data.

The Carajás, Bacajá, Tapajós, and Juruena was observed as strong high-velocity anomalies, indicating that it is ancient paleo cratons and are the thicker block in the southern Amazonian Craton. The Rio Maria Domain present also high-velocities, however with less amplitude, suggesting smaller thicknesses and/or that it was affected by a tectonothermal event.

The Iriri-Xingu and Rondonian domains, and the Alto do Tapajós Basin was observed as low-velocity anomalies suggesting a lithospheric thinning (asthenospheric rising), due to a tectonothermal event, possibly related to the formation of the Uatumã Silicic Large Igneous Province, below the Iriri-Xingu Domain.

We also interpret the high-velocity anomalies positive as playing an important role in the understanding of regional-scale controls on the location of several mineral systems, which include giant and world-class deposits. Accordingly, deposits and occurrences of magmatic nickel, iron oxide-copper-gold (IOCG) and kimberlite/diamond are distributed preferentially on the margins of these anomalies. The Seismic worms introduced in this work reinforce this behavior and suggest regional sites for mineral exploration programs. Magmatic-hydrothermal Au and Au-Cu deposits show correlation with both craton margins (Juruena Domain) and the core of positive anomalies (Tapajós Domain). Orogenic gold deposits are mainly correlated with the core of the anomalies, rarely with craton margins, which might be attributed to relationships of the deposits with crustal-scale structures internal to the domains.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank PETROBRAS and CPRM-Geological Survey of Brazil for providing resources to expand and maintain the Brazilian Seismographic Network (RSBR). We use data from additional stations of the Seismological Center of the University of São Paulo, São Paulo State Institute of Technological Research (IPT), Seismological Observatory and Laboratory of Lithospheric Studies of the University of Brasilia, GTSN and GEOSCOPE Networks, and a temporary deployment by ETH-Zürich. Special thanks to Dr. Guust Nolet, who provided the algorithms and all the necessary help for the development of the seismic tomographic models used in this work. We would like to thank Dr. Paulo de Azevedo for his great assistance in the installation of seismographic stations in the Amazonian Craton, also all the staff that helped in stations installation and maintenance. We used the python library ObsPy (Beyreuther et al., 2010) to pre-processing the seismograms, and the library Matplotlib (Hunter, 2007) to plot the data. We thank CNPq-Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico for the research grants 31.1167/2015-2 (Marcelo. P. Rocha) and 30.6798/2016-6 (Evandro Klein).

Capítulo 9 - Conclusões

A ampliação da cobertura de estações sismográficas no Brasil aliada à aplicação da Tomografia de Múltiplas frequências trouxe um considerável avanço na resolução de modelos tomográficos para o Cráton Amazônico.

A abordagem descrita em Bonnin et al. (2014) possibilitou a obtenção de resíduos relativos em diferentes frequências de forma semi-automática. Este procedimento resultou numa grande redução de tempo para obtenção destes resíduos se comparados com técnicas de marcação manual (e.g. AZEVEDO, 2017; LOU et al., 2013; ROCHA, 2016; SCHIMMEL et al., 2003; VANDECAR; CROSSON, 1990).

Nosso modelo tomográfico apresentou anomalias que claramente se correlacionam com domínios geocronológicos previamente propostos por Vasquez et al. (2008; 2017) para o Escudo Brasil Central. Os domínios Carajás e Bacajá apresentaram significantes anomalias de alta velocidade com características semelhantes, o que pode indicar que o SCLM sob estes domínios possua geometria e composição similar.

O Domínio Rio Maria é caracterizado por uma anomalia com valores levemente positivos, em sua porção norte, com tendência a se tornar negativo a sul. A presença desta anomalia negativa sugere que possa ter ocorrido um evento tectonotermal que poderia ter afetado este domínio.

Os domínios Tapajós, Juruena e Alta Floresta são caracterizados por uma anomalia positiva com valores intermediários, sugerindo um SCLM mais fino (ou menos depletado) quando comparado aos domínios Carajás e Bacajá. Nosso modelo não possibilitou a distinção entre os domínios Juruena e Alta Floresta, o que pode ser explicado pela falta resolução do modelo ou pela falta de uma raiz profunda do Domínio Alta Floresta. A falta desta raiz pode reforçar a interpretação do Domínio Alta Floresta representar um fragmento de crosta do Domínio Tapajós.

O Domínio Iriri-Xingu apresentou uma anomalia de baixa velocidade, podendo ser explicada por um afinamento litosférico (ascensão da astenosfera) possivelmente relacionado ao evento Uatumã (SLIP Uatumã).

A região do Escudo das Guianas apresentou baixa resolução nos testes de resolução, por isso foram realizadas apenas discussões sucintas sobre as anomalias. No entanto, mesmo para estas discussões, é necessária uma maior cobertura de estações sismográfica sobre a região.

A anomalia negativa mais expressiva do Escudo das Guianas está localizada na porção extremo norte da Província Tapajós-Parima, que compreende os domínios Parima, Surumu e Guiana Central. Esta anomalia possui valores menores que -1%, e sugere uma região de afinamento litosférico.

A porção norte da Província Transamazonas apresentou uma descontinuidade entre uma anomalia de alta velocidade a oeste e uma de baixa velocidade a leste, em oposição aos domínios geocronológicos propostos. Considerando a proximidade a margem continental, essa baixa velocidade pode estar demarcando uma região de afinamento litosférico decorrente da abertura do oceano Atlântico. Em maiores profundidades a anomalia de alta velocidade se torna predominante.

Os testes de resolução realizados mostraram que a região dos domínios Rondônia, Erepecuru-Trombetas, Uatumã-Anauá e da Província Rio Negro não possuem resolução suficiente, e por isso não foram interpretados.

Nossos resultados revelaram que as anomalias de alta velocidade do Escudo Brasil Central possuem grande importância no controle regional de vários sistemas minerais. Depósitos e ocorrências de kimberlitos (e diamantes), IOCG e níqueis magmáticos estão distribuídos preferencialmente nas margens de anomalias de alta velocidade. Este comportamento é compatível com estudos anteriores baseados em margens e paleo-margens de crátons (e.g. BEGG et al., 2010; 2018; GRIFFIN et al., 2013; GROVES et al., 1987; GRAINGER et al., 2008). Isso fica evidenciado principalmente pela abordagem de “Seismic worms” proposta neste trabalho.

Depósitos de ouro magmático-hidrotermal e Ouro-Cobre apresentam correlação com margens (Domínio Juruena) e centro (Domínio Tapajós) de anomalias de alta velocidade. Depósitos de ouro orogênico ocorrem principalmente no centro das anomalias, de forma similar a outros depósitos orogênicos ao redor do mundo (ver GROVES et al., 2016).

Referências Bibliográficas

- AFONSO, J. C.; SCHUTT, D. L. The effects of polybaric partial melting on density and seismic velocities of mantle restites. **Lithos**, v. 134, p. 289-303, 2012.
- AKI, K. et al. Three-dimensional seismic velocity anomalies in the crust and upper-mantle under the USGS, California seismic array. **Eos Trans. AGU**, v. 56, p. 1145, 1974.
- ALTHOFF, F.; BARBEY, P.; BOULLIER, A. 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archaean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). **Precambrian Research**, v. 104, n. 3, p. 187–206, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste**, Sociedade Brasileira de Geologia, Campina Grande, Brasil, 1977, p. 363-391.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. **O pré-cambriano do Brasil**. Editora Edgard Blücher, 378 p, São Paulo, Brasil, 1984.
- ALVES, C. L., RIZZOTTO, G.J., RIOS, F. S. **Folha SC.21-X-D-VI Serra do Cachimbo**. Serviço Geológico do Brasil, Goiás, Brasil, 2017.
- AMARAL, G. **Geologia pré-cambriana da região Amazônica**. 1974. 217 p. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- ASSUMPÇÃO, M. et al. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. **Geophysical Journal International**, v. 159, n. 1, p. 390-399, 2004.
- AZEVEDO, P. A. DE et al. Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. **Geophysical Journal International**, v. 201, n. 1, p. 61–69, 2015.
- AZEVEDO, P. A. DE. **Estudo do manto superior sob o Brasil utilizando tomografia sísmica de tempo de percurso com ondas P**. 2017. 130p. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.

- BARRETO, C. J. S. et al. Vulcanismo félsico paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. **Geologia USP. Série científica**, São Paulo, SP. Vol. 13, n. 1 (mar. 2013), p. 47-72, 2013.
- BASSIN, C.; LASKE, G.; MASTERS, G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. **Eos**, v. 81, 2000.
- BEGG, G. C. et al. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. **Geosphere**, v. 5, n. 1, p. 23–50, 2009.
- BEGG, G. C. et al. Lithospheric, cratonic, and geodynamic setting of Ni-Cu-PGE sulfide deposits. **Economic geology**, v. 105, n. 6, p. 1057-1070, 2010.
- BEGG, G. C. et al. Global- to Deposit-Scale Controls on Orthomagmatic Ni-Cu(-PGE) and PGE Reef Ore Formation. In: MONDAL, S.K.; GRIFFIN, W.L. (Eds.). **Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas through Space and Time**. Elsevier, 2018, p. 1-46.
- BENZ, H. M.; ZANDT, G.; OPPENHEIMER, D. H. Lithospheric structure of northern California from teleseismic images of the upper mantle. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 97, n. B4, p. 4791–4807, 1992.
- BETTENCOURT, J. S. et al. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 22–49, 2016.
- BEYREUTHER, M. et al. ObsPy: A Python Toolbox for Seismology. **Seismological Research Letters**, v. 81, p. 530-533, 2010.
- BIANCHI, M. B. et al. The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving seismic monitoring in Brazil. **Seismological Research Letters**, v. 89, n. 2A, p. 452–457, 2018.
- BONNIN, M. et al. Multiple-frequency tomography of the upper mantle beneath the African/Iberian collision zone. **Geophysical Journal International**, v. 198, n. 3, p. 1458–1473, 2014.

- BORGES, R. M. K. et al. Metalogênese da Província Tapajós-Parima: Domínios Parima, Uaimiri e K'Mudku. In: Silva, MG, Rocha Neto, MB, Jost, H., Kuyumjian, RM (Eds.). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. CPRM, Belo Horizonte, 2014, p. 215-228.
- CANNY, J. A Computational Approach to Edge Detection. **IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence**, v. PAMI-8, n. 6, p. 679-698, 1986.
- CHARLÉTY, J. et al. Global seismic tomography with sparsity constraints: Comparison with smoothing and damping regularization. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 118, n. 9, p. 4887–4899, 2013.
- CHEVROT, S.; ZHAO, L. Multiscale finite-frequency Rayleigh wave tomography of the Kaapvaal craton. **Geophysical Journal International**, v. 169, n. 1, p. 201-215, 2007.
- CORDANI, U. G. et al. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: **Congresso Geológico Chileno**, Arica, Chile, p. 137-148, 1979.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. **Ciências da Terra**, v. 9, p. 6-11, 1984.
- CORDANI, U. G. História Geológica do Craton Amazônico. In: **Anais do 15º Simpósio de Geologia da Amazônia**, Pará, Belém, Brasil, 2017, p.11-16.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (Eds.). **Contribuições à geologia da Amazônia**, v. 1, 1997, p. 15-90.
- DAHLEN, F. A; HUNG, S. H.; NOLET, G. Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes—I. Theory. **Geophysical Journal International**, v. 141, n. 1, p. 157–174, 2000.
- DZIEWONSKI, A. M.; ANDERSON, D. L. Preliminary reference Earth model. **Physics of the earth and planetary interiors**, v. 25, n. 4, p. 297–356, 1981.
- FERNANDES, C. M. D. et al. 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? **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, n. 4, p. 351-368, 2011.

- FRAGA, L. M. et al. A influência da orogenia eo-orosiriana na formação da slíp Uatumã, parte central do Craton Amazônico. In: **Anais do 15º Simpósio de Geologia da Amazônia**, 15, Pará, Belém, Brasil, 2017, p 405-408.
- FRANÇOIS, C. et al. Burial and exhumation during Archean sagduction in the East Pilbara Granite-Greenstone Terrane. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 396, p. 235–251, 2014.
- FRASCA, A. A.; Borges, F.R. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha 24 de Maio e SC. 21-ZA**. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, Brasil, 2003.
- FUKAO, Y.; WIDIYANTORO, S.; OBAYASHI, M. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. **Reviews of Geophysics**, v. 39, n. 3, p. 291-323, 2001.
- GIBBS, A. K. et al. Age and composition of the Grao Para Group volcanics, Serra dos Carajas, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 2, p. 201–211, 1986.
- GRAINGER, C. J. et al. Metallogensis of the Carajás mineral province, southern Amazon craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. **Ore Geology Reviews**, v. 33, n. 3-4, p. 451-489, 2008.
- GRIFFIN, W. L. et al. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle: geophysical and geodynamic implications. In: BRAUN, J. et al. (Eds). **Structure and evolution of the Australian continent**, America Geophysical Union, 1998, p. 1–26.
- GRIFFIN, W. L.; O'REILLY, S. Y.; RYAN, C. G. The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle. In: SILVER P. G. et al. (Eds.). **Mantle Petrology: Field Observations and High-pressure Experimentation: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd**, The Geochemical Society, 1999, p. 13-45.
- GRIFFIN, W. L. et al. The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications. **Journal of Petrology**, v. 50, n. 7, p. 1185–1204, 2009.
- GRIFFIN, W. L.; BEGG, G. C.; REILLY, S. Y. O. Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. **Nature Publishing Group**, v. 6, n. 11, p. 905–910, 2013.
- GROVES, D. I. et al. Archean cratons, diamond and platinum: Evidence for coupled long-lived crust-mantle systems. **Geology**, v. 15, n. 9, p. 801-805, 1987.

- GROVES, D. I.; SANTOSH, M. Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: implications for mineral exploration. **Geoscience Frontiers**, v. 6, n. 3, p. 389-399, 2015.
- GROVES, D. I.; GOLDFARB, R. J.; SANTOSH, M. The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. **Geoscience Frontiers**, v. 7, n. 3, p. 303-314, 2016.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: **Symposium Amazonico**, v. 2, 1984, p. 129-147.
- HERAK, D.; HERAK, M. The Kupa Valley (Croatia) Earthquake of 8 October 1909—100 Years Later. **Seismological Research Letters**, v. 81, n. 1, p. 30-36, 2010.
- HOFFMAN, P. F. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 16, n. 1, p. 543–603, 1988.
- HOLANDA, J. L. R.; MARMOS, J. L.; MAIA, M. A. M. **Geodiversidade do estado de Roraima**, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Manaus, Brasil, 2014, 256 p.
- HORNBY, P.; BOSCHETTI, F.; HOROWITZ, F. G. Analysis of potential field data in the wavelet domain. **Geophysical Journal International**, v. 137, n. 1, p. 175-196, 1999.
- HUHN, S. R. B. et al. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria-Sul do Pará. In: **Anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia**, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brasil, 1988, p. 1438-1452.
- HUHN, S. R. B. **Geologia, controle estrutural e gênese do depósito aurífero Babaçu, região de Rio Maria, sul do Pará**. 1992. 169p. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília.
- HUNG, S. H.; DAHLEN, F. A.; NOLET, G.. Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes - II. Examples. **Geophysical Journal International**, v. 141, n. 1, p. 175-203, 2000.
- HUNTER, J. D. Matplotlib: A 2D graphics environment. **Computing in science & engineering**, v. 9, n. 3, p. 90-95, 2007.

- JEFFREYS, H. The rigidity of the Earth's central core. **Geophysical Journal International**, v. 1, n. s7, p. 371–383, 1926.
- JORDAN, T. H. Composition and development of the continental tectosphere. **Nature**, v. 274, n. 5671, p. 544–548, 1978.
- JULIANI, C. et al. Metalogênese da Província Tapajós. In: SILVA M. G. et al. (Eds.). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brasil, 2014, p. 229–263.
- KE, J. H. B. Seismological Tables. **British Association for the Advancement of Science**, Gray Milne Trust, London, 1940.
- KENNETT, B. L. N.; ENGDAHL, E. R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. **Geophysical Journal International**, v. 105, n. 2, p. 429–465, 1991.
- KENNETT, B. L. N.; ENGDAHL, E. R.; BULAND, R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. **Geophysical Journal International**, v. 122, n. 1, p. 108–124, 1995.
- KLEIN, E. L. et al. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. **Large Igneous Province Commission**, 2012.
- KLEIN, E. L.; ROSA-COSTA, L. T.; VASQUEZ, M. L. Metalogênese da borda oriental do Cráton Amazônico. In: SILVA M. G. et al. (Eds.). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brasil, 2014, p. 171–194.
- KLEIN, E. L. et al. Deposition and tectonic setting of the Palaeoproterozoic Castelo dos Sonhos metasedimentary formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: age and isotopic constraints. **International Geology Review**, v. 59, n. 7, p. 864-883, 2017.
- KLEIN, E. L. et al. **Atlas of mineral deposits and selected mineral occurrences of continental Brazil**. 78p. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 2018.
- KRAVTSOV, Y. A.; ORLOV, Y. I. Geometrical optics of inhomogeneous media. *Geometrical Optics of Inhomogeneous Media*, **Springer-Verlag**, 1990.
- KROONENBERG, S. B.; DE ROEVER, E. W. F. Geological evolution of the Amazonian Craton. In: HOORN C.; WESSELINGH F.P. (Eds.). **Amazonia, Landscape and Species Evolution**, Blackwell Publishing (Chichester), 2010, p. 7-28.

- LEHMANN, I. P'. **Publications du Bureau Central Seismologique International Serie A**, v. 14, p. 87–115, 1936.
- LI, C. **Evolution of upper mantle beneath East Asia and the Tibetan Plateau from P-wave tomography**. 2007. 196p. Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology, Massachusetts, United States of America.
- LIMA, M. I. C. **Projeto RADAM: uma saga amazônica**. Editora Paka-Tatu, 2008.
- LIU, X.; ZHAO, D. P and S wave tomography of Japan subduction zone from joint inversions of local and teleseismic travel times and surface-wave data. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 252, p. 1–22, 2016.
- LOU, X.; VAN DER LEE, S.; LLOYD, S. AIMBAT: A python/matplotlib tool for measuring teleseismic arrival times. **Seismological Research Letters**, v. 84, n. 1, p. 85–93, 2013.
- MACAMBIRA, E. M. B.; VASQUEZ, M. L.; RICCI, P. S. F. Caracterização do domínio tectônico Santana do Araguaia–sudeste do Pará. In: **10º Simpósio de Geologia da Amazônia**, Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Velho, Brasil, 2007.
- MARQUERING, H.; DAHLEN, F. A.; NOLET, G. Three-dimensional sensitivity kernels for finite-frequency traveltimes: the banana-doughnut paradox. **Geophysical Journal International**, v. 137, n. 3, p. 805–815, 1999.
- MELO, L. V. DE et al. Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit. **Géologie de la France**, v. 2-3-4, n. 1, p. 243–255, 2003.
- MERCERAT, E. D.; NOLET, G. On the linearity of cross-correlation delay times in finite-frequency tomography. **Geophysical Journal International**, v. 192, n. 2, p. 681–687, 2013.
- MOHOROVIČIĆ, A. Potres od 8. listopada. **Narodne novine**, V. 75, n. 237, p. 5–6, 1909.
- MONTEIRO, L. V. S. et al. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. **Mineralium Deposita**, v. 43, n. 2, p. 129–159, 2008.
- MONTEIRO, L. V. S. et al. Metalogênese da Província Carajás. In: SILVA, M. G. (Eds). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brasil, 2014, p. 43-92.

NOLET, G. **A breviary of seismic tomography: Imaging the Interior**, Cambridge University Press, New York, United States of America, 2008, 360p.

NOLET, G.; DAHLEN, F. A.; MONTELLI, R. Traveltimes and Amplitudes of Seismic Waves: A Re- Assessment. In: LEVANDER, A.; NOLET, G. **Seismic Earth: array analysis of broadband seismograms**, AGU Monograph Series, v. 157, 2005, p. 37–47.

PAIGE, C. C.; SAUNDERS, M. A. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. **ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)**, v. 8, n. 1, p. 43-71, 1982.

RAMGRAB, G. E.; SANTOS, J. O. S. Grupo Uatumã. In: **Anais do 28 ° Congresso Brasileiro de Geologia**, Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Alegre, Brazil, 1974, p. 87-95.

RAWLINSON, N.; POZGAY, S.; FISHWICK, S. Seismic tomography: A window into deep Earth. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 178, n. 3–4, p. 101–135, 2010.

RAWLINSON, N. et al. Crust and upper mantle structure beneath southeast Australia from ambient noise and teleseismic tomography. **Tectonophysics**, v. 689, p. 143–156, 2016.

REIS, N. J.; FRAGA, L. M. B. Geological and tectonic framework of Roraima State, Guyana Shield—an overview. In: **International Geological Congress**, Resumo Expandido, Rio de Janeiro, 2000.

REIS, N. J. et al. Geologia do estado de Roraima, Brasil. In: ROSSI, F.; Jean-Michel L.; Vasquez M.L. (Eds.). **Géologie de la France**, v. 2-3-4, p. 121-134, 2003.

REQUIA, K.; FONTBOTÉ, L. The Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás, northern Brazil. In: PORTER, T.M. (Eds.). **Hydrothermal Iron-Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective**, Australian Mineral Foundation, Adelaide, South Australia, 2000, p. 225–236.

RIZZOTTO, G. et al. Significado tectônico das rochas de alto grau do norte de Mato Grosso. In: **48° Congresso Brasileiro de Geologia**, Resumo expandido, Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Alegre, Brasil, 2016.

ROCHA, M. P. **Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil**. 2008. 86 p. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

ROCHA, M. P.; SCHIMMEL, M.; ASSUMPCÃO, M. Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P-and S-wave regional travelttime tomography. **Geophysical Journal International**, v. 184, n. 1, p. 268–286, 2011.

ROCHA, M. P. et al. Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography. **Tectonophysics**, v. 680, p. 1–7, 2016.

ROMANOWICZ, B. Global mantle tomography: progress status in the past 10 years. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 31, n. 1, p. 303-328, 2003.

RONCHI, C.; IACONO, R.; PAOLUCCI, P. The “Cubed Sphere”: A New Method for the Solution of Partial Differential Equations in Spherical Geometry. **Journal of Computational Physics**, v. 124, n. 1, p. 93-114, 1996.

ROSA-COSTA, L. T. **Geocronologia 207Pb/206Pb, Sm-Nd, U-Th-Pb e 40Ar-39Ar do Segmento Sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico**. 2006. 222 p. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

ROSA-COSTA, L. T.; LAFON, J. M.; DELOR, C. Zircon geochronology and Sm–Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. **Gondwana Research**, v. 10, n. 3, p. 277–300, 2006.

SANTOS, M. D. et al. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, Southern Para, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 3, p. 327–338, 1998.

SANTOS, J. O. S. et al. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. **Gondwana Research**, v. 3, n. 4, p. 37–49, 2000.

SANTOS, J. O. S. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS C.; VIDOTTI, R.M. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003, p. 169-226.

SANTOS, J. O. S. et al. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. **Precambrian Research**, v. 131, n. 1, p. 73–109, 2004.

SCANDOLARA, J. E. et al. Revisão da geologia do estado de Rondônia e áreas adjacentes. In: **Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia**. Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, p. 47–50.

SCANDOLARA, J. E. et al. Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: The Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 73, p. 223–247, 2017.

SCHIMMEL, M.; ASSUMPÇÃO, M.; VANDECAR, J. C. Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from *P* and *S* wave travel time inversions. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B4, 2003.

SCHMANDT, B.; HUMPHREYS, E. Complex subduction and small-scale convection revealed by body-wave tomography of the western United States upper mantle. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 297, n. 3, p. 435–445, 2010.

SEMBLANO, F. R. D. et al. Novos dados geológicos e isotópicos para o Domínio Iriri-Xingu, Província Amazônia Central: implicações para a idade do Grupo Iriri. **Revista USP, Série Científica**, v. 16, n. 3, p. 19-38, 2016.

SIGLOCH, K.; NOLET, G. Measuring finite-frequency body-wave amplitudes and traveltimes. **Geophysical Journal International**, v. 167, n. 1, p. 271–287, 2006.

SIGLOCH, K.; MCQUARRIE, N.; NOLET, G. Two-stage subduction history under North America inferred from multiple-frequency tomography. **Nature Geoscience**, v. 1, n. 7, p. 458–462, 2008.

SILVA, C. G. et al. Folha SB-22 (Araguaia) e parte da Folha SC-22 (Tocantins). **Projeto RadamBrasil**, 143 p, 1974.

SIMONS, F J. et al. Solving or resolving global tomographic models with spherical wavelets, and the scale and sparsity of seismic heterogeneity. **Geophysical Journal International**, v. 187, n. 2, p. 969-988, 2011.

SKIRROW, R. G. et al. Lithospheric Architecture and Mantle Metasomatism Linked to Iron Oxide Cu- Au Ore Formation: Multidisciplinary Evidence from the Olympic Dam Region, South Australia. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, V. 19, 2018.

- TALLARICO, F. H. B. et al. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. **Economic Geology**, v. 100, n. 1, p. 7–28, 2005.
- TASSINARI, C. C. G. **O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos**. 1996. 257 p. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences**, v. 22, n. 3, p. 174–182, 1999.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, v. 28, 2004, p. 471–485.
- TAVARES, F. M. et al. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. **Journal of South American Earth Sciences**, V. 88, p. 238-352, 2018.
- TEIXEIRA, W. et al. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, v. 42, p. 213–227, 1989.
- TIAN, Y. et al. Dynamic ray tracing and traveltimes corrections for global seismic tomography. **Journal of Computational Physics**, v. 226, n. 1, p. 672–687, 2007a.
- TIAN, Y. et al. Computing traveltimes and amplitude sensitivity kernels in finite-frequency tomography. **Journal of Computational Physics**, v. 226, n. 2, p. 2271–2288, 2007b.
- TIAN, Y.; SIGLOCH, K.; NOLET, G. Multiple-frequency SH-wave tomography of the western US upper mantle. **Geophysical Journal International**, v. 178, n. 3, p. 1384-1402, 2009.
- VAN DER HILST, R. D.; WIDIYANTORO, S.; ENGDAHL, E. R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. **Nature**, v. 386, n. 6625, p. 578–584, 1997.
- VAN DER WALT, S. et al. scikit-image: image processing in Python. **PeerJ**, v. 2, p. e453, 2014.

VANDECAR, J. C.; CROSSON, R. S. Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 80, n. 1, p. 150–169, 1990.

VANDECAR, J. C. **Upper-mantle structure of the Cascadia subduction zone from non-linear teleseismic travel-time inversion**. 1991. 165 p. University of Washington, Washington, United States of America.

VANDECAR, J. C.; JAMES, D. E.; ASSUMPCÃO, M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. **Nature**, v. 378, n. 6552, p. 25, 1995.

VASQUEZ, M. L.; RICCI, P. DOS S. F.; KLEIN, E. L. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. **Contribuições à geologia da Amazônia**, v. 3, p. 67–83, 2002.

VASQUEZ, M. L. **Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá**. 2006. 212 p. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

VASQUEZ, M. L. et al. Compartimentação tectônica. In: VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Eds.). **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**. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2008, p. 39-112.

VASQUEZ, M. L. Metalogênese da Província Amazônia Central. In: SILVA M. G. et al. (Eds.). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2014, p. 269-83.

VASQUEZ, M. L. et al. **Geologia e recursos minerais das folhas São Domingos, SB. 21-ZA-II e Jardim do Ouro, SB. 21-ZA-III: estado do Pará**. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2014, 2017, 205 p.

VILLAS, R. N.; SANTOS, M. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. **Mineralium Deposita**, v. 36, n. 3–4, p. 300–331, 2001.

WIELANDT, E. On the validity of the ray approximation for interpreting delay times. In: NOLET, G. **Seismic tomography**. Springer, Dordrecht, 1987. p. 85-98.

YANG, T. et al. Upper mantle structure beneath the Azores hotspot from finite-frequency seismic tomography. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 250, n. 1-2, p. 11-26, 2006.

ZAROLI, C. **Global multiple-frequency S-wave tomography of the Earth's mantle**. 2010. 214 p. Tese de Doutorado, University of Strasbourg, Strasbourg, France.

Anexo A - Estações Sismográficas

Tabela 2 - Lista das estações sismográficas utilizadas neste trabalho

Estação	Rede	Latitude(°)	Longitude (°)	Elevação (m)
ABPC	XT	9,46	-64,82	108,80
ABR01	ON	-17,96	-38,70	38,00
ALF01	ON	-20,62	-40,73	220,00
ALGR	XC	-28,80	-53,03	775,00
AMBA	XC	-22,93	-54,99	330,00
ANTJ	XC	-22,00	-56,00	532,00
ANTS	EC	-0,50	-78,17	4580,00
AP01	C1	-18,37	-70,34	31,00
aqda	blsp02	-20,48	-55,70	803,00
aqdb	blsp	-20,48	-55,70	155,00
AQDB	BL	-20,48	-55,70	155,00
ARAG	BR	-15,71	-51,81	237,00
ARAP	XC	-30,95	-57,52	40,00
ARPC	XT	9,74	-63,80	295,60
ATM1	OS	-3,29	-52,23	100,00
AZCA	XC	-28,08	-55,98	212,00
BAL3	OS	-1,92	-59,41	160,00
BAT2	OS	-17,36	-47,47	856,00
BAT3	OS	-17,40	-47,54	779,00
BAT5	OS	-17,29	-47,54	890,00
BAUV	VE	8,94	-68,04	106,00
BB19B	BL	-21,07	-48,53	571,00
BBLB	XC	-18,67	-58,80	226,00
BBRB	XC	-18,28	-59,81	376,00
BBSD	XC	-17,19	-60,61	366,00
BCIP	CU	9,17	-79,84	61,00
BDFB	GT	-15,64	-48,01	1198,70
BDQN	XC	-20,45	-56,75	180,00

BMO1	OS	-3,30	-51,76	100,00
BMO2	OS	-3,34	-51,99	100,00
BOAV	BR	2,40	-60,52	114,00
BOSC	EC	-3,15	-78,50	1398,00
bra7	UKN	-15,64	-48,01	1198,00
BSCB	BL	-21,00	-44,76	935,00
BSFB	BL	-18,83	-40,85	185,00
C2SB	BL	-18,77	-52,84	757,00
CAM01	ON	-21,83	-41,66	310,00
CAN1	OS	-13,42	-48,09	315,00
CAP2	CM	8,65	-77,36	229,00
CAPC	XT	7,34	-61,83	176,50
CAUB	BL	-8,18	-36,01	479,00
CB11	ZG	-18,22	-68,94	4194,10
CB12	ZG	-17,79	-68,29	3945,50
CB13	ZG	-17,28	-67,75	4126,40
CB14	ZG	-17,25	-65,90	3319,00
CB15	ZG	-16,91	-67,14	2774,60
CB20	ZG	-17,59	-69,45	4194,10
CB21	ZG	-17,29	-69,21	4180,10
CB22	ZG	-17,21	-69,00	3970,30
CB23	ZG	-17,11	-68,78	3866,50
CB24	ZG	-17,02	-68,61	3988,00
CB25	ZG	-16,98	-68,42	4105,70
CB26	ZG	-16,98	-68,19	4058,90
CB27	ZG	-16,78	-68,08	4158,30
CB28	ZG	-16,55	-67,95	3617,00
CB29	ZG	-16,35	-67,82	1963,90
CB2A	ZG	-16,20	-67,70	1708,60
CB2B	ZG	-16,01	-67,61	799,30

CB2C	ZG	-15,83	-67,56	706,70
CB2D	ZG	-15,60	-67,39	536,70
CB2E	ZG	-15,36	-67,10	593,90
CB2F	ZG	-15,14	-67,04	284,70
CB31	ZG	-16,44	-68,87	3876,10
CB32	ZG	-15,76	-68,65	2837,80
CB33	ZG	-15,50	-67,87	456,30
CB34	ZG	-14,43	-67,54	236,60
CB41	ZG	-15,66	-69,12	3901,70
CB42	ZG	-15,24	-68,75	1771,40
CB44	ZG	-14,14	-67,89	482,30
CB54	ZG	-13,77	-68,12	308,60
CCRS	XC	-17,29	-57,90	95,00
CFSA	OS	-10,17	-51,20	286,00
CHSH	EC	-1,49	-78,87	4476,00
CLDB	BL	-10,87	-55,80	298,00
CMPC	XT	7,65	-64,07	142,70
CN01	OS	0,93	-51,26	66,00
CNLB	BL	-29,31	-50,85	712,00
CNRN	OS	-13,80	-51,99	278,00
COHC	EC	-2,47	-79,26	626,00
COR1	OS	-18,01	-48,58	0,00
CP01	ZG	-17,91	-70,16	1046,00
CP02	ZG	-17,78	-69,96	2933,00
CP03	ZG	-17,58	-69,68	4328,00
CP04	ZG	-16,56	-71,45	2556,00
CP05	ZG	-15,73	-70,90	4511,00
CP06	ZG	-17,33	-71,00	1010,00
CP07	ZG	-16,89	-70,37	4485,00
CP08	ZG	-15,92	-69,82	3846,00

CP09	ZG	-15,83	-71,47	4369,00
CP10	ZG	-15,18	-71,95	4733,00
CP11	ZG	-15,32	-70,35	3890,00
CP12	ZG	-15,24	-69,53	3896,00
CP13	ZG	-14,79	-71,44	3919,00
CP14	ZG	-14,83	-70,40	3988,00
CP15	ZG	-14,16	-71,33	3726,00
CP16	ZG	-14,08	-70,43	4339,00
CP17	ZG	-14,19	-69,70	3790,00
CP18	ZG	-13,53	-70,90	4631,00
CP19	ZG	-13,09	-70,39	1024,00
CP20	ZG	-12,87	-69,71	744,00
CPSB	BL	-30,41	-53,44	290,00
CPUP	GT	-26,33	-57,33	105,00
CRJB	BL	-6,17	-50,15	757,00
CRP4	XN	9,79	-69,58	1560,60
CRRB	BR	-10,25	-37,60	237,00
CRSM	XC	-27,49	-54,04	304,00
CS6B	BL	-5,49	-38,67	110,00
CUIC	EC	0,30	-78,36	3165,00
cv1b	blsp	-13,81	-47,38	801,00
CZSB	BR	-7,73	-72,70	196,00
DIAM	BL	-18,30	-43,66	1280,00
DUB01	ON	-22,08	-42,37	623,00
DVLD	XC	-16,64	-52,16	548,00
EDMB	XC	-26,36	-54,43	228,00
EDPC	XT	6,71	-61,64	122,80
ESAR	BL	-23,02	-44,44	5,00
ESFA	XC	-24,96	-58,49	86,00
ETMB	BR	-9,82	-66,21	118,00

FCPC	XT	9,65	-66,83	210,00
FDPY	XC	-22,28	-59,94	137,00
FLO2	CM	1,58	-75,65	365,00
FOR1	OS	-3,78	-38,77	470,00
FRBT	XC	-25,98	-53,06	697,30
FRTB	BL	-23,34	-49,56	518,00
GDU01	ON	-13,72	-39,58	251,00
GGPC	EC	-0,18	-78,59	4495,00
GO01	C	-19,67	-69,19	3809,00
GUA01	ON	-16,58	-39,81	198,00
GUAC	YS	-18,41	-69,11	5076,00
GUIR	OS	-16,20	-53,73	482,00
HEL	CM	6,23	-75,55	2788,00
IBTB	BL	-23,85	-50,27	696,00
IGCB	BL	-1,13	-47,61	55,00
IMBA	EC	0,28	-78,20	3404,00
IPMB	BR	-17,98	-48,21	706,00
ISLE	YS	-19,18	-68,77	4302,00
itab	blsp	-27,31	-52,34	459,00
ITAB	BL	-27,23	-52,13	459,00
itpb	blsp	-15,99	-39,63	307,00
ITQB	BL	-29,66	-56,63	95,00
ITRB	BL	-19,70	-50,36	426,00
ITTB	BR	-4,37	-55,73	118,00
ITU3	OS	-18,22	-48,87	544,00
JAC01	ON	-24,81	-48,10	297,00
JAN7	OS	-15,06	-44,31	686,00
JANB	BR	-15,06	-44,31	686,00
jatb	blsp	-17,89	-51,49	819,00
JMPC	XT	9,89	-67,40	497,50

LJDO	BR	-9,77	-48,29	270,00
LMPC	XT	9,36	-67,38	145,50
LPAZ	GT	-16,29	-68,13	4815,10
MACA	BR	-3,16	-60,68	75,00
MAJ01	ON	-27,40	-49,01	344,00
MALB	BR	-1,85	-54,26	27,00
MAN01	ON	-22,87	-43,96	617,00
MAN1	OS	-14,89	-55,82	357,00
MAPC	XT	7,42	-65,19	51,60
MAPY	XC	-20,64	-59,88	140,00
MAR04	OS	-20,32	-49,19	411,00
MARB	BL	-24,45	-51,50	507,00
MATE	NET	-10,52	-46,45	520,21
MC01	BR	-16,71	-43,94	740,00
MCI7	BL	-16,78	-43,82	571,00
MCPB	BR	-0,36	-52,06	127,00
MCR1	XC	-24,46	-54,04	334,00
MCRA	EC	-4,37	-79,95	540,00
MECA	XC	-29,30	-58,17	93,00
MNPC	XT	8,99	-62,74	43,00
MOCA	BR	-10,63	-47,83	259,00
MON	CM	8,78	-75,67	109,00
MOPC	XT	6,59	-66,84	95,70
MPG	G	5,11	-52,64	147,00
MUPC	XT	8,33	-64,29	129,80
MURT	XC	-21,66	-57,61	123,00
NAN01	ON	-17,84	-40,13	206,00
NBAN	NB	-9,67	-36,27	260,00
NBCA	NB	-8,23	-36,01	613,00
NBCL	NB	-4,22	-38,29	27,00

NBCP	NB	-12,59	-39,18	232,00
NBIT	NB	-14,93	-39,43	183,00
NBLA	NB	-10,99	-37,79	192,00
NBLI	NB	-7,36	-36,95	624,00
NBLV	NB	-7,36	-36,92	602,00
NBMA	NB	-7,37	-38,76	437,00
NBMO	NB	-3,31	-40,04	95,00
NBPA	NB	-5,75	-37,11	92,00
NBPB	NB	-5,54	-39,58	263,00
NBPN	NB	-10,85	-40,20	386,00
NBPS	NB	-4,39	-41,45	713,00
NBPV	NB	-6,42	-35,29	91,00
NBRF	NB	-8,68	-35,13	56,00
NBRS	XC	-14,32	-55,78	490,00
NBTA	NB	-9,12	-38,06	348,00
NNA	II	-11,99	-76,84	575,00
novb	blsp	-28,61	-49,56	170,00
NPGB	BR	-7,05	-55,36	266,00
NTVD	BR	-11,71	-47,68	344,00
NVLB	BR	-9,03	-35,57	220,00
OCA	CM	8,24	-73,32	1264,00
OCBR	BR	-4,58	-38,39	50,80
OTAV	IU	0,24	-78,45	3510,00
PACA	YS	-18,06	-69,20	4346,00
PAL1	OS	-6,64	-47,56	320,00
PAL2	OS	-6,75	-47,33	300,00
PANT	XC	-18,99	-56,62	271,00
PAPC	XT	8,03	-62,65	468,80
PAPY	XC	-24,09	-58,23	90,00
PAR1	OS	-11,55	-57,87	314,00

PAR2	OS	-12,10	-58,33	374,00
PAR3	OS	-11,47	-58,72	347,00
PAR4	OS	-11,53	-59,06	352,00
PAR5	OS	-11,58	-57,39	255,00
PAR6	OS	-11,52	-58,17	260,00
PARB	BL	-23,34	-45,62	777,00
PATO	NET	-10,63	-47,31	353,90
PCMB	BL	-21,61	-51,26	346,00
PCTB	BR	-10,41	-36,70	67,00
pdcb	blsp	-12,53	-39,12	220,00
PDRB	BR	-11,61	-56,73	322,00
PET01	ON	-24,29	-47,28	150,00
PEXB	BL	-12,11	-48,30	346,00
PFBR	BR	-6,12	-38,27	221,97
PFPC	XT	8,33	-65,94	131,20
PIUM	NET	-10,43	-49,10	266,54
PLCA	GT	-40,73	-70,55	956,00
PLTB	BL	-31,76	-53,60	412,00
PMNB	BL	-18,54	-46,44	949,00
PNP7	XN	8,07	-69,30	89,00
POCN	XC	-16,62	-56,73	116,00
PORT	EC	-1,46	-78,77	4469,00
pp1b	blsp	-17,60	-54,88	370,00
PP1B	BL	-17,60	-54,88	368,00
PPP6	XN	8,94	-69,46	108,00
PRA	CM	3,70	-74,90	414,00
PRPB	BR	-6,17	-49,81	265,00
PRPC	XT	8,50	-63,63	142,50
PTET	XC	-15,38	-57,16	185,00
PTGA	IU	-0,73	-59,97	237,00

PTGB	BL	-24,72	-52,01	981,00
PTLB	BR	-15,45	-59,14	400,00
PTSB	BR	-7,08	-37,27	268,00
PULU	EC	0,02	-78,50	3114,00
PUYO	EC	-1,49	-78,02	1070,00
RCBR	IU	-5,83	-35,90	400,00
RCLB	BL	-22,42	-47,53	660,00
RET1	NET	-10,67	-48,55	248,51
RET2	NET	-11,70	-49,53	195,84
RET3	NET	-11,87	-49,21	283,60
RET4	NET	-12,18	-48,71	264,76
RET8	NET	-12,97	-50,10	271,12
RET9	NET	-13,29	-49,72	277,68
RIB01	ON	-19,31	-40,39	216,00
RODS	XC	-30,35	-55,20	241,00
ROIB	BL	-24,30	-51,14	568,00
ROPC	XT	9,91	-66,38	432,50
ROSB	BR	-2,90	-44,12	60,00
RPPC	XT	8,95	-66,44	162,20
RPRD	XC	-20,48	-53,70	343,00
RUS	CM	5,89	-73,08	3697,00
RVDE	XC	-19,03	-54,94	470,00
SABJ	NB	-3,31	-40,04	108,00
SABR	BR	-8,35	-36,55	679,82
SAGO	EC	-1,15	-78,67	4153,00
SALB	BR	-15,90	-55,69	213,00
SALV	BR	-15,90	-55,69	213,00
SAMA	BR	-8,86	-47,59	308,00
SAML	IU	-8,95	-63,18	120,00
SBBR	BR	-3,75	-40,37	60,12

SDBA	BR	-12,41	-44,90	623,00
SDV	IU	8,88	-70,63	1620,00
SFTO	NET	-10,18	-46,64	360,54
SGCB	BR	-0,12	-67,03	70,00
SICB	BL	-23,62	-49,88	752,00
SIPC	XT	9,36	-63,06	36,20
SJC	CM	9,90	-75,18	596,00
SJMB	BL	-18,70	-41,18	243,00
SLOR	EC	-0,73	-78,50	3600,00
SLP01	ON	-23,32	-45,16	1117,00
SMPC	XT	8,51	-66,32	120,30
SMTB	BR	-8,86	-47,59	310,00
SNDB	BR	-11,97	-51,29	252,00
SNP1	OS	-11,33	-51,76	315,00
SNVB	BL	0,91	-51,88	248,00
SRPC	XT	9,58	-64,29	320,20
SSV2	OS	-12,85	-48,21	315,00
STPC	XT	8,14	-66,25	79,00
TBOT	XC	-31,68	-55,94	160,00
TBTG	BR	-4,19	-69,91	91,00
TEFE	BR	-3,51	-64,63	52,00
TER01	ON	-28,53	-49,13	315,00
TICA	XC	-26,39	-60,38	101,00
TIJ01	ON	-25,32	-49,00	1049,00
TLMB	BL	-24,07	-50,70	700,00
TMAB	BR	-2,37	-48,10	26,00
TRCB	BL	-22,79	-52,64	490,00
trmb	blsp	-18,09	-44,93	115,00
TRSB	BL	-4,87	-42,71	125,00
TUC3	OS	-4,33	-49,92	83,00

TUC4	OS	-4,25	-49,54	100,00
TUC9	OS	-4,02	-49,55	111,00
TULM	EC	0,72	-77,79	3677,00
TUM	CM	1,84	-78,73	50,00
ULPC	XT	8,86	-67,39	101,80
UNIS	XC	-29,07	-55,07	319,00
VABB	BL	-23,00	-46,97	866,00
VACA	XC	-27,64	-60,70	83,00
VAS01	ON	-22,28	-43,44	402,00
VBST	XC	-14,53	-60,02	235,00
VCES	EC	-0,80	-78,39	4044,00
VILB	BR	-12,95	-60,20	434,00
VIPC	XT	7,86	-62,07	257,80
ZUMB	EC-	-4,86	-79,14	1286,00
ZUPC	XT	8,36	-65,20	93,40
LAPC	XT	8,99	-65,77	160,80
