



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

**ESTRUTURA DO MANTO SUPERIOR SOB A PROVÍNCIA BORBOREMA ATRAVÉS DE
TOMOGRÁFIA TELESSÍSMICA DE ONDA P: IMPLICAÇÕES PARA O SOERGIMENTO,
VULCANISMO INTRAPLACA E ABERTURA DO ATLÂNTICO EQUATORIAL.**

Autor:

FLODOALDO DE LIMA SIMÕES NETO

Orientador:

Prof. Dr. Jordi Julià Casas

DGEF/PPGG/UFRN

Co-Orientador:

Dr. Martin Schimmel

CSIC/ICTJA

Tese nº 52/PPGG

NATAL/RN, 2018



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

**ESTRUTURA DO MANTO SUPERIOR SOB A PROVÍNCIA BORBOREMA ATRAVÉS DE
TOMOGRÁFIA TELESSÍSMICA DE ONDA P: IMPLICAÇÕES PARA O SOERGIMENTO,
VULCANISMO INTRAPLACA E ABERTURA DO ATLÂNTICO EQUATORIAL.**

Autor:

FLODOALDO DE LIMA SIMÕES NETO

Tese de doutorado apresentada em 28 de fevereiro de 2018, ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade do Rio Grande do Norte, como requisito parcial para obtenção do Título de Doutor em Geofísica.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Jordi Julià Casas (Orientador - DGEF / PPGG / UFRN)

Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros - (DGEF / PPGG / UFRN)

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra - (DG / PPGG / UFRN)

Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha - (IG/UnB)

Prof. Dr. Victor Sacek - (IAG/USP)

NATAL/RN, 2018

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Simões Neto, Flodoaldo de Lima.

Estrutura do manto superior sob a Província Borborema através de tomografia telessísmica de onda P: implicações para o soerguimento, vulcanismo intraplaca e abertura do atlântico equatorial / Flodoaldo de Lima Simões Neto. - 2018.
174f.: il.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2018.

Orientador: Jordi Julià Casas.

Coorientador: Martin Schimmel.

1. Sismologia - Tese. 2. Tomografia telessísmica - Tese. 3. Província Borborema - Tese. I. Casas, Jordi Julià. II. Schimmel, Martin. III. Título.

RN/UF/CCET

CDU 550.34

Agradecimentos

À minha família por sempre estar do meu lado me apoiando, ajudando e dividindo as alegrias e preocupações ao longo desse doutorado. Sem esse apoio tudo seria um pouco mais difícil e vazio. E, especialmente, a minha esposa Cristiane Tomaz por todo seu amor;

Ao meu orientador Prof. Dr. Jordi Julià Casas, pela paciência, apoio e orientação ao longo da tese. Suas sugestões e conhecimentos foram fundamentais para o término deste trabalho. Grande parte do sucesso desse trabalho posso atribuir a ele;

Ao meu coorientador Dr. Martin Schimmel, que me ajudou a entender a utilizar os códigos na fase inicial deste trabalho. Infelizmente a distância geográfica atrapalhou outras contribuições, mas sempre se mostrou solícito;

Ao amigo Hugo Esteban Poveda, companheiro de laboratório e grande parceiro ao longo do doutorado;

Aos amigos Ana Nemocón, Diogo Luiz, Márcio Barbosa que contribuíram com discussões ao longo do trabalho;

Aos colegas que estiveram presentes ao longo do doutorado e deixaram o ambiente mais agradável, com conversas, sorrisos e tornando a pausa para o café mais divertida.

Aos professores do departamento de geofísica;

Aos técnicos do LabSis: André Tavares da Silva, Eduardo Alexandre Santos de Menezes, Flauber Carlos Costa , Marconi Alves de Oliveira, Rodrigo Luiz Silva Pessoa e Rômulo Brito de Farias;

À CAPES, pela bolsa concedida;

Ao INCT em Estudos Tectônicos e à Rede Sismográfica do Nordeste (RSisNE), pelos dados cedidos;

Ao PPGG, pela oportunidade de realização do trabalho;

Ao LabSis, pelo apoio em infraestrutura.

Resumo

A Província Borborema é um domínio geológico e estrutural localizado na região Nordeste do Brasil, estando limitada ao Sul pelo cráton do São Francisco, a Oeste pela Bacia do Parnaíba, e ao Norte e Leste por bacias sedimentares da margem costeira. Apresenta embasamento com rochas Paleoproterozoicas e núcleos Arqueanos, que subjazem rochas supracrustais metamórficas com idades abrangendo toda a era Proterozoica. Sua estruturação ocorreu durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana, no final do Neoproterozoico, resultando em um sistema orogênico complexo afetado por processos deformacionais dúcteis, metamórficos e magmáticos. No Mesozoico, a evolução da Província Borborema foi marcada por eventos extensivos que eventualmente levaram à separação continental e à abertura do Oceano Atlântico. Essa separação gerou um sistema de riftes no Nordeste brasileiro que originou bacias marginais e interiores localizadas na Província. Após a separação continental, a evolução da Província foi marcada por episódios de vulcanismo intraplaca, evidenciados ao longo do alinhamento Macau-Queimadas (AMQ), e elevação tectônica, evidenciada no Planalto da Borborema, que está localizada na metade leste da Província Borborema com elevações máximas de aproximadamente 1200 m.

A fim de entender a origem do vulcanismo e soerguimento intraplaca após a abertura do Oceano Atlântico, foram usados tempos de percurso de onda P (e a fase PKPdf) de terremotos telessísmicos para gerar imagens tomográficas do manto superior sob a Província Borborema. Aproximadamente 120 eventos com magnitude acima de 5.5, totalizando mais de 1900 resíduos relativos, foram mapeados em três dimensões como perturbações de velocidade da onda P no manto superior abaixo das estações, através de uma inversão tomográfica. Entre as características principais mostradas nas imagens é possível destacar: (i) uma anomalia de baixa velocidade relativamente rasa (< 150 km), localizada abaixo da

esquina mais norte-oriental do continente e próxima ao vulcanismo Cenozoico, e (ii) um manto litosférico (< 250 km) de alta velocidade ao Sul do Lineamento Patos, aproximadamente sob a metade sul do Planalto da Borborema, quando comparado com o manto litosférico ao norte do lineamento. Esses resultados sugerem que a origem do vulcanismo Cenozoico pode estar relacionada a uma anomalia térmica relativamente rasa na esquina do continente e que o Lineamento Patos é uma zona de sutura em escala litosférica que separa mantos litosféricos de diferentes reologias. Uma reologia mais rígida ao sul do lineamento Patos é consistente com um modelo proposto por outros autores que explica a elevação topográfica do Planalto. As imagens também revelam um canal de baixa velocidade que faz fronteira com o planalto da Borborema em profundidades astenosféricas (250-400 km). O contraste da velocidade litosférica é interpretado como uma litosfera mais fria e mais forte ao sul do lineamento, enquanto o canal astenosférico de baixa velocidade é interpretado como o resultado do fluxo lateral de uma pluma de manto distante (localizada no sudeste do Brasil).

Essa litosfera mais rígida ao sul do Lineamento Patos também poderia ter influenciado o regime de esforços durante a abertura do Atlântico equatorial. A região equatorial marcou a última fase de separação entre os continentes, o que contrasta com o regime de esforços para outras partes do rifte Atlântico. Uma litosfera mais fria e rígida, localizada no Equador terrestre, foi invocada por outros autores para explicar a abertura anômala do Atlântico na região equatorial. Contudo, a partir de cálculos teóricos do campo de esforços realizados nesse trabalho, foi encontrado que a litosfera equatorial fria e rígida resultaria em uma rotação dos esforços oposta à inferida a partir de observações geológicas. Além disso, a presença dessa litosfera mais fria e rígida na região equatorial contrasta com os resultados tomográficos sob a Província Borborema. Portanto, é proposto um novo modelo tectônico para a abertura do Atlântico na região equatorial, no qual as estruturas Pré-Cambrianas e a delaminação da litosfera equatorial – apoiada pela pluma de Santa Helena – teriam sido responsáveis pela transferência e rotação dos esforços durante os estágios de rifteamento na região equatorial.

PALAVRAS-CHAVE: Sismologia. Tomografia Telessísmica. Província Borborema.

Abstract

The Borborema Province is a geological and structural domain located in the Brazilian Northeast, which is limited to the South by the São Francisco craton, to the West by the Parnaíba basin, and to the North and East by a number of marginal basins. Its basement consists of Paleoproterozoic rocks and Archean nuclei underlying metamorphic supracrustal rocks with ages that span the entire Proterozoic eon. Its structuration occurred during the Brasiliano/Pan African orogeny, at the end of the Neoproterozoic, resulting in a complex orogenic system affected by ductile, metamorphic, and magmatic deformational processes. During the Mesozoic, the evolution of the Borborema Province was marked by extensional events that eventually led to continental breakup and the opening of the Atlantic Ocean. The separation formed a rift system in the Brazilian Northeast that was ultimately responsible for the formation of the marginal and interior basins that pervade the Province. After continental breakup, the evolution of the Province was characterized by episodes of intraplate volcanism along the Macau Queimadas Alignment (MQA) and tectonic uplift in the Borborema Plateau, which displays an elliptic topography and is located in the western half of the Borborema Province with maximum elevations of approximately 1200 m.

In order to understand the origin of the intraplate volcanism and uplift after the opening of the Atlantic Ocean, P-wave (and PKPdf) relative residuals from teleseismic earthquakes were utilized to develop tomographic images of the upper mantle under the Borborema Province. About 120 events with magnitudes 5.5 and above, totaling over 1900 relative residuals, were mapped in three dimensions as P-wave velocity perturbations in the upper mantle under the recording seismic stations, through tomographic inversion. Among the main features displayed by the tomographic images are: (i) a relatively shallow low-velocity

anomaly (< 150 km), located under the northeastern most corner of the continent and close to the Cenozoic volcanism, and (ii) a high-velocity lithospheric mantle (< 250 km) South of the Patos Lineament – approximately coinciding with the Southern half of the Borborema Plateau – when compared with the lithospheric mantle to the North. These results suggest that the origin of the Cenozoic volcanism might be related to a relatively shallow thermal anomaly at the corner of the continent, and that the Patos Lineament is a lithospheric-scale suture zone that separates contrasting mantle rheologies. The more rigid rheology to the South of the Patos Lineament is consistent with an independent tectonic model that explains the topographic elevation of the Borborema Plateau. The images also reveals a low-velocity channel bordering the Borborema Plateau at asthenospheric (250-400 km) depths. The lithospheric velocity contrast is interpreted as arising from a colder, stronger lithosphere south of the lineament, while the asthenospheric low-velocity channel is interpreted as resulting from lateral flow from a distant mantle plume (located in SE Brazil).

The rigid lithosphere South of the Patos Lineament might have also affected the stress regime during the opening of the Equatorial Atlantic. The equatorial region marked the last phase of continental breakup, and displayed a stress regime that contrasted with that in other segments of the Atlantic rift. A cold and rigid lithosphere at the Earth's equator was independently postulated by other authors to explain the anomalous opening of the Atlantic Ocean in the equatorial region. However, theoretical calculations for the equatorial stress field developed in this work demonstrate that a cold and rigid equatorial lithosphere would have resulted in a stress rotation opposite to that inferred from geological observations. Additionally, the presence of a cold and rigid lithosphere contrasts with the tomographic results developed for the Borborema Province. Thus, a new tectonic model for the opening of the Atlantic Ocean in the equatorial region is proposed, in which Precambrian structures and lithospheric delamination – assisted by the St. Helena mantle plume – would have been responsible for stress transfer and rotation during the various rifting stages across the Equatorial region.

KEYWORDS: Seismology. Teleseismic Tomography. Borborema Province.

Lista de Figuras

1.1	Mapa geológico da região de estudo	6
1.2	Representação esquemática da estrutura cinemática	11
2.1	Localização das 58 estações usadas para gerar as imagens tomográficas para a onda P e PKPdf (figura superior). Distribuição dos eventos utilizados neste trabalho (figura inferior). As estrelas mostram as localizações dos eventos utilizados com fase P, os círculos mostram as localizações dos eventos que foram utilizados para a marcação da fase refratada PKPdf	17
2.2	Distribuição dos 101 eventos telessísmicos (para a fase P) usados para gerar a imagem tomográfica 3D da área de estudo. Para referência a quantidade aproximada de eventos para cada azimuth é mostrado na figura. Como os eventos com fase PKPdf chegam de forma perpendicular a superfície, as informações sobre a localização desses eventos não foram incluídas nessa figura.	18
2.3	Passos para obter os resíduos relativos de tempo. (a) Componente vertical de um evento sísmico registrado por um conjunto de estações sísmicas na área de estudo. Os traços estão alinhados em relação ao tempo de chegada teórico da onda P. (b) O mesmo evento com filtro passa-banda (0.6-1.6 Hz) e alinhado em relação ao tempo de chegada observado (marcado com F na figura). (c) Os registros agora são sobrepostos para mostrar a coerência do sinal e a qualidade da marcação do tempo de chegada.	24
2.4	Histogramas dos resíduos relativos para fase P (esquerda) e a fase PKPdf (direita). Uma função de Gauss (em vermelho) foi adicionada para referência.	25

2.5	Estatísticas associadas aos conjuntos de traços para cada evento (mostrado no eixo horizontal da figura) com fase P. Na parte de cima são mostrados os desvios padrões das medidas dos coeficientes de correlação para cada evento, e na parte de baixo são mostrados os desvios padrões para os coeficientes de correlação cruzada máximo para cada evento. Os valores são associados com cada evento registrado pelo conjunto de estações (101 eventos para a fase P). A maioria dos valores para os coeficientes de correlação estão acima de 80 %.	26
2.6	Estatísticas associadas aos conjuntos de traços a cada evento (mostrado no eixo horizontal da figura) com fase PKPdf. Na parte de cima são mostrados os desvios padrões das medidas dos coeficientes de correlação para cada evento, e na parte de baixo são mostrados os desvios padrões para os coeficientes de correlação cruzada máximo para cada evento. Os valores são associados com cada evento registrado pelo conjunto de estações (22 eventos para a fase PKPdf). Todos dos valores para os coeficientes de correlação estão acima de 80 %.	27
2.7	Mapa de contorno do tempo de chegada relativo da fase P. Na figura são mostrados 4 eventos localizados em diferentes azimutes.	28
2.8	Distribuição da média dos resíduos relativos para cada estação, independentes da distância e azimuth.	29
2.9	Distribuição da média do resíduo relativo para cada estação.	30
3.1	Campo de velocidade 2-D usando (a) blocos com velocidade constante; (b) B-spline cúbico (de Rawlinson et al. (2010)).	34
3.2	(a) Superfície 3-D definida por um mosaico de B-splines cúbicos; Flexibilidade de uma parametrização B-spline cúbica: (b) Grade irregular de nós que descrevem uma superfície. As linhas em cinza indicam limites da superfície. (c) superfície multivalorada descrita por B-splines cúbicas (Rawlinson e Sambridge., 2003).	34

3.3	Princípio do (a) método de tiro, (b) método de flexão do raios. O refinamento iterativo de algum caminho inicial é necessário para localizar o melhor caminhar entre a fonte e o receptor (adaptado de Rawlinson e Sambridge. (2003)).	35
3.4	Diagrama mostrando como é realizado o cálculo do tempo de propagação usando o FMM. O FMM é iniciado a partir da base do modelo, a <i>narrow band</i> (linha marcada em cinza na figura) avança de baixo para cima calculando todos os pontos da grande até que todos eles se tornem “vivos” (com tempos de propagação final calculado). Pontos “próximos” possuem um valor inicial do tempo de propagação calculado e pontos “distantes” ainda não possuem os tempos de propagação calculados (adaptado de Rawlinson e Sambridge. (2003)).	39
3.5	Ilustração esquemática das curvas de <i>trade-off</i> que podem ser usadas para escolher os valores apropriados dos parâmetros de regularização. A figura é construída com várias inversões e diferentes valores de η e ϵ para cada uma delas. a) Ajuste do dado versus perturbação do modelo para diferentes valores de ϵ . b) Ajuste do dado versus a rugosidade (<i>roughness</i>) para diferentes valores de η (adaptado de Rawlinson e Sambridge. (2003))	44
3.6	Método usado para estimar os parâmetros de suavidade e amortecimento. .	45
3.7	Fatias horizontais através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados: a) 100 km de profundidade; b) 150 km de profundidade; c) 200 km de profundidade; d) 300 km de profundidade; e) 400 km de profundidade; e f) 500 km de profundidade.	47
3.8	Fatias verticais através do modelo de solução 3-D.	48
3.9	Fatias verticais (no sentido E-W) através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados (indicado em amarelo na figura B.5): a) 6°S; b) 7°S; c) 8°S e d) 9°S.	49
3.10	Fatias verticais (no sentido N-S) através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados (indicado em verde na figura B.5): a') 36°W; b') 36.5°W; c') 37°W and d') 37.5°W.	49

3.11 Modelos de tabuleiro de xadrez para testes sintéticos original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente): a) fatias a 60 km de profundidade; b) fatias a 220 km de profundidade; c) fatias a 380 km de profundidade.	51
3.12 Modelos de tabuleiro de xadrez para testes sintéticos original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente), fatias transversais (E-W) para: a) 6 S; b) 8 S; e c) 9.5 S.	52
3.13 Modelos de tabuleiro de xadrez para testes sintéticos original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente), fatias transversais (N-S) para: a) 36.4 W; b) 38 W; e c) 39.7 W	53
3.14 Modelos para testes sintéticos original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente): fatias horizontais a: a) 100 km de profundidade; b) 150 km de profundidade e c) 250 km de profundidade.	54
3.15 Fatias verticais para o modelo sintético original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente) mostrado na figura 3.14, com orientação E-W para: a) 6°S e b) 6.5°S.	55
6.1 Fatia tomográfica a 100 km de profundidade com as regiões postuladas de reologia forte e delimitação superpostas.	130
A.1 Localização das 30 estações usadas para gerar as imagens tomográficas para a onda S.	148
A.2 Distribuição dos eventos utilizados neste trabalho. Os pontos vermelhos marcam os eventos utilizados para marcar a fase S.	149
A.3 Distribuição dos 108 eventos telessísmicos (para a fase S) usados para gerar a imagem tomográfica 3D da área de estudo. Para referência a quantidade aproximada de eventos para cada azimute é mostrado na figura.	149
A.4 Histogramas dos resíduos relativos para fase S antes da inversão (a) e a distribuição dos resíduos S após a inversão (direita). Uma função de Gauss (b) foi adicionada para referência.	150

A.5	Estatísticas associadas aos conjuntos de traços para cada evento com fase S. Na parte de cima são mostrados os desvios padrões das medidas dos coeficientes de correlação para cada evento, e na parte de baixo são mostrados os desvios padrões para os coeficientes de correlação cruzada máximo para cada evento. Os valores são associados com cada evento registrado pelo conjunto de estações (108 eventos para a fase S). Todos os valores dos coeficientes de correlação estão acima de 80 %.	150
A.6	Método usado para estimar os parâmetros de suavidade e amortecimento na inversão de onda S.	151
A.7	Fatias horizontais através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados: a) 100 km de profundidade; b) 200 km de profundidade; c) 300 km de profundidade; d) 400 km de profundidade.	152
A.8	Fatias verticais através do modelo de solução 3-D.	153
A.9	Fatias verticais (no sentido N-S) através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados (indicado em azul na figura A.5): a) 6°S; b) 7°S; c) 8°S e d) 9°S.	154
A.10	Fatias verticais (no sentido E-W) através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados (indicado em verde na figura A.5): a') 36°W; b') 36.5°W; c') 37.5°W and d') 38°W.	154

Sumário

1. <i>Introdução</i>	1
1.1 Tomografia Sísmica	1
1.2 A Província Borborema	3
1.3 Vulcanismo e soerguimento intraplaca	5
1.4 A abertura anômala do Atlântico Equatorial	9
1.4.1 Eventos cinemáticos	10
1.5 Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos	13
2. <i>Dados selecionados</i>	15
2.1 Estações e seleção dos eventos	15
2.2 Correlação cruzada e resíduos relativos	18
2.3 Controle de qualidade e resultados preliminares	23
3. <i>Tomografia Telessísmica</i>	31
3.1 Metodologia da Inversão	32
3.1.1 Parametrização do modelo	33
3.1.2 <i>Fast Marching Method</i>	34
3.1.3 Inversão linearizada	38
3.1.4 Método do Subespaço	41
3.2 Resultados da inversão tomográfica	43
3.2.1 Modelo tomográfico	43
3.2.2 Robustez da Tomografia	46
4. <i>Artigo 1</i>	57

5. <i>Artigo 2</i>	99
6. <i>Discussão</i>	123
6.1 Vulcanismo intraplaca	123
6.2 Soerguimento do Planalto	126
6.3 Transferências de esforços durante a Abertura do Atlântico na zona equatorial	128
7. <i>Conclusões</i>	133
<i>Referências</i>	135
 <i>Apêndice</i>	 145
A. <i>Resultados para a tomografia telessísmica de onda S</i>	147

Capítulo 1

Introdução

O estudo do manto superior da Terra é importante para a determinação dos regimes tectônicos, a evolução térmica e geológica dos continentes, assim como para a compreensão do estilo de convecção regional. A teoria da tectônica de placas estabeleceu, há mais de 30 anos, que fenômenos geológicos próximos à superfície da Terra, como terremotos, vulcões e formação de montanhas, podem ser entendidas no contexto de um modelo de placas interativas na superfície. No entanto, o entendimento de outros fenômenos de importância geológica, como a formação de bacias intracratônicas, o soerguimento de planaltos no interior dos continentes ou a origem do vulcanismo intraplaca, tem precisado da identificação de estruturas anômalas profundas sob os continentes (VanDecar et al., 1995; Benoit et al., 2003; Bastow et al., 2008; Hansen et al., 2012).

1.1 Tomografia Sísmica

Uma das principais ferramentas para explorar a estrutura do manto superior é a tomografia sísmica, em que anomalias de velocidade de onda P ou onda S são determinadas para várias profundidades a partir da análise de tempos de percurso (VanDecar, 1991; Ritsema et al., 1998; Schimmel et al., 2003; Bastow et al., 2008). A tomografia sísmica requer a solução de um problema inverso para obter um modelo sísmico heterogêneo que seja consistente com as observações, ou seja, fazer inferências sobre um sistema físico a partir de dados observados. O termo tomografia foi utilizado pela primeira vez na medicina para descrever o procedimento de construção da distribuição da densidade interna do corpo humano usando raios X no início do século XX (Lee e Pereyra, 1993).

Na década de 60 foi implementada a *World-Wide Standardized Seismographic Network*

(WWSSN) para estudar terremotos ao redor do mundo (Oliver e Murphy, 1971). Como resultado, foram coletados vários tempos de percurso dos terremotos registrados pelas estações. Esses registros incluíam tempos de percurso para terremotos locais (nos quais a distância entre fonte e o receptor são próximas) e tempos de percurso para terremotos telessísmicos (nos quais a distância entre fonte e o receptor superam os 1000 km). Aki et al. (1977), usando eventos telessísmicos, publicaram o primeiro trabalho de tomografia telessísmica tridimensional.

Uma grande variedade de novas aplicações foram desenvolvidas ao longo dos anos. Algumas classes de tomografia sísmica, que têm suas origens na exploração, incluem tomografia de reflexão e tomografia *wide-angle*, que usam fontes artificiais como explosões, pistolas de ar e caminhões vibroseis para gerar energia sísmica (Rawlinson et al., 2010).

A tomografia telessísmica tem sido amplamente utilizada para mapear a estrutura da crosta e da litosfera em 3D (e.g. Oncescu et al. (1984); Humphreys e Clayton (1990); Glahn e Granet (1993); Achauer (1994); Saltzer e Humphreys (1997); Graeber et al. (2002); Rawlinson et al. (2006); Rawlinson e Kennett (2008)). Diferente da técnica original de (Aki et al., 1977), a maioria das técnicas atuais para tomografia telessísmica usam inversão iterativa não-linear juntamente com o traçamento de raios 3D ou o rastreamento da frente de onda (e.g. VanDecar e Snieder (1994); Steck et al. (1998); Rawlinson et al. (2006)). Na maioria dos casos, a tomografia telessísmica ainda é baseada na recuperação de modelos de velocidade isotrópica dos resíduos de tempo de percurso, embora tenham sido feitas tentativas para recuperar anisotropia (e.g. Plomerová et al. (2008)).

Neste trabalho, será usada a tomografia telessísmica para obter imagens em profundidades litosféricas e sub-litosféricas abaixo da área de estudo. As imagens tomográficas são extraídas através da análise dos tempos de percurso de ondas P e S que atravessam o planeta e que são registradas em estações sismográficas na superfície, revelando assim as regiões de maior ou menor velocidade à respeito da média para uma dada profundidade. As variações de velocidade são causadas pela variação na composição química das rochas, pelas variações de temperatura, e pela presença de fusão parcial e/ou fluidos. Artemieva et al. (2004), avaliou as contribuições relativas dos efeitos térmicos e não térmicos nos mapas tomográficos globais da velocidade da onda S (V_S) e da atenuação (Q_S) através da comparação com mapas da estrutura térmica do manto superior continental. Os autores relataram que o sinal de V_S (e Q_S) geralmente se correlaciona inversamente com a tempe-

ratura litosférica, e que os valores teóricos V_S^T (e Q_S^T) calculados exclusivamente a partir de anomalias de temperatura são capazes de explicar variações observadas em V_S (e Q_S) em 50 % das áreas continentais a 100 km de profundidade. Uma inspeção detalhada dos mapas de comparação mostra que grande parte do Nordeste Brasileiro pertence a esse 50 %. Portanto, usando as imagens resultantes da tomografia telessísmica, será possível relacionar as variações de velocidade, encontradas nas imagens, com variações de temperatura abaixo da área de estudo.

1.2 A Província Borborema

No caso do Nordeste Brasileiro, a exploração da estrutura do manto superior é necessária para compreender melhor a origem do vulcanismo Cenozoico e o soerguimento na Província Borborema. A Província Borborema foi caracterizada por Almeida et al. (1981) como um domínio geológico e estrutural localizado na região nordeste no Brasil, estando limitada ao sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba, e ao norte e leste por bacias sedimentares da margem costeira (figura 1.1). A Província apresenta um embasamento de rochas Paleoproterozoicas com núcleos Arqueanos que subjazem rochas supracrustais metamórficas com idades abrangendo toda a era Proterozoica (Neves, 2003; Van Schmus et al., 2008; Vauchez et al., 1995).

A Província foi estruturada principalmente durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana, no final do Neoproterozoico, resultando em um sistema orogênico complexo afetado por processos deformacionais dúcteis, metamórficos e magmáticos (Santos et al., 2008). A visão predominante é que a Província Borborema se originou da amalgamação de vários pequenos fragmentos continentais, microplacas e arcos de ilhas que estavam espalhados entre as grandes massas terrestres que formavam o bloco oeste da Gondwana: os crátons Oeste Africano-São Luiz ao Norte e os crátons Congo-São Francisco ao Sul (Brito Neves e Cordani, 1991; de Sá et al., 1992; Cordani et al., 2003). A Província é permeada por várias zonas de cisalhamento (figura 1.1), sendo os mais proeminentes o Lineamento Transbrasiliano - localizado no canto noroeste - e os Lineamentos Patos e Pernambuco - aproximadamente paralelos entre si e localizados nas latitudes 7° S e 8° S, respectivamente. Esses lineamentos possuem escala continental e podem ser rastreados no continente africano através de reconstruções paleogeográficas (Trompette, 1994; Oliveira et al., 2010;

Santos et al., 2008) e, às vezes, são considerados como os limites dos blocos tectonicamente independentes que foram aglutinados para formar a Província.

No Mesozoico, a evolução da Província Borborema foi marcada por eventos extensivos que eventualmente levaram à separação continental e à abertura do Oceano Atlântico. Para Matos (1999, 1992), os eventos extensivos do final do Jurássico levariam à formação de uma série de grabens ao longo de três eixos de deformação: (i) Gabon-Sergipe-Alagoas, (ii) Recôncavo-Tucano-Jatobá, e (iii) Cariri-Potiguar. A deformação inicialmente progrediu principalmente ao longo dos trends Gabon-Sergipe-Alagoas e Recôncavo-Tucano-Jatobá e depois mudou para o oeste e continuou ao longo do trend Cariri-Potiguar. O desenvolvimento da margem equatorial teria abortado o processo de rifteamento ao longo do trend Cariri-Potiguar, permitindo a deposição de sequências sedimentares espessas ao longo dos outros dois eixos de deformação. Com a separação do cráton da África Ocidental do Cráton de São Luiz ao longo da margem equatorial, o processo de rifteamento ao longo do Recôncavo-Tucano-Jatobá teria sido abortado e continuado ao longo do trend Gabon-Sergipe-Alagoas. O resultado final teria sido a formação de uma série de bacias marginais ao longo da margem passiva do leste Brasileiro e a presença de uma série de bacias de rift abortadas no interior continental.

Após a separação continental, episódios de vulcanismo intra-placa e soerguimento caracterizaram a evolução da Província. A região mais elevada na Província é definida pelo Planalto da Borborema (figura 1.1), que está localizada na metade leste da Província Borborema e possui elevações máximas de ~ 1200 m (e.g. Moraes Neto et al. (2009); Oliveira e Medeiros (2012)). O soerguimento tectônico do Planalto da Borborema foi originalmente postulada a partir de idades estratigráficas inferidas dos depósitos não fossilíferos da formação de Serra dos Martins, que são encontrados em mesas espalhadas ao norte do Planalto (ver figura 1.1). A partir de análises de traços de fissão de apatita e zircão, foi estabelecida uma idade máxima do Paleógeno para os sedimentos, enquanto relações indiretas com o vulcanismo Cenozoico revelaram uma idade mínima de ~ 25 Ma, favorecendo a interpretação de que o soerguimento do planalto ocorreu no Cenozoico (Jardim de Sá et al., 2005; Menezes et al., 2003).

O vulcanismo consiste em pequenos volumes de rochas alcalinas que estão dispostas ao longo de dois alinhamentos magmáticos ortogonais: o Alinhamento Fernando de Noronha-Mecejana (FNMA), na maior parte *off-shore* e tendência Leste-Oeste e o Alinhamento

Macau-Queimadas (MQA), *on-shore* e tendência na direção NS (Mizusaki et al., 2002; Knesel et al., 2011). Datação K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ marcam um período de 26-34 Ma para o vulcanismo de Mecejana (Mizusaki et al., 2002) e 22-2 Ma para as rochas vulcânicas no arquipélago de Fernando de Noronha (e.g. Knesel et al. (2011)), delineando uma evolução da idade de oeste para leste ao longo do alinhamento. As idades K-Ar para o vulcanismo do MQA, por outro lado, variam de 80 a 30 Ma (ver Mizusaki et al. (2002)), expandindo para 93-7 Ma quando datações por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são consideradas (Knesel et al., 2011), não apresentando progressão clara da idade ao longo do alinhamento. A faixa de idade expandida para o vulcanismo do MQA sugere uma sobreposição de tempo de até 15 Ma na atividade magmática ao longo dos alinhamentos, bem como uma superposição temporal com o soerguimento postulado do Cenozoico no Planalto da Borborema.

Análises por traços de fissão de apatita em amostras de granitos-gnaisses do Planalto, por outro lado, revelaram a presença de dois eventos principais de resfriamento (Morais Neto et al., 2009): um no Cretáceo Superior (100-90 Ma) e um no Neógeno (20-0 Ma). O evento no Neógeno foi relacionado a uma mudança climática que acentuou a erosão da topografia pré-existente e resultou na topografia acidentada que caracteriza o Planalto atualmente e à deposição da Formação Barreiras. O evento do Cretáceo Superior, por outro lado, foi interpretado como início da elevação da topografia regional, que teria seguido logo após a separação continental ao longo da margem passiva do Leste. Nesse caso, a sobreposição com o magmatismo do MQA teria sido mínima e o soerguimento do Planalto teria sido anterior ao vulcanismo intraplaca da Província.

1.3 Vulcanismo e soerguimento intraplaca

A origem do vulcanismo e soerguimento intraplaca após a abertura do Oceano Atlântico é um dos temas abordados nesta tese. Um dos primeiros modelos para explicar o vulcanismo intraplaca e soerguimento na Província invocou a presença de uma pluma de manto profundo sob o Planalto da Borborema (Jardim de Sá et al., 1999; Jardim de Sá, 2001). A partir da análise dos padrões de deformação Cenozoicos na Província, uma superposição geográfica aproximada entre o Planalto de Borborema e o vulcanismo Cenozoico e o tempo de sobreposição entre o início da denudação Cenozoica (Formação de Barreiras) e o vulcanismo alcalino, os autores concluíram que a elevação térmica (devido a uma pluma do

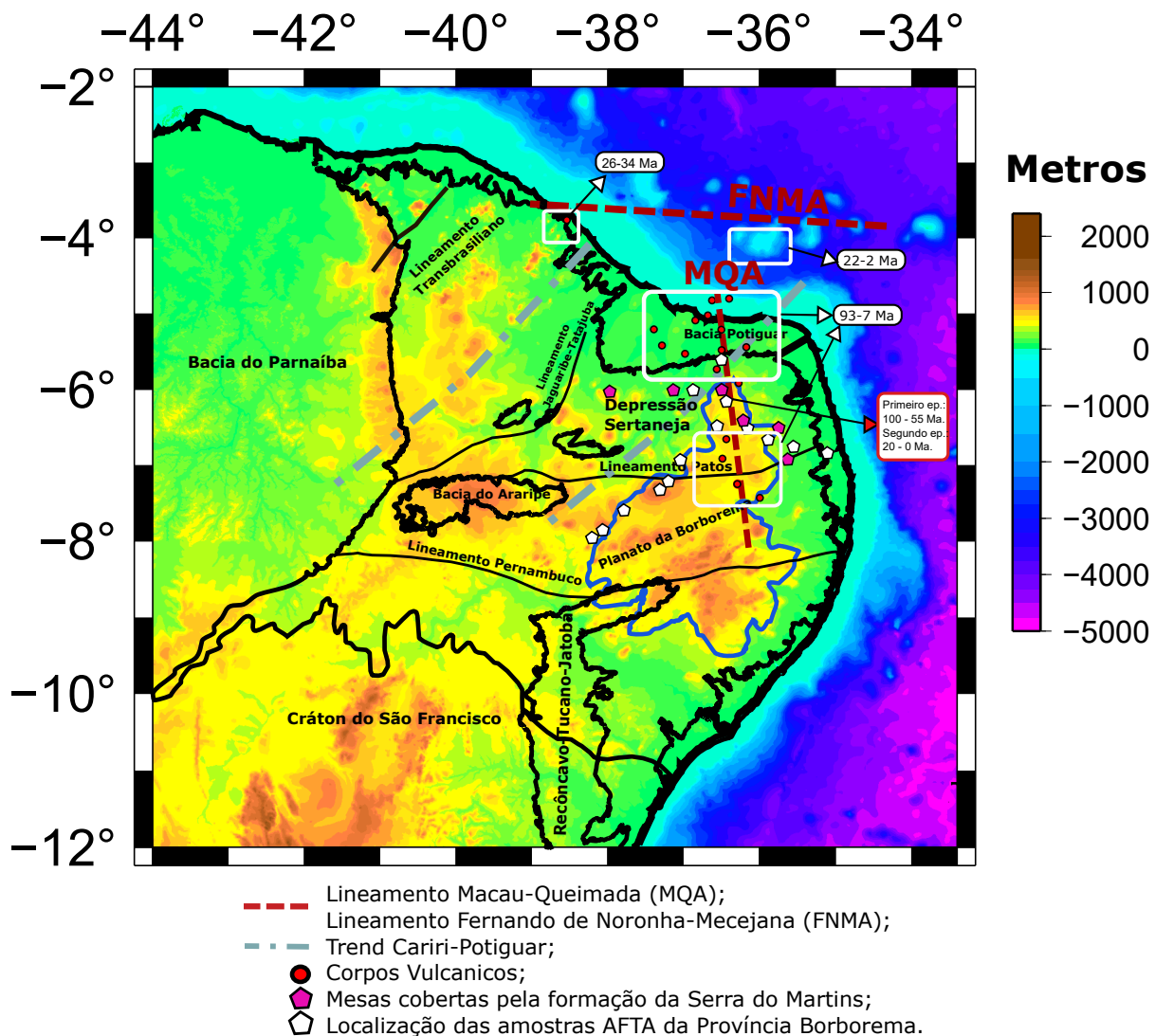


Figura 1.1: Mapa topográfico da Província Borborema, contendo as principais feições geológicas como: o Planalto da Borborema (destacada com contorno azul); o Cráton do São Francisco; o lineamento Pernambuco, Patos, Jaguaribe-Tatajuba, Trend Cariri-Potiguar e o Lineamento Transbrasiliano; as bacias Potiguar, do Parnaíba, Recôncavo-Tucano-Jatobá, Araripe, pequenas bacias interiores e a Depressão Sertaneja. Zonas de sedimentação costeiras também estão presentes; assim como o alinhamento Macau-Queimada (MQA) e Fernando de Noronha-Mecejana (FNMA) (adaptada de Almeida et al. (2015)).

manto) foi o mecanismo mais provável de elevação. A hipótese da pluma, no entanto, é inconsistente com a falta de progressão da idade ao longo do MQA, o pequeno volume e a longa vida de seu magmatismo (Knesel et al., 2011; Almeida et al., 1988). Além disso, um recente estudo de função de receptor na Província não encontrou evidências de uma perturbação térmica na zona de transição do manto superior sob o Planalto da Borborema (Pinheiro e Julià, 2014). A elevação térmica foi postulada de forma independente a partir da análise de anomalias residuais de geoide (Ussami et al., 1999), onde um máximo

local (obtido após a remoção do modelo geopotencial EGM96) na parte do nordeste da Província foi observado. O ajuste da anomalia de geoide com relação à topografia foram consistentes com modelos de isostasia de Pratt com profundidades de compensação de ~ 150 km para que os autores concluíssem que a Província de Borborema está localizada em cima de um corpo de baixa densidade (térmico), que pode ter contribuído localmente para a soerguimento tectônico na região. Curiosamente, os valores máximos de anomalia parecem ser deslocados para o Norte em relação ao Planalto e mais coincidentes com o vulcanismo do MQA.

Knesel et al. (2011) associaram o vulcanismo intraplaca na Província a uma célula de convecção em pequena escala, localizada na borda do continente. King e Anderson (1998), usando modelagem numérica, demonstraram que uma célula de convecção em pequena escala pode se desenvolver em um limite térmico quase vertical, como a transição continente-oceano. Os cálculos mostram que, quando o tamanho do contraste térmico entre o manto mais quente subjacente ao continente e o manto mais frio subjacente ao oceano é inferior a 0,1 % da temperatura do fundo, desenvolve-se uma célula de convecção de pequena escala com um sentido de fluxo descendente ao lado do limite vertical litosférico. De acordo com Knesel et al. (2011), esses atributos se encaixam dentro de modelos de velocidade sísmica para o manto superior sob o Brasil Oriental e o Oceano Atlântico (King e Ritsema, 2000; Zhou, 1996). Os autores ainda propõem que a litosfera subcontinental teria sofrido metassomatismo e que o arrastamento das porções mais baixas desta litosfera nesse fluxo descendente, provocaria fusão parcial que explicariam as características semelhantes às plumas dos basaltos Cenozoicos. Além disso, a modelagem elástica das funções de admitância Bouguer para a Província Borborema, realizada por Oliveira e Medeiros (2012), revelou a necessidade de uma carga negativa na base da crosta sob o Planalto da Borborema. Os autores propuseram que essa carga poderia ser o resultado de uma camada de material máfico de 4 a 5 km de espessura que se acumulou abaixo da crosta do Planalto durante o Cenozoico, a partir da fusão parcial que seria originada da mesma célula de convecção em pequena escala postulada em Knesel et al. (2011). A camada máfica postulada proporcionaria a flutuabilidade necessária para elevar isostaticamente o Planalto até sua posição atual.

Os modelos acima descrevem possíveis cenários geodinâmicos para a ocorrência simultânea do vulcanismo e soerguimento na Província Borborema; alguns modelos, no

entanto, descrevem esses dois fenômenos intraplaca como resultado de processos independentes. Moraes Neto et al. (2009), por exemplo, identificaram dois eventos de resfriamento na região a partir de datações por traços de fissão de apatita em amostras de granitos-gnaisses coletadas no Planalto (figura 1). Um evento mais jovem, no Neógeno, foi associado a mudanças climáticas, enquanto um evento mais antigo, do final do Cretáceo, foi relacionado ao início do soerguimento no Planalto. Já a modelagem numérica de Kusznir e Karner (2007), para alongamento e separação continental, demonstrou que o fluxo lateral de material litosférico no interior adjacente pode surgir do estiramento da litosfera e gerar elevações de 400 a 600 m ao longo de uma escala de tempo de 60-100 Milhões de anos e sobre distâncias horizontais de 400 a 600 km (após o reequilíbrio térmico). Moraes Neto et al. (2009) arguíram que esse mecanismo explicaria a elevação do Planalto logo depois da abertura do Atlântico Sul; porém, como a topografia média do Planalto de Borborema é ~ 1000 m, eles também adicionaram o acúmulo de material máfico das plumas de Santa Helena e Ascensão para explicar os 400 m de topografia restantes.

Mais recentemente, Luz et al. (2015) determinaram os perfis de profundidade da velocidade da onda S, com inversão conjunta das funções do receptor e da dispersão das ondas superficiais, para várias estações sismográficas distribuídas na Província Borborema. Concluíram que existem dois tipos crustais na região oriental da Província: (i) uma crosta grossa, incluindo estações localizadas no planalto do sul (ao sul do Lineamento Patos), com espessuras em torno de 36-38 km e uma camada de 4-5 km de material máfico na parte mais baixa da crosta; e (ii) um tipo crustal fino, incluindo estações no planalto do norte (norte do Lineamento Patos) e a Depressão Sertaneja, com espessuras em torno de 30-32 km e sem camada máfica. Além disso, o tipo de crosta fina exibe uma descontinuidade intra-crustal que está ausente no tipo crustal grosso. A descontinuidade intra-crustal foi encontrada previamente em um estudo com funções de receptor de Almeida et al. (2015) e interpretada como uma zona de *detachment*, que foi desenvolvida durante o alongamento Mesozoico da crosta original. Luz et al. (2015) argumentam que a camada máfica pertence à crosta Proterozoica original, que fez parte da orogênese Brasileira, e sua preservação no tipo crustal grosso - juntamente com a ausência de uma zona de *detachment* - demonstra que o sul do Planalto é reologicamente mais forte. O tipo de crosta mais fina e mais fraca, teria sido desenvolvida pela delaminação da camada máfica durante a compressão Brasileira e o alongamento crustal durante a extensão no Mesozoico, resultando em uma

crosta fina com uma zona de *detachment* intra-crustal e sem camada máfica. A crosta afinada teria sofrido uma subsidência, formando a Depressão Sertaneja e permanecendo menos elevada em relação à crosta do Planalto. A Depressão Sertaneja teria incluído originalmente a parte norte do Planalto atual, sendo a única parte do Planalto da Borborema que realmente teria sofrido soerguimento tectônico.

1.4 A abertura anômala do Atlântico Equatorial

A abertura do Atlântico Equatorial foi o evento tectônico que finalizou a separação entre Euráfrica e as Américas. Os estágios iniciais da ruptura da Pangeia foram marcados pela erupção dos basaltos da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP¹), há aproximadamente 199 Ma (Marzoli et al., 1999), seguido logo após (180 a 190 Ma) pela expansão do fundo oceânico no Atlântico Central (e.g. Torsvik et al. (2008)). De 125 a 130 Ma ocorreu o desenvolvimento da bacia do Atlântico Sul, juntamente com a reorganização dos movimentos de placa e da atividade nas dorsais (Torsvik et al., 2008). Durante o Cretáceo inferior também ocorreram processos de rifteamento no Atlântico Norte, levando eventualmente à separação entre a Groelândia e a Ibéria da América do Norte (Klitgord e Schouten, 1986).

A abertura do Atlântico Equatorial não ocorreu até o início do Aptiano (aproximadamente 119 Ma) e a separação completa entre a América do Sul e a África ocorreu no final do Albiano, aproximadamente 100 Ma (Torsvik et al., 2008). Na região equatorial, a abertura foi classificada como anômala pois foi marcada por grandes zonas de cisalhamento, com tendência Leste-Oeste, e grandes zonas de fratura que atravessam a Dorsal Mesoatlântica (Bonatti, 1996), em contraste com a abertura com tendência Norte-Sul encontrada nas regiões Sul, Central e Norte do Atlântico. Essa abertura anômala do Atlântico Equatorial foi explicada através da presença de um mínimo térmico do manto equatorial (Bonatti et al., 1993; Bonatti, 1996). Sua existência, proposta por Bonatti et al. (1993), foi levantada com base em duas linhas independentes: (i) evidência petrológica, que incluiu baixos índices de elementos refratários e incompatíveis encontrados nos Peridotitos da Dorsal Meso-Oceânica (MORPs²) e altos teores de Na e Fe - normalizados a 8% MgO -

¹ do inglês: *Central Atlantic Magmatic Province*

² do inglês: *Mid-Ocean Ridge Peridotites*

encontrado nos Basaltos da Dorsal Meso-Oceânica (MORBs³) coletados ao longo da zona de fratura de Romanche, sugerindo um baixo grau de magma e um manto superior frio; e (ii) evidências geofísicas, que incluíram profundidades máximas reportadas da topografia de idade zero da Dorsal Meso-Atlântica (MAR⁴) na área equatorial e uma zona de alta velocidade (baixa temperatura) na região equatorial registrada por tomografia de onda S, realizadas por Zhang e Tanimoto (1992). Portanto, a partir dessas evidências, Bonatti (1996) explicou que esse mínimo térmico equatorial teria existido sob a Pangeia equatorial e atuou como uma "zona bloqueada" após o impacto da abertura do Atlântico Sul durante o Cretáceo, formando uma zona de deformação continental difusa no Equador, caracterizada por extensão amagmática dos continentes.

1.4.1 Eventos cinemáticos

Matos (1992; 1999), com base em observações de bacias espalhadas na região, descreveu mudanças no regime tectônico de placas e mudanças no campo de esforços durante a abertura do Atlântico Sul. As bacias são distribuídas ao longo de três eixos principais: O trend Gabon-Sergipe-Alagoas (GSA), trend Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) e o trend Cariri-Potiguar (CP) (veja figura 1.2) e as mudanças no campo de esforços são divididas em três diferentes estágios tectônicos – nomeados como Syn-Rift I, II e III - que são identificados a partir de episódios discretos de formação de grabens.

O Syn-rift I (figura 1.2a) iniciou no final do Jurássico e compreende o desenvolvimento da Depressão Afro-Brasileira (ABD), com extensão na direção Norte-Sul e sendo limitada ao norte pela Zona De Cisalhamento Patos (PSZ). Restos dessa bacia intracontinental foram preservados nas bacias do Gabão, Congo e Cabinda na África, e nas bacias do Recôncavo, Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas e Araripe do Nordeste do Brasil como leques aluviais, depósitos fluviais com evaporitos e sedimentos eólicos (Netto e Oliveira, 1985). Esta região não passou por momentos extensivos durante essa fase.

O estágio Syn-rift II (figura 1.2b,c) foi responsável pelo alongamento e afinamento da crosta ao longo de três principais trends: GSA e RTJ, seguindo aproximadamente uma direção Norte-Sul; e CP, em uma orientação Nordeste-Sudoeste. Características tectônicas semelhantes - todas possuem dezenas de quilômetros de largura e algumas centenas de

³ do inglês: *Mid-Ocean Ridge Basalt*

⁴ do inglês: *Mid-Atlantic Ridge*

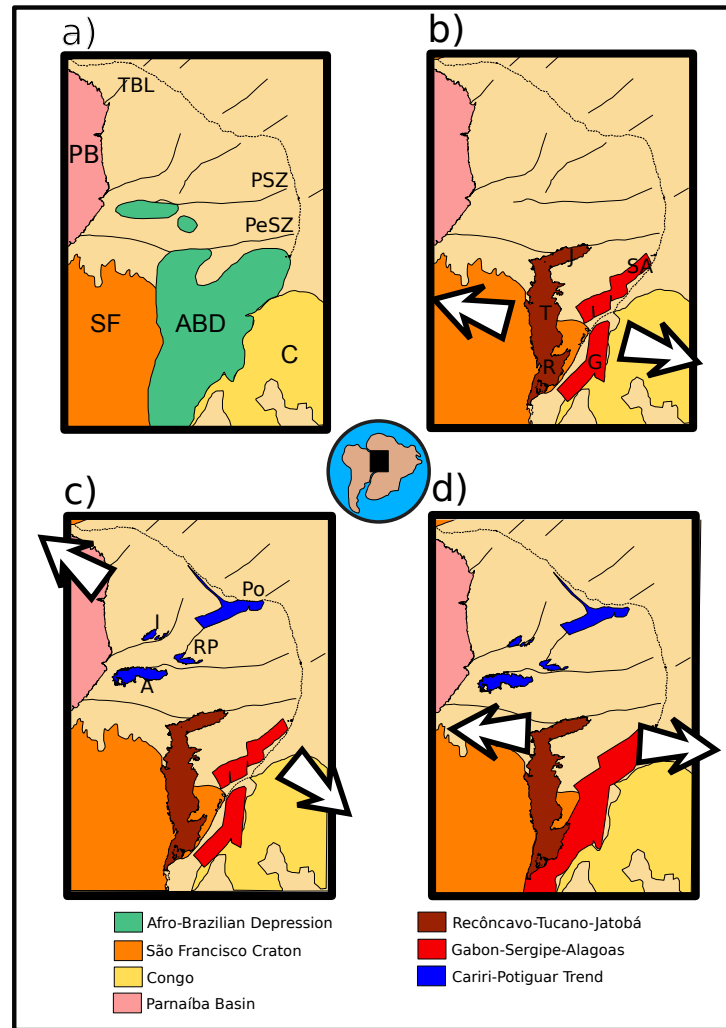


Figura 1.2: Representação esquemática da estrutura cinemática de Matos (1999) para o sistema de riftes do Nordeste do Brasil. (A) Syn-rift I - A Depressão Afro-Brasileira é formada através de deformação extensional ao sul do Lineamento Patos; (B) Syn-rift IIa - O alongamento continental é conduzido por esforços regionais orientados no leste-oeste e é iniciado de forma síncrona ao longo dos trends GSA e RTJ; (C) Syn-rift IIb - o rifteamento é desacelerado ao longo dos trends de GSA e RTJ, migrando para o noroeste para iniciar rifteamento ao longo do trend CP orientada da direção nordeste-sudoeste; (D) Syn-rift III - A propagação para o norte do trend GSA é retomada e o início do rifteamento Equatorial é iniciado. Adaptado de Matos (1999). TBL – Lineamento Transbrasiliano; SF - Cráton do São Francisco; C – Cráton do Congo; ABD - Depressão Afro-Brasileira; PB - Bacia do Parnaíba; PSZ – Zona de Cisalhamento Patos; PeSZ - Zona de cisalhamento de Pernambuco; R - Recôncavo; T - Tucano; J - Jatobá; G - Gabão; SA - Sergipe-Alagoas; A - Bacia de Araripe; I - Iguatu, Lima Campos, Bacia Icó; RP - Bacia do Rio Do Peixe.

quilômetros de comprimento - são compartilhadas entre esses vales de riftes intracontinentais, cuja localização provavelmente foi controlada por estruturas herdadas do Pré-Cambriano (de Sá et al., 1992; de Matos, 1999). O estágio Syn-rift II foi subdividido em dois estágios - Syn-rift IIa e IIb - com base em pesquisas bioestratigráficas que revelaram um diacronismo sutil durante o início do rifteamento entre as bacias do sul (GSA e RTJ)

e o trend CP.

A fase Syn-rift IIa (início do Berriasiano), foi caracterizada pela extensão simultânea na direção Leste-Oeste das bacias ao sul (Magnavita, 1992), desenvolvendo uma bifurcação (figura 1.2b) que teria sido controlada por estruturas Pré-Cambrianas preexistentes, como o Cráton São Francisco-Congo e a Zona de cisalhamento Pernambuco-Ngaoundere (ver Matos (1999) e suas referências). Durante a fase Syn-rift IIb (final do Berriasiano – início do Barremiano) o rifte teria migrado para o noroeste, desenvolvendo um trend a Nordeste-Sudoeste delineada pelas bacias de riftes CP (figura 1.2c). Novamente, as estruturas Pré-Cambrianas provavelmente controlaram a nucleação das falhas (Matos, 1999).

A atividade magmática parece ter sido restrita ao norte da zona de cisalhamento Patos durante os estágios Syn-rift I e Syn-rift II. No NE do Brasil, é representada por uma série de diques toleíticos - o magmatismo Rio Ceará-Mirim – localizados ao sul da bacia Potiguar (na parte *on-shore*). As idades de K-Ar variam entre 150 e 120 Ma, exibindo dois picos a 145 e 130 Ma (e.g. Oliveira (1992)). Na África, o magmatismo é representado pelo complexo vulcânico de Burashika na Depressão do Benue - com idades de K-Ar relatadas de 147 ± 7 Ma - e intrusões graníticas no platô da Nigéria (ver Matos (1999) e referências nele contidas). A falta de magmatismo no final do Jurássico ao longo dos riftes RTJ e GSA é notável e sugere um rifteamento não vulcânico (Matos, 1999).

Finalmente, o estágio Syn-rift III (figura 1.2d) teria sido marcado por uma mudança significativa na cinemática dos riftes durante o final do Barremiano (Matos, 1999). O rifteamento intracontinental teria iniciado na Depressão do Benue e ao longo do Equador, enquanto que o rifteamento e sedimentação ao longo dos trends RTJ e CP - incluindo somente a parte *on-shore* da bacia Potiguar - teriam sido abortados. Ao mesmo tempo, a região sul também teria retomado sua propagação para o norte ao longo do trend GSA, para eventualmente se unir ao ramo Equatorial. Essa última parte da separação entre a África e o Brasil teria sido caracterizada por uma fase de alongamento muito rápida, ao longo de uma zona aproximadamente linear, que atravessou estruturas Pré-cambrianas (Matos, 1999).

1.5 Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos

O estudo da estrutura profunda do Nordeste Brasileiro e sua correlação com estruturas geológicas mapeadas na superfície tem sido, nos últimos anos, um dos focos principais de pesquisa do CNPq. O exemplo mais recente é a criação do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET) em 2009, que visa reunir equipes de pesquisadores do Brasil para investigar a estrutura mais profunda da crosta e do manto litosférico através de um corpo multidisciplinar, com o intuito de explorar de forma sistemática a estrutura profunda da litosfera continental.

O banco de dados sismológico foi construído a partir de formas de ondas sísmicas registradas em 58 estações sísmicas pertencentes a uma série de redes distribuídas na Província de Borborema e regiões vizinhas. A rede combinada de estações inclui: (i) 14 estações de banda larga pertencentes a Rede Sismográfica do Nordeste (RSisNE), que é uma rede de monitoramento permanente para a região Nordeste Brasil que está em operação desde 2011; (ii) 6 estações de banda larga que operaram durante 2007-2009 sob o Instituto do Milênio do CNPq; (iii) 7 estações de banda larga e 22 estações de período curto pertencentes a uma rede temporária implantada pelo Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Geotectônicos (INCT-ET), em operação entre 9/2011 a 5/2013; (iv) 8 estações de banda larga que foram implantadas pelo projeto *Borborema Deep Electromagnetic and Seismic* (BODES); (v) e a estação da Rede Sismográfica Global (GSN: *Global Seismograph Network*, U.S. Geological Survey) localizada em Riachuelo (RCBR), em operação desde 1999. O período de funcionamento das redes, sobrepostos no tempo, tiveram pelo menos uma estação comum (RCBR).

Neste trabalho, dados de ondas P telessísmicas foram coletados através das estações sísmicas na Província e analisados para construir imagens do manto superior subjacente. As imagens resultantes forneceram informações sobre as perturbações de velocidade sísmica das rochas do manto, o que permitiu a identificação de estruturas anômalas na litosfera e astenosfera. A interpretação destas estruturas forneceu informações necessárias para a determinação dos processos geodinâmicos responsáveis pelo soerguimento e vulcanismo Cenozoicos da Província Borborema e da abertura do Atlântico na zona equatorial.

Capítulo 2

Dados selecionados

O dado utilizado na inversão tomográfica aplicada neste trabalho são resíduos relativos de tempo de percurso das ondas telessísmicas P e S. Esses resíduos são obtidos a partir da diferença entre o tempo de percurso observado (marcado visualmente no sismograma) e o tempo de percurso teórico, calculado a partir de um modelo de tempo de percurso teórico global (modelo de referência).

Neste capítulo será apresentado o método da correlação cruzada multicanal de Schimmel et al. (2003), utilizado para obter os resíduos relativos, assim como informações sobre os dados utilizados e sobre as estações que registraram os eventos usados no trabalho.

2.1 Estações e seleção dos eventos

Neste trabalho foram considerados dados coletados em todas as estações sismográficas disponíveis na Província Borborema. As estações sismográficas, totalizando 58, incluem estações de banda larga e período curto pertencentes a várias redes sismográficas - temporais e permanentes - mostrada na figura (Figura 2.1 superior). Esse conjunto de estações inclui: (i) 14 estações de banda larga pertencentes à Rede Sismográfica do Nordeste (RSISNE), que monitora a região nordeste do Brasil de forma contínua desde 2011; (ii) 6 estações de banda larga que operaram entre 2007 e 2009 sob o Instituto Milênio do

CNPq ; (iii) 7 estações de banda larga e 22 estações de período curto pertencentes a uma rede temporária, instaladas sob o Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET) também do CNPq, que operaram entre 9/2011 a 5/2013; (iv) 8 estações de banda larga que foram instaladas como parte do projeto *Borborema Deep Electromagnetic and Seismic* (BODES); e (v) a estação de banda larga RCBR, pertencente à *Global Seismographic Network* (GSN), que opera desde 1999.

Para a realização da tomografia foram considerados eventos telessísmicos com distâncias epicentrais (fonte-estação) entre 30° e 95° . Estas distâncias epicentrais garantem que as ondas P diretas sejam registradas nos sismogramas sem interferência com chegadas de outros percursos telessísmicos, sendo que ondas P registradas em distâncias menores estão contaminadas pelas triplicações geradas na zona de transição do manto e ondas P registradas em distâncias maiores estão afetadas pela zona de sombra gerada pelo núcleo externo da Terra. Os eventos selecionados possuem magnitudes maiores que 4.6 mb, sendo essa seleção filtrada através de inspeção visual das formas de onda mais claras. No total, foram selecionados 101 eventos telessísmicos, resultando em 1567 medições de chegadas de onda P registradas nas estações sismográficas na Província Borborema. A Figura 2.1 (inferior) mostra a distribuição dos eventos com relação ao centro da área de estudo e, para melhor visualizar a frequência de eventos em cada azimuth, é mostrada na Figura 2.2 a distribuição de eventos em um diagrama roseta.

Como complemento às medições de tempos de percurso relativos de onda P, consideramos também as fases refratadas PKPdf, também com percurso de raio de onda P direta, porém, atravessando ambos o manto e o núcleo externo. Para esses percursos, foram considerados eventos com magnitudes acima de 5 mb e intervalo de distância de 150° a 180° . No total, foram selecionados 20 eventos telessísmicos, resultando em 345 medições de chegadas de onda PKPdf registradas nas estações sismográficas na Província Borborema. A Figura 2.1 (inferior) mostra a localização dos eventos usados para selecionar a fase PKPdf.

Para que a imagem resultante da tomografia telessísmica da fase P esteja bem definida, é importante que os eventos estejam distribuídos o mais igualmente possível em torno da área de estudo. Como grande parte dos eventos usados tem origem na subdução da Placa de Nazca sob a Placa Sul Americana (ver Figura 2.2), alguns eventos foram retirados da lista final para que essa condição fosse satisfeita. Em particular, eventos com *back-azimuth* entre 180° e 360° e com desvio padrão do coeficiente de correlação acima de 15 ms, não

foram usados no conjunto de dados finais. Algumas estações também foram retiradas pois ficavam distantes da área de estudo ou não possuíam dados suficientes para realizar a correlação cruzada. A seleção de eventos telessísmicos, tanto para onda P como para onda PKP_{df}, foram baseadas nos catálogos online do *National Earthquake Information Center* (NEIC) disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS) (no endereço eletrônico <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>)

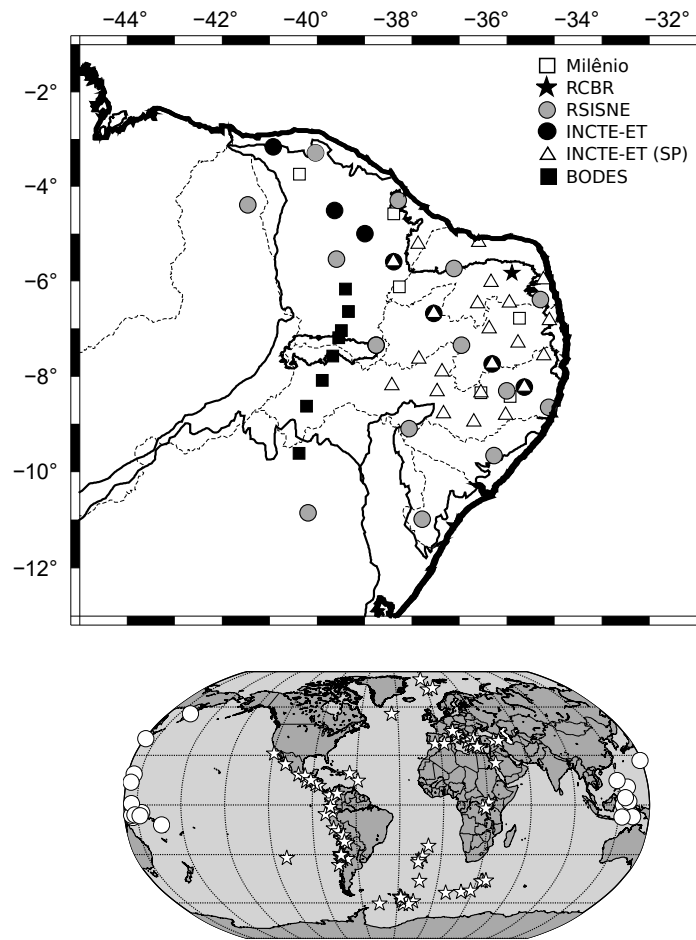


Figura 2.1: Localização das 58 estações usadas para gerar as imagens tomográficas para a onda P e PKP_{df} (figura superior). Distribuição dos eventos utilizados neste trabalho (figura inferior). As estrelas mostram as localizações dos eventos utilizados com fase P, os círculos mostram as localizações dos eventos que foram utilizados para a marcação da fase refratada PKP_{df}

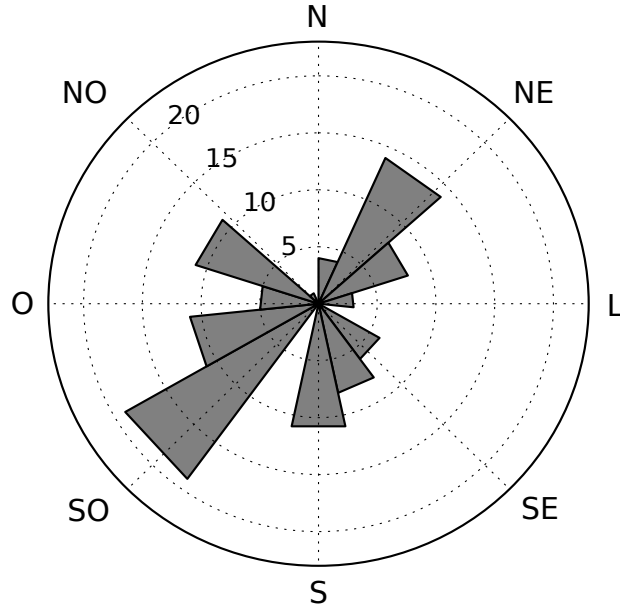


Figura 2.2: Distribuição dos 101 eventos telessísmicos (para a fase P) usados para gerar a imagem tomográfica 3D da área de estudo. Para referência a quantidade aproximada de eventos para cada azimute é mostrado na figura. Como os eventos com fase PKPdf chegam de forma perpendicular a superfície, as informações sobre a localização desses eventos não foram incluídas nessa figura.

2.2 Correlação cruzada e resíduos relativos

Para remover os efeitos relacionados ao erro da localização da fonte sísmica e erro associado à marcação da fase, é usado o resíduo relativo do tempo de percurso na inversão tomográfica. O resíduo relativo utiliza apenas a informação da parte final do raio sísmico, removendo as contribuições que estão muito distantes da área de estudo. Portanto, apenas as informações abaixo das estações sísmicas são utilizadas.

Seguindo as definições de Zandt (1981), o resíduo do tempo de percurso (t_{ij}) de um evento i registrado por uma estação j pode ser definido matematicamente como:

$$t_{ij} = t_{ij}^{obs} - \Delta t_i - t_{ij}^{teo} - t_i^o, \quad (2.1)$$

em que t_{ij}^{obs} é o tempo observado para uma feição comum nas formas de onda registradas pelo conjunto de estações, Δt_i é o intervalo de tempo entre a chegada da onda P e o tempo de percurso da fase comum observada, t_{ij}^{teo} é o tempo de percurso teórico do evento e t_i^o é o tempo de origem do evento.

Como cada evento é registrado por um conjunto de estações espalhadas sobre a área

de estudo, é possível obter a média do resíduo do tempo de percurso (t_i^m) registrado por essas estações, que é:

$$t_i^m = \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} t_{ij}, \quad (2.2)$$

em que n_i é o número de estações que registraram o evento i . O resíduo relativo do tempo de percurso é assim encontrado subtraindo a média do resíduo do tempo de percurso (t_i^m) do resíduo do tempo de percurso (t_{ij}):

$$rr_{ij} = t_{ij} - t_i^m. \quad (2.3)$$

Substituindo a equação 2.1 na equação 2.3, obtêm-se:

$$rr_{ij} = (t_{ij}^{obs} - \Delta t_i - t_{ij}^{teo} - t_i^o) - \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} (t_{ij}^{obs} - \Delta t_i - t_{ij}^{teo} - t_i^o), \quad (2.4)$$

e, cancelando os termos comuns na equação,

$$rr_{ij} = t_{ij}^{obs} - \cancel{\Delta t_i} - t_{ij}^{teo} - \cancel{t_i^o} - \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} t_{ij}^{obs} + \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} \cancel{\Delta t_i} + \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} t_{ij}^{teo} + \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} \cancel{t_i^o}, \quad (2.5)$$

é encontrado que o resíduo relativo é expresso como:

$$rr_{ij} = (t_{ij}^{obs} - \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} t_{ij}^{obs}) - (t_{ij}^{teo} - \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} t_{ij}^{teo}), \quad (2.6)$$

Portanto, a equação 2.6 mostra que o resíduo relativo não depende do tempo de origem do evento nem do intervalo de tempo Δt_i .

Para a obtenção do resíduo relativo seria, a princípio, suficiente usar o tempo de uma feição comum às n formas de onda telessísmicas que registraram o evento i para o tempo observado t_{ij}^{obs} (Zandt, 1981). Porém, como é provável que ocorram pequenas inconsistências na marcação desse tempo de referência observado, é preferível usar a metodologia da correlação cruzada multicanal (*Multi-Channel Cross-Correlation*) de VanDecar e Crosson (1990) nas formas de ondas telessísmicas registradas. O MCCC usa todos os pares das formas de onda de um mesmo evento e, através de um ajuste de mínimos quadrados, determinar o tempo de chegada relativo para todas as estações.

Devido à similaridade das ondas telessísmicas é possível usar métodos de correlação (e.g. Bungum et al. (1971)) para determinar tempos de percurso relativo mais precisos e estimar

algumas incertezas. Mas é importante separar dois casos distintos quando se analisa a coerência ou a correlação de formas de ondas telessísmicas registradas por uma estação sísmica. Quando um conjunto de formas de ondas telessísmicas, que são originadas por um conjunto de eventos sísmicos de diferentes azimutes e distâncias, é registrada por uma única estação, as distorções da forma de onda não têm uma origem puramente aleatória. Nesse caso, os principais efeitos de distorção vão variar dependente da localização do evento sísmico. Mas, quando um único evento telessísmico é registrado por um conjunto de estações sísmicas, as distorções no ponto máximo da função de correlação ocorrerão como um ruído quase aleatório. Isso se deve aos efeitos de multicaminho que os raios sísmicos sofrem ao percorrer o caminho da fonte até o conjunto de receptores. Essa propriedade pode ser explorada pela correlação cruzada.

VanDecar e Crosson (1990) desenvolveram um procedimento semi-automatizado que realiza as correlações cruzadas entre todos os possíveis pares de traços e estima tanto atrasos precisos, quanto incertezas quantitativas dos tempos calculados. Quando realizadas entre várias estações diferentes os erros nos tempos de atraso, derivados da correlação cruzada, são principalmente de natureza aleatória e, portanto, uma estimativa melhorada dos tempos de percurso relativos pode ser feita através de um sistema de equações sobredeterminado e mínimos quadrados.

Para o processamento multicanal é necessário remover amplitudes de alta e baixa frequência presentes no dado aplicando um filtro passa-banda, permitindo a passagem de sinais em uma determinada faixa intermediária. Ou seja, o filtro irá atenuar sinais que estejam abaixo ou acima de determinada frequência. As delimitações são também conhecidas como frequência de corte inferior e frequência de corte superior. As especificações precisas do limite de corte do filtro não são importantes, mas limites inferiores acima de 0,5 Hz e até 3,0 Hz ajudaram durante a inspeção visual para a fase P.

Um tempo de chegada preliminar (ou teórico) é marcado em cada traço através de um algoritmo de seleção de fase automático. Essa primeira marcação é uma estimativa teórica do tempo de percurso aproximado para o evento registrado por uma estação. Em seguida, através de uma inspeção visual, é marcada a fase comum que será usada no cômputo do resíduo relativo. Nesse momento é aproveitada a similaridade entre as formas de onda que um mesmo evento exhibe entre as estações através da correlação cruzada.

Para a função de correlação foi considerada a *Phase Cross-Correlation* (PCC) de Schim-

mel (1999). O método resultante, conhecido como *Multi-Channel Phase Cross-Correlation* (MCPCC), determina a similaridade das formas de onda através do maior número de amostras coerentes ao invés de usar a soma de produtos, removendo a influência de porções de maior amplitude na janela de correlação (Schimmel et al., 2003).

O PCC é uma extensão da técnica de empilhamento de fase (Schimmel e Paulssen, 1997) que é independente das amplitudes. O empilhamento de fase $c_{ps}(t)$ é obtido pela soma de N traços analíticos normalizados:

$$c_{ps}(t) = \frac{1}{N} \left| \sum_{j=1}^N e^{i\phi_j(t)} \right|. \quad (2.7)$$

em que $\phi_j(t)$ é a fase instantânea do sinal analítico. Essa somatória envolve princípios de interferências construtivas e destrutivas: quando a soma é 1, as fases estão perfeitamente alinhadas; quando a soma é igual zero, significa que os sinais se anulam. No PCC, o objetivo é detectar sinais em um traço sísmico $s_1(t)$ que sejam coerentes na fase com um traço sísmico de referência $s_2(t)$. Isso é atingindo deslocando no tempo a forma de onda (*wavelet*) $s_2(t)$ e comparando com a porção correspondente da forma de onda $s_1(t)$. A medida da coerência é dada pela soma:

$$c(t) = \frac{1}{2N} \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} \left| e^{i\phi(t+\tau)} + e^{i\psi(\tau)} \right|, \quad (2.8)$$

onde ϕ e ψ são as fases instantâneas para um traço sísmico $s_1(t)$ e para uma forma de onda $s_2(t)$. Para um tempo t , o empilhamento de fase é calculado para uma amostra de tempo τ para um comprimento T da forma de onda de referência. Para que a coerência do sinal seja fixada em 1 ou 0, a normalização $1/2N$ é adicionada à equação.

No entanto, para que a PCC tenha valores entre -1 e 1, a similaridade das formas de onda é medida por uma nova função de correlação, dada por:

$$c_{PCC}(t) = \frac{1}{2N} \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} \left\{ \left| e^{i\phi(t+\tau)} + e^{i\psi(\tau)} \right| - \left| e^{i\phi(t+\tau)} - e^{i\psi(\tau)} \right| \right\}, \quad (2.9)$$

que pode ser reduzida introduzindo senos e cossenos:

$$c_{PCC}(t) = \frac{1}{2N} \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} \cos \left(\frac{\phi(t+\tau) - \psi(\tau)}{2} \right) - \sin \left(\frac{\phi(t+\tau) - \psi(\tau)}{2} \right). \quad (2.10)$$

Essa modificação na técnica MCCC será utilizada neste trabalho para realizar a correlação cruzada entre as formas de onda utilizadas na tomografia telessísmica da Província

Borborema. Combinando os atrasos obtidos pela correlação cruzada (τ_{kl}^{max}) com as estimativas de tempo de chegada, o tempo de atraso relativo derivado da correlação cruzada entre os k -ésimo e l -ésimo traço é dado por:

$$\Delta t_{kl} = t_k^p - t_l^p - \tau_{kl}^{max}. \quad (2.11)$$

Assim é possível estabelecer um coeficiente de correlação cruzada entre os traços t_k^p e t_l^p , usando o máximo da função correlação cruzada $\phi(\tau_{kl}^{max})$. Esse coeficiente é dado por:

$$c_{kl}^{coeff} = \frac{\phi(\tau_{kl}^{max})}{\omega_k^2 \omega_l^2}, \quad (2.12)$$

onde ϕ_{kl} é encontrado pela equação (2.10) e ω_i^2 representa a variância da amostra do k -ésimo traço sobre a janela de correlação apropriada. Como c^{coeff} não tem uma distribuição normal e varia entre 0 e 1, é introduzida uma transformada de Fisher:

$$z = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{(1 + c^{coeff})}{(1 - c^{coeff})} \right]. \quad (2.13)$$

Essa nova variável será distribuída de forma normal, permitindo assim o cálculo de valores como: média, variância. Os coeficientes de correlação serão calculados dessa forma.

Como já foi citado, não há uma completa coerência nas formas entre as onda recebidas por um conjunto de estações. Além disso, existe ruído presente nas formas de onda. Então, como os tempos de atraso relativos derivados da correlação cruzada não serão perfeitamente consistentes, é possível gerar para as n estações que registraram um evento, um sistema de $n(n-1)/2$ equações sobredeterminadas, dada por $t_k - t_l = \Delta t_{kl}$ com: $k = 1, 2, \dots, n-1$; e $l = i+1, i+2, \dots, n$. Para regularizar a inversão do sistema de equações, é preciso forçar que a média dos tempos de chegada relativos otimizados t_k seja zero, uma igualdade dada por $\sum_{k=1}^n t_k = 0$. Na forma matricial, essas equações são representadas por $\mathbf{A}\mathbf{t} = \Delta\mathbf{t}$, com o vetor $\mathbf{t}$ representando os tempos otimizados (com média zero) para cada traço, $\Delta\mathbf{t}_{kl}$ é o vetor dos tempos de atraso obtidos da correlação cruzada (com comprimento $n(n-1)/2 + 1$), e $\mathbf{A}$ é a matriz esparsa com $n(n-1)/2 + 1 \times n$ coeficientes.

O calculo da solução por mínimos quadrados é:

$$\mathbf{t}^{est} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \Delta\mathbf{t}, \quad (2.14)$$

e como:

$$\mathbf{A}^T \mathbf{A} = n\mathbf{I}, \quad (2.15)$$

onde $\mathbf{I}$ é a matriz identidade, rearranjando a equação (anterior) e substituindo na equação (2.13):

$$\mathbf{t}^{\text{est}} = \left(\frac{1}{n}\right) \mathbf{A}^T \Delta \mathbf{t}. \quad (2.16)$$

Para refletir a qualidade variável das observações, é realizada uma inversão numérica do sistema através da equação:

$$\mathbf{t}_w^{\text{est}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{W} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{W} \Delta \mathbf{t}, \quad (2.17)$$

onde $\mathbf{W}$ representa uma matriz de ponderação. Com esse cálculo as estimativas das incertezas serão mais precisas, pois diminuem o peso que os valores atípicos fazem nas estimativas da variância. Os tempos observados (t_{ij}^{obs}) obtidos pelo método de VanDecar e Crosson (1990) melhoram a precisão dos resíduos relativos calculados pela equação 2.5.

Um exemplo da aplicação da técnica MCPCC em registros telessísmicos de uma estação no Nordeste do Brasil é mostrada na Figura 2.3. Inicialmente, os componentes verticais para um evento sísmico registrado por um conjunto de estações na área de estudo são agrupados. Na figura 2.3a, é mostrado o conjunto de traços sem nenhum filtro e alinhando com o tempo de chegada teórico (marcado como P na figura). Como o método MCPCC se baseia na similaridade das formas de onda, são testados várias bandas de frequência do filtro. Para o evento mostrado na figura 2.3, o filtro que melhor mostrou a fase comum entre os eventos foi de 0.6 a 1.6 Hz, ou seja, frequências acima de 1.6 Hz e abaixo de 0.6 Hz foram removidas. Assim, a marcação da fase comum é feita (mostrada na figura 2.3b). Em seguida é definida a janela de correlação, que deve conter toda a fase marcada. Na figura 2.3c são mostradas os componentes verticais do evento sísmico sobrepostos para mostrar a coerência do sinal e a qualidade da marcação do tempo de chegada. Os resíduos relativos do tempo de propagação possuem uma distribuição normal, como é possível ver na figura (2.4).

2.3 Controle de qualidade e resultados preliminares

De acordo com VanDecar (1991), valores dos resíduos relativos anormalmente grandes são o resultado de *cycle skipping*, que ocorrem durante a etapa da correlação cruzada. Re-

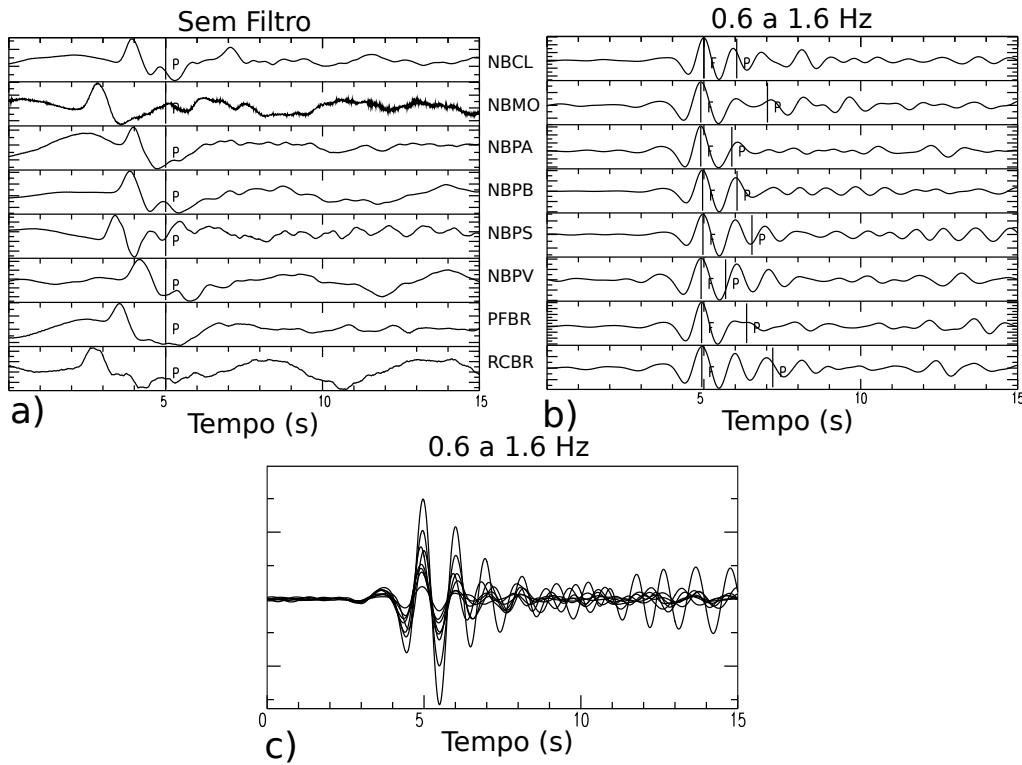


Figura 2.3: Passos para obter os resíduos relativos de tempo. (a) Componente vertical de um evento sísmico registrado por um conjunto de estações sísmicas na área de estudo. Os traços estão alinhados em relação ao tempo de chegada teórico da onda P. (b) O mesmo evento com filtro passa-banda (0.6-1.6 Hz) e alinhado em relação ao tempo de chegada observado (marcado com F na figura). (c) Os registros agora são sobrepostos para mostrar a coerência do sinal e a qualidade da marcação do tempo de chegada.

gistros com essas características foram examinados manualmente para que o *cycle skipping* fosse eliminado. Os registros para os que não foi possível realizar essas correções foram removidos do conjunto de dados para evitar o aparecimento de falsas anomalias nos resultados tomográficos. Histogramas para os resíduos relativos para as fases P e PKPdf são apresentados na Figura 2.4, mostrando que uma proporção relativamente significativa de resíduos relativos (89 %) tem valores ultrapassando os ± 0.05 s. Para a fase P a média e desvio são -0.018 e 0,421 s, respectivamente. Para a fase PKPdf a média e desvio são 0.009 e 0,537 s, respectivamente. Os valores da média dos coeficientes de correlação e dos desvios padrões dos coeficientes de correlação para a fase P e PKPdf são mostrados nas figuras 2.5 e 2.6, respectivamente. Cada ponto corresponde a um evento registrado por um conjunto de estações.

Assim como em estudos que dependem dos tempos de chegada escolhidos visualmente (Michaelson e Weaver, 1986; Rasmussen e Humphreys, 1988), foram encontradas que as distribuições dos padrões de atrasos residuais sobre o conjunto de estações utilizadas nesse

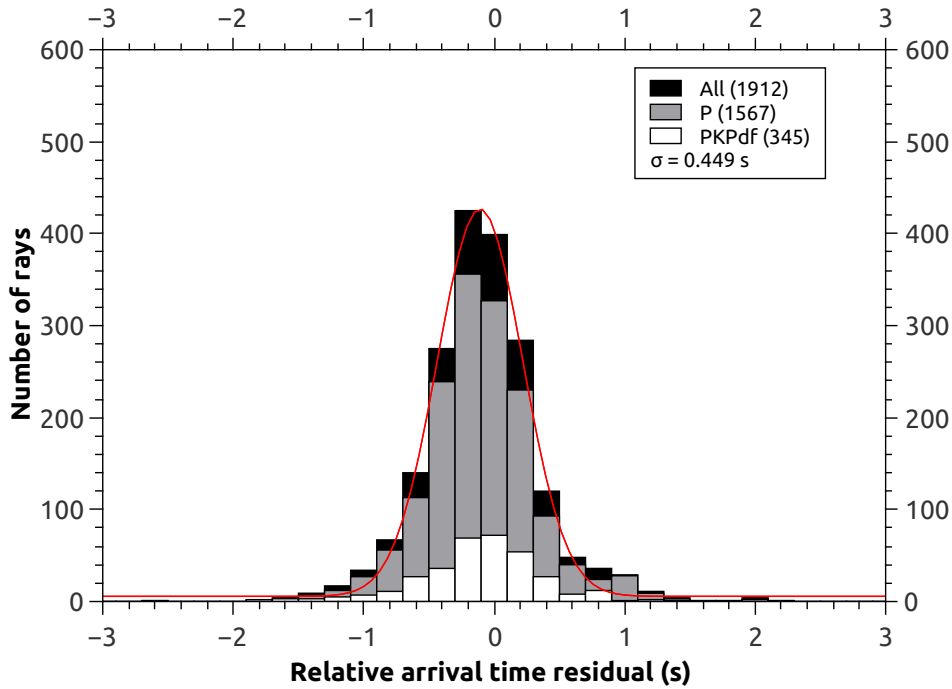


Figura 2.4: Histogramas dos resíduos relativos para fase P (esquerda) e a fase PKPdf (direita). Uma função de Gauss (em vermelho) foi adicionada para referência.

trabalho, variam de acordo com o azimuth e distância angular dos eventos registrados pelas estações. A figura 2.7 mostra os tempos de chegada relativos para quatro eventos, com diferentes azimuths, que foram registrados nas estações utilizadas nesse trabalho: a) Evento 1 ocorrido em 14 de dezembro de 2012 com back-azimuth de 301.4° , distância ao centro da área de estudo de 87.65 graus e magnitude de 6.2 ; b) Evento 2 ocorrido em 16 de abril de 2015 com back-azimuth de 50.1° , distância ao centro da área de estudo de 71.60 graus e magnitude 6 ; c) Evento 3 ocorrido em 11 de outubro de 2012 com back-azimuth de 225.50° , distância ao centro da área de estudo de 41.80 graus e magnitude 5.5 ; d) Evento 4 ocorrido em 17 de abril de 2012 com back-azimuth de 167.97° , distância ao centro da área de estudo de 55.10 graus e magnitude 6.1 . A forma do padrão da chegada é de uma onda plana que cruza as estações distribuídas na região, mas algumas pequenas distorções podem ser vistas. Algumas estações não funcionaram por certos períodos de tempo, ou uma ou mais estações não registraram um dado evento, portanto, diferentes conjuntos de estações são mostrados nas figuras 2.7(a)~(d).

A figura 2.8 mostra a distribuição da média de todos os resíduos relativos, registrados em cada estação, para todos os eventos com fase P independentes da distância e azimuth.

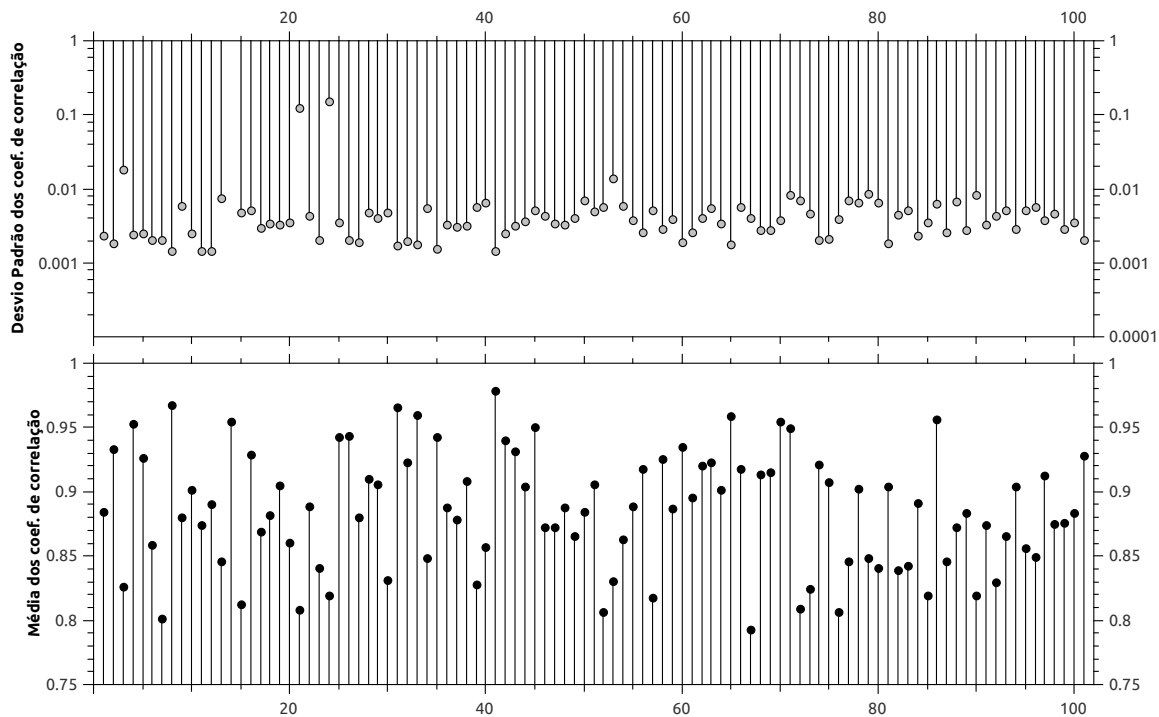


Figura 2.5: Estatísticas associadas aos conjuntos de traços para cada evento (mostrado no eixo horizontal da figura) com fase P. Na parte de cima são mostrados os desvios padrões das medidas dos coeficientes de correlação para cada evento, e na parte de baixo são mostrados os desvios padrões para os coeficientes de correlação cruzada máximo para cada evento. Os valores são associados com cada evento registrado pelo conjunto de estações (101 eventos para a fase P). A maioria dos valores para os coeficientes de correlação estão acima de 80 %.

Essa distribuição representa estruturas a baixas profundidades (até 50 km) abaixo das estações (Benz e Zandt., 1993). Mas essa distância pode variar de acordo com a densidade, abertura da rede de estações e da distância e distribuição azimutal dos eventos telessísmicos. Separando os resíduos relativos por azimute de origem (figura 2.9(a)~(d)), é possível relacionar com variações de velocidade mais profundas do que 50 km.

O padrão da média dos resíduos relativos mostrados na figura 2.8, refletem a geologia da Província Borborema mostrada na figura 1.1. Os resíduos mostrados na figura 2.8 variam de -1.0 s a 1.0 s, onde a parte negativa (representada em azul) são os tempos de propagação mais rápidos que a média e a parte positiva (representada em vermelho) são os tempos de propagação mais lentos que a média. Próximo ao Alinhamento Macau-Queimadas (MQA), a região é marcada pela presença de resíduos mais lentos (0.6 s). Mais ao sul, a região é caracterizada por resíduos mais rápidos (-0.2 a -0.4), essa mudança coincide com o Lineamento Patos. A região do cráton do São Francisco também é marcada por resíduos

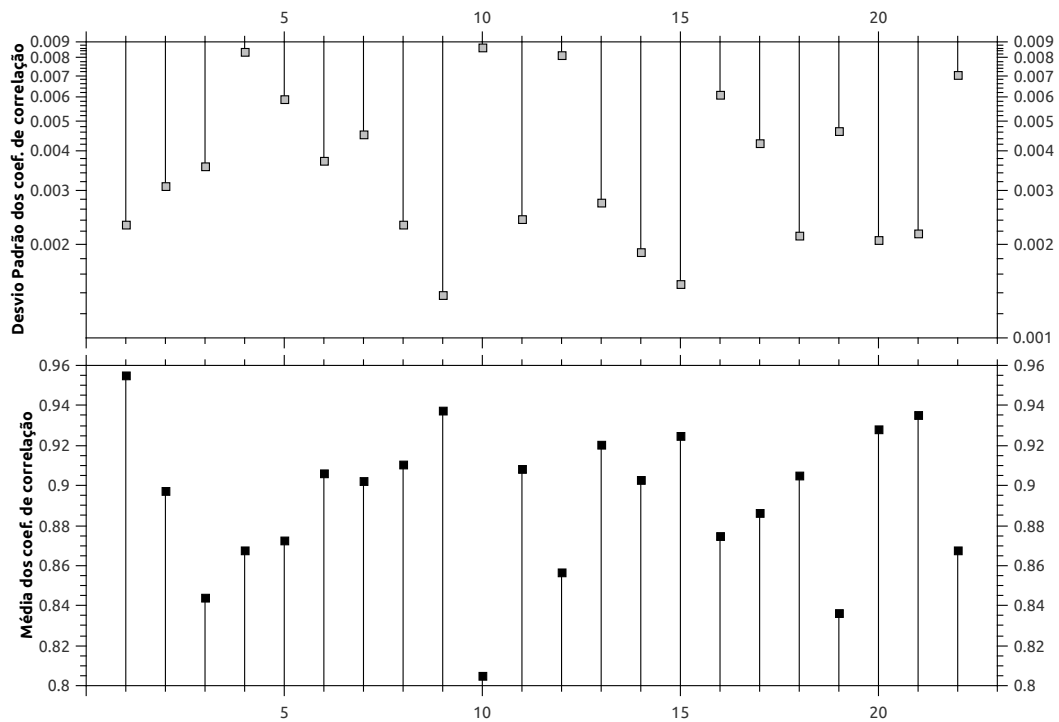
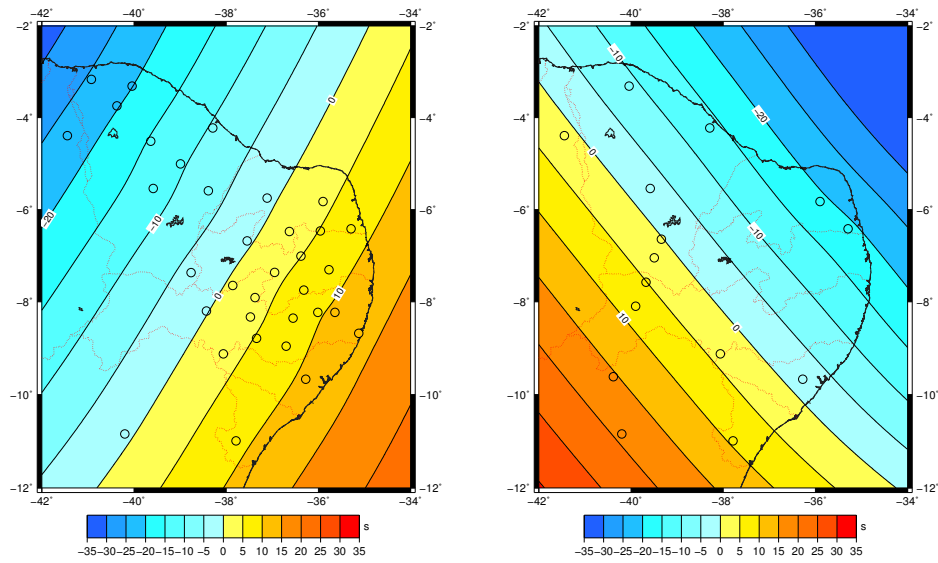


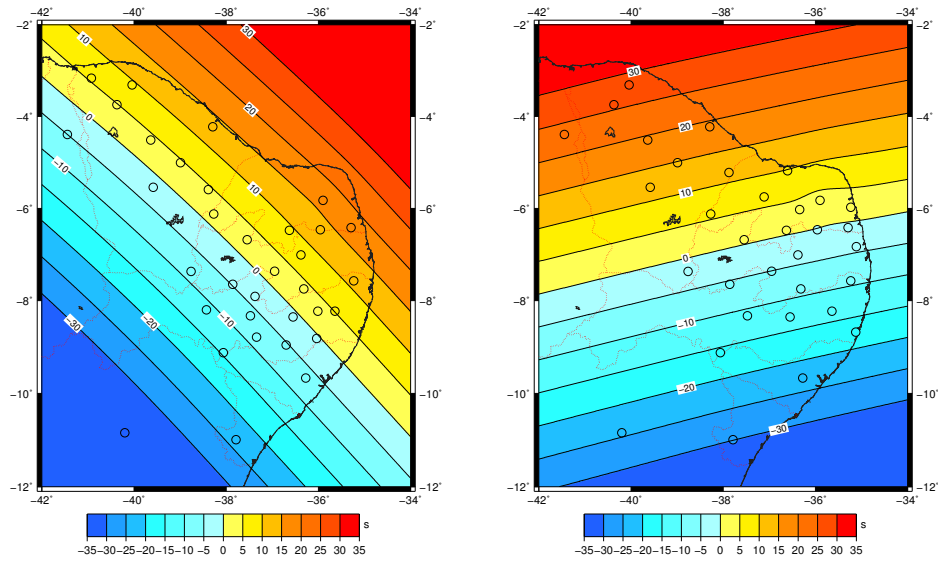
Figura 2.6: Estatísticas associadas aos conjuntos de traços a cada evento (mostrado no eixo horizontal da figura) com fase PKPdf. Na parte de cima são mostrados os desvios padrões das medidas dos coeficientes de correlação para cada evento, e na parte de baixo são mostrados os desvios padrões para os coeficientes de correlação cruzada máximo para cada evento. Os valores são associados com cada evento registrado pelo conjunto de estações (22 eventos para a fase PKPdf). Todos dos valores para os coeficientes de correlação estão acima de 80 %.

mais rápidos. No centro da Província Borborema, a Bacia do Parnaíba está próxima a resíduos mais rápidos (0.2 s), mas essa distribuição de resíduos estão deslocados para a direita da bacia. A região do Lineamento Sobral-Pedro II apresenta resíduos mais rápidos (entre 0.2 s até 0.8 s).

Os resíduos relativos separados por azimuth (figura 2.9(a)~(d)) mostram variações nas distribuições dos resíduos, sendo que essas variações estão associadas a mudanças da velocidade no manto superior. Para todos os azimuthes, resíduos relativos mais lentos (≈ 1.0 s) estão presentes na região mais ao nordeste. Como já mostrado na figura 2.8, essa região está próxima ao alinhamento Macau-Queimadas. Para os azimuthes entre 90° a 270° , (figura 2.9(c) e 2.9(d)) resíduos mais rápidos são mostrados ao sul da Província Borborema, próximo ao Cráton do São Francisco.



(a) Evento 1 com back-azimute de 301.4° (b) Evento 2 com back-azimute de 50.1° e distância de 87.65 graus



(c) Evento 3 com back-azimute de 225.50° (d) Evento 4 com back-azimute de 167.97° e distância de 55.10 graus

Figura 2.7: Mapa de contorno do tempo de chegada relativo da fase P. Na figura são mostrados 4 eventos localizados em diferentes azimutes.

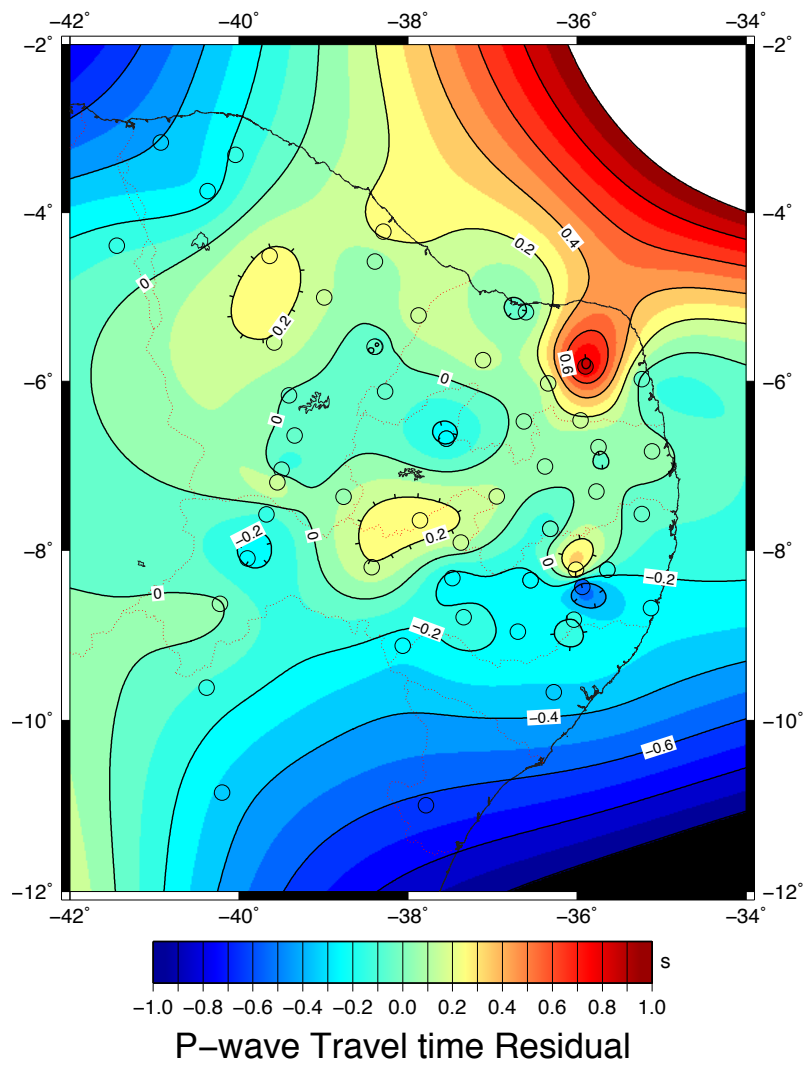
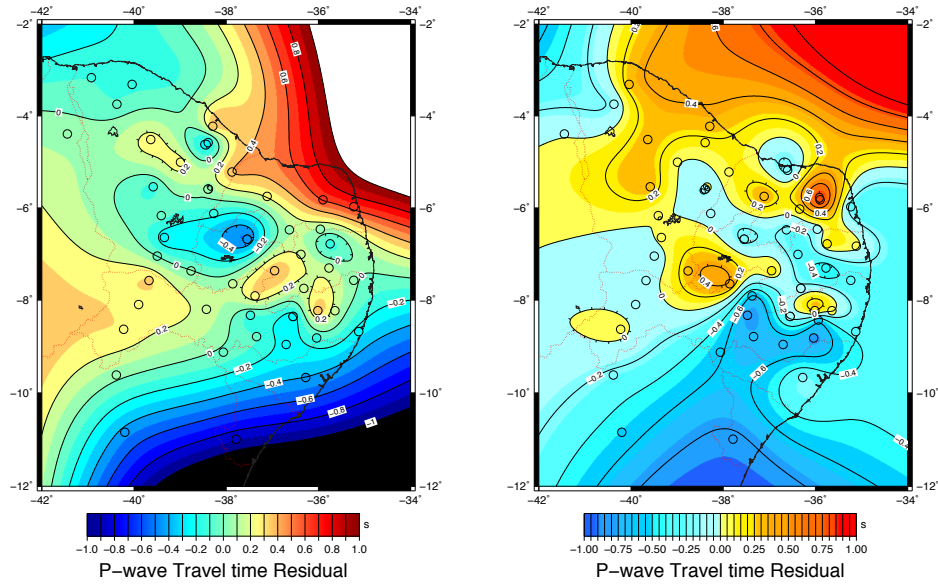
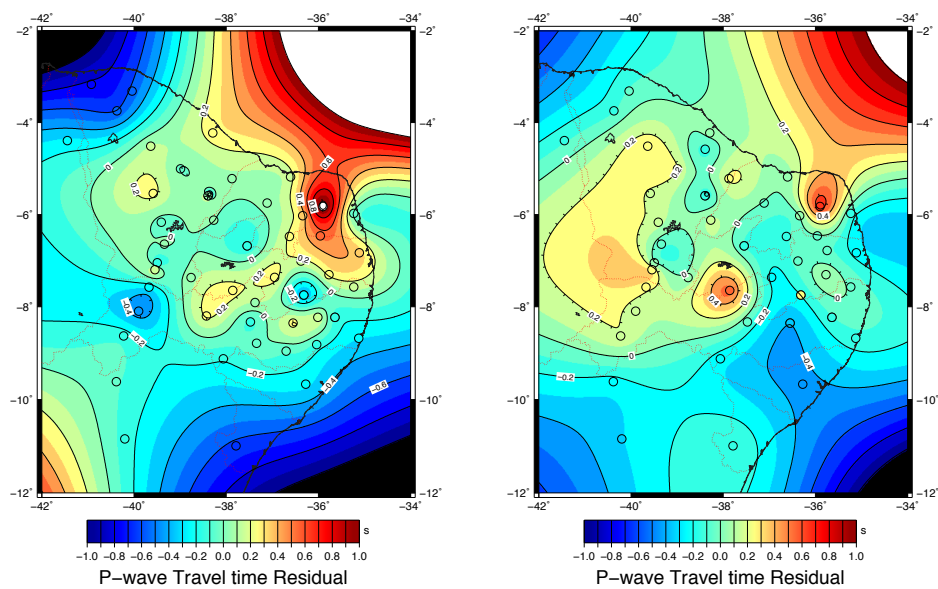


Figura 2.8: Distribuição da média dos resíduos relativos para cada estação, independentes da distância e azimuth.



(a) Eventos com back-azimute entre 270° e 360° (b) Eventos com back-azimute entre 360° e 90°



(c) Eventos com back-azimute entre 180° e 270° (d) Eventos com back-azimute entre 90° e 180°

Figura 2.9: Distribuição da média do resíduo relativo para cada estação.

Capítulo 3

Tomografia Telessísmica

Neste capítulo serão discutidos alguns aspectos básicos do método de inversão utilizado neste trabalho. O procedimento de inversão segue o método desenvolvido por Rawlinson et al. (2006), que usa uma abordagem não linear para minimizar a função objetivo em que a cada iteração é aplicada um esquema tipo *Fast Marching Method* (FMM) que resolve o problema direto e um método de inversão por subespaço (Kennett et al., 1988) para resolver o problema inverso linearizado. O resultado final da inversão tomográfica é uma representação matemática da estrutura terrestre real e a precisão dessa imagem dependerá de vários fatores como erros nos dados observacionais, o ajuste da previsão do modelo aos dados observacionais, o tipo de parametrização e a precisão na determinação das previsões do modelo.

As metodologias consideradas neste trabalho são descritas em detalhe na próxima seção e, no final do capítulo, são mostrados os resultados da inversão tomográfica (para onda P) junto a testes de resolução. Resultados da inversão tomográfica para onda S são mostrados no Apêndice A.

3.1 Metodologia da Inversão

Um problema inverso pode ser definido como qualquer problema em que a partir de dados observados deseja-se obter o modelo físico (ou conjunto de parâmetros) correspondente às observações. Na tomografia telessísmica é necessário resolver um problema inverso para obter um modelo de velocidades (modelo físico) que seja consistente com os resíduos relativos dos tempos de percurso da onda telessísmica (observações). Menke (1991) define a teoria de inversão como um conjunto de técnicas matemáticas para extrair de dados observados os parâmetros físicos correspondentes, considerando um modelo físico-matemático que explique a relação entre ambos.

Uma relação formal entre o modelo e as observações pode ser definida através da equação

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}). \quad (3.1)$$

Nessa equação $\mathbf{d}$ representa um vetor de dados, em que cada elemento corresponde à uma observação; $\mathbf{m}$ representa o vetor dos parâmetros do modelo, em que cada elemento corresponde ao valor de um parâmetro do modelo; e $\mathbf{g}$ representa um operador que relaciona os parâmetros ($\mathbf{m}$) aos dados ($\mathbf{d}$). Portanto, um problema inverso consiste em obter $\mathbf{m}$, tendo-se $\mathbf{d}$; um problema direto, partir de $\mathbf{m}$ para se obter $\mathbf{d}$.

O matemático francês Jacques Hadamard definiu que um problema bem-posto¹ segue as três condições seguintes: Existência de uma solução, unicidade da solução e estabilidade. A condição de existência será satisfeita caso exista pelo menos um modelo numérico que se ajuste aos dados observacionais. Caso apenas um modelo se ajuste aos dados, a condição de unicidade estará satisfeita. Se pequenas mudanças nos valores de $\mathbf{d}$ levam à pequenas mudanças na solução, a condição de estabilidade está satisfeita. Quando uma ou três das condições descritas não são satisfeitas o problema inverso é denominado de mal-postos². A tomografia telessísmica é um problema mal-posto, sub-determinado (ou seja, o número de parâmetros é superior ao número de observações) e com solução não única.

Para produzir uma imagem tomográfica a partir de dados sismológicos são, no geral, necessários uma série de passos, que incluem: (i) Parametrização do modelo, onde a região a ser estudada é definida em termos de um conjunto de parâmetros de um modelo desconhecido; (ii) Resolução do problema direto, em que são calculados os tempos de propagação

¹ do inglês: *well-posed*

² do inglês: *ill-posed*

dado um conjunto de valores para os parâmetros do modelo; e (iii) Inversão tomográfica, em que os valores dos parâmetros do modelo são ajustados para se aproximar aos dados observados (esse ajuste é limitado por qualquer tipo de regularização imposta para estabilizar a solução do problema). Todos esses passos serão discutidos nas próximas seções deste capítulo.

3.1.1 Parametrização do modelo

Em uma inversão tomográfica, a estrutura sob a área de estudo é representada por perturbações de velocidade (ou vagarosidade) da onda P (ou S) em relação a um valor de referência. A descrição da geometria dessa estrutura pode ser feita de várias formas. Blocos de velocidade constantes já foram usados por vários autores (Aki et al., 1977; Oncescu et al., 1984; Achauer, 1994), uma parametrização simples que permite usar raios sísmicos lineares em cada bloco (figura 3.1a). Porém, essa parametrização não é a adequada para representar variações suaves da velocidade que existem nas regiões que separam dois blocos adjacentes.

Funções de interpolação de ordem superior são necessárias se o campo de velocidade possuir derivadas contínuas de primeira e segunda ordem, o que é desejável para esquemas que resolvam numericamente o traçamento de raios ou as equações eikonais. Rawlinson et al. (2006) usam uma parametrização irregular, em que a estrutura abaixo da rede de estações é representada por um mosaico de elementos volumétricos definidos através de B-splines cúbicas (figura 3.1b). A B-spline é uma curva definida matematicamente por dois ou mais pontos de controle e possui vantagens como: oferecer continuidade C^2 (para uma B-spline cúbica), controle local e a possibilidade para uma distribuição irregular de nós.

Para uma distribuição de velocidades $v_{i,j,k}$ em uma série de vértices de controle (ou uma grade 3-D de pontos) $\mathbf{p}_{i,j,k} = (x_{i,j,k}, y_{i,j,k}, z_{i,j,k})$, o B-spline para o elemento de volume ijk^{th} é

$$\mathbf{B}_{i,j,k}(u, v, w) = \sum_{l=-1}^2 \sum_{m=-1}^2 \sum_{n=-1}^2 b_l(u) b_m(v) b_n(w) \mathbf{q}_{i+l, j+m, k+n}, \quad (3.2)$$

onde $\mathbf{q}_{i,j,k} = (v_{i,j,k}, \mathbf{p}_{i,j,k})$. Portanto, as três variáveis independentes $0 \leq u, v, w \leq 1$ definem a distribuição de velocidade em cada elemento de volume. Os fatores $b_{u,v,w}$ são as funções B-spline cúbica (Bartels et al., 1987). A figura 3.2a mostra uma superfície B-

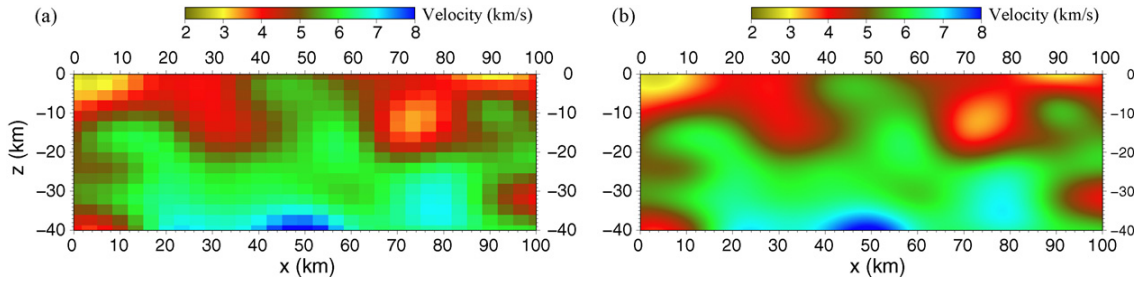


Figura 3.1: Campo de velocidade 2-D usando (a) blocos com velocidade constante; (b) B-spline cúbico (de Rawlinson et al. (2010)).

spline cúbica descrita por uma grade irregular de vértices. Além da suavidade inerente e do controle local, os vértices podem estar em uma grade irregular (Fig. 3.2b) e a superfície também pode ser multivalorada (Fig. 3.3c).

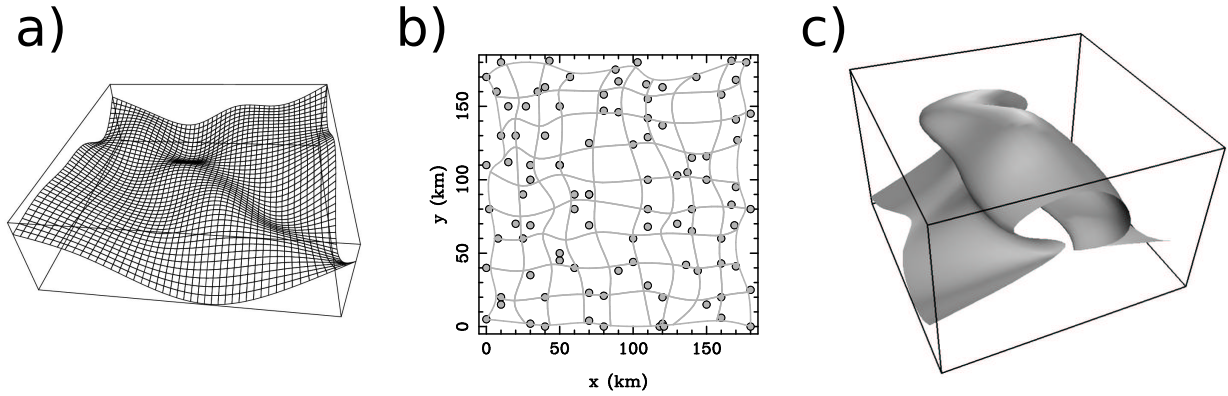


Figura 3.2: (a) Superfície 3-D definida por um mosaico de B-splines cúbicos; Flexibilidade de uma parametrização B-spline cúbica: (b) Grade irregular de nós que descrevem uma superfície. As linhas em cinza indicam limites da superfície. (c) superfície multivalorada descrita por B-splines cúbicas (Rawlinson e Sambridge., 2003).

3.1.2 Fast Marching Method

A resolução do problema direto consiste no cálculo do tempo de propagação da onda P ao longo do raio sísmico que une a fonte e o receptor através de uma estrutura de velocidade. Tradicionalmente, esse cálculo é feito através de esquemas de traçamentos de raios (*ray tracing*). Para encontrar o caminho do raio entre uma fonte e um receptor, existem dois métodos básicos de solução: tiro (*shooting*) e flexão (*bending*) do raio.

Os métodos de traçamento de raios por tiro formulam as equações cinemáticas do raio

como um problema de valor inicial, que permite traçar um caminho de raio completo (com a aplicação da lei de Snell nas interfaces) a partir de um ângulo de decolagem inicial. O problema de localizar os dois pontos do caminho fonte-receptor é essencialmente um problema inverso não-linear, com a direção do raio inicial como a parte desconhecida e a medida da distância entre o receptor e o ponto final da trajetória do raio como a função a ser minimizada. O problema é resolvido disparando raios através do meio entre a fonte e o receptor e, usando informações dos caminhos computados, atualizar as trajetórias de raio iniciais de modo que eles percorram mais precisamente até os receptores (veja a figura 3.3a). Os métodos de flexão de raios, por outro lado, ajustam iterativamente a geometria de algum lugar arbitrário do caminho entre a fonte e o receptor, até se tornar o caminho do raio verdadeiro (veja a figura 3.3b), ou seja, até que esse caminho satisfaça o princípio de Fermat.

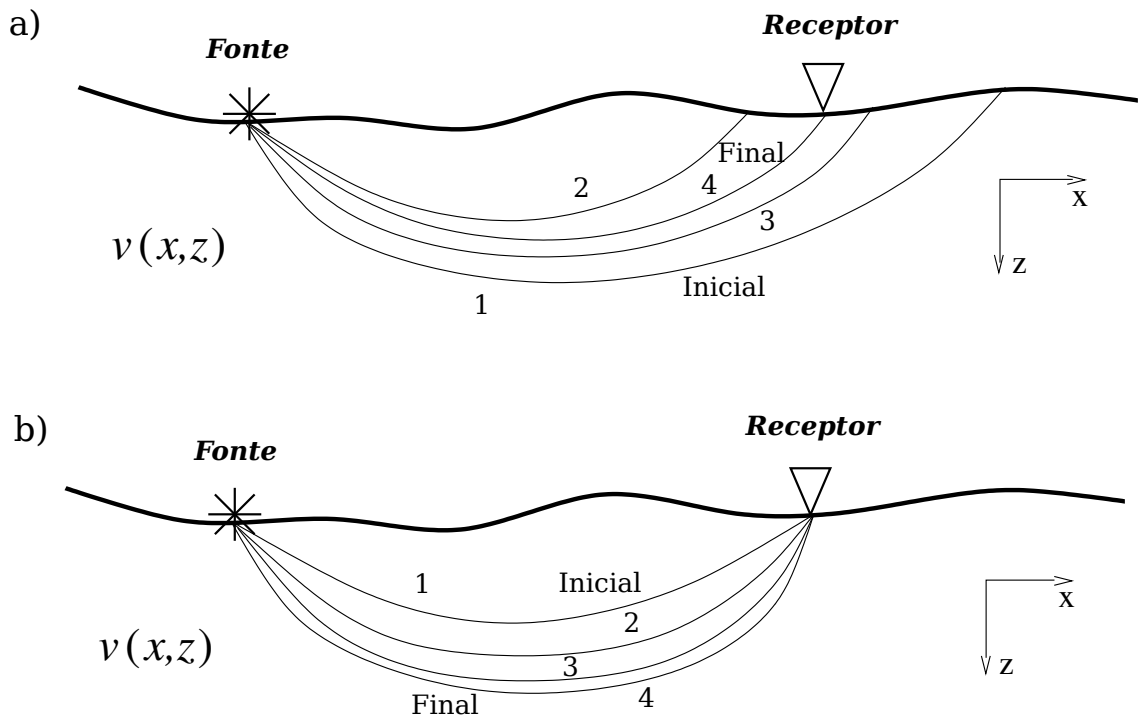


Figura 3.3: Princípio do (a) método de tiro, (b) método de flexão dos raios. O refinamento iterativo de algum caminho inicial é necessário para localizar o melhor caminho entre a fonte e o receptor (adaptado de Rawlinson e Sambridge. (2003)).

No *Fast Marching Method* os cálculos dos tempos de percurso são baseados no mapeamento da evolução da frente de ondas, através da resolução da equação eikonal. As

vantagens em relação aos tradicionais métodos de traçamento de raios são sua eficiência computacional e a robustez. As frentes de onda e a trajetória dos raios podem ser obtidas a posteriori seguindo o gradiente do tempo de propagação do receptor (estação sísmica) para a fonte (evento sísmico). As desvantagens desse esquema é o cálculo do tempo de viagem somente para a primeira chegada e sua precisão que, normalmente, não é tão alta quanto o método que usa o traçamento de raios.

A equação eikonal é uma aproximação de alta frequência da equação de ondas em meios heterogêneos (e.g. Lay e Wallace (1995)), que é válida quando o comprimento da onda é substancialmente mais curto do que as heterogeneidades sísmicas que caracterizam o meio de propagação.

Considerando uma onda P em um meio isotrópico e heterogêneo, a equação da onda elástica pode ser escrita como

$$\nabla^2 \Phi - \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = 0, \quad (3.3)$$

em que $\Phi(\vec{x}, t)$ é o potencial escalar da onda P, que depende da posição $\vec{x}$ e o tempo t , e $\alpha(\vec{x})$ é a velocidade da onda P que descreve o meio heterogêneo. É possível assumir que a solução da equação anterior possui a seguinte forma funcional:

$$\Phi(\vec{x}, t) = A(\vec{x}) \exp[-i\omega(T(\vec{x}) + t)], \quad (3.4)$$

em que $A = A(\vec{x})$ é a amplitude da onda, ω é a frequência angular e $T(\vec{x})$ é a superfície com fase constante que descreve a geometria da frente de ondas. Agora é possível calcular o Laplaciano do potencial escalar,

$$\nabla^2 \Phi = \nabla^2 (A \exp[-i\omega(T + t)]), \quad (3.5)$$

e usando a propriedade

$$\nabla^2 (fg) = (\nabla^2 f)g + 2(\nabla f)(\nabla g) + f(\nabla^2 g), \quad (3.6)$$

é encontrado que

$$\begin{aligned}
\nabla^2 \Phi &= \nabla^2 A \exp[-iw(T+t)] \\
&- iw 2 \nabla A \nabla T \exp[-im(T+t)] \\
&- w^2 A \nabla T \nabla T \exp[-iw(T+t)] \\
&- iw A \nabla^2 T \exp[-iw(T+t)].
\end{aligned} \tag{3.7}$$

A segunda derivada com relação ao tempo é

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = -w^2 A \exp[-iw(T-t)]; \tag{3.8}$$

usando essas equações na equação de onda elástica, cancelando os termos iguais e agrupando os termos com parte imaginária obtém-se

$$\nabla^2 A - w^2 A [\nabla T]^2 - i[2w \nabla A \nabla T + w A \nabla^2 T] = \frac{-1}{\alpha^2} w^2 A. \tag{3.9}$$

Dividindo a parte real por $A\omega^2$, obtém-se

$$\frac{\nabla^2 A}{w^2 A} - [\nabla T]^2 = \frac{-1}{\alpha^2}, \tag{3.10}$$

e, usando a aproximação para altas frequências (ω tendendo ao infinito), encontra-se

$$[\nabla T]^2 = \frac{1}{\alpha^2}, \tag{3.11}$$

que é a equação eikonal. É possível também obter a equação de transporte da energia, considerando a parte imaginária e dividindo por ω . Nesse caso obtém-se a equação

$$2 \nabla A \nabla T + A \nabla^2 T = 0, \tag{3.12}$$

que pode ser usada para calcular a amplitude da propagação da onda. A substituição do potencial vetor na equação de onda elástica para uma onda S, leva a expressões idênticas para as equações eikonais e de transporte. Assim, as Eqs 3.11 e 3.12 são válidas para qualquer onda de corpo de alta frequência.

A resolução da equação eikonal (3.11) é baseada na abordagem *Fast Marching Method* (FMM) de Sethian e Popovici (1999). O FMM usa o esquema *upwind* para encontrar a vagarosidade ($s = 1/\alpha$) em um dado ponto (i, j, k) da grade que define o meio de propagação. O cálculo é dado pela equação

$$\left[\begin{array}{l} \max(D_{ijk}^{-x}T, -D_{ijk}^{+x}T, 0)^2 \\ +\max(D_{ijk}^{-y}T, -D_{ijk}^{+y}T, 0)^2 \\ +\max(D_{ijk}^{-z}T, -D_{ijk}^{+z}T, 0)^2 \end{array} \right]^{\frac{1}{2}} = s_{ijk}, \quad (3.13)$$

em que os operadores de diferenças finitas estão definidos por

$$D^{+x}T = \frac{T(x + \delta x) - T(x)}{\delta x}, \quad (3.14)$$

$$D^{-x}T = \frac{T(x) - T(x - \delta x)}{\delta x}, \quad (3.15)$$

e s_{ijk} é a vagarosidade no ponto (i, j, k) da grade. O FMM reconstrói a frente de ondas a partir de pontos desconhecidos da grade e atualizando ponto a ponto toda a grade de velocidade. Essa atualização é feita através do método *narrow band*, em que os pontos da grade são classificados em: (i) pontos “vivos”, nos quais os tempos de propagação já foram calculados; (ii) pontos “próximos”, que estão vizinhos aos pontos “vivos” (formando a *narrow band*) e possuem valores iniciais calculados pela equação (3.13); e (iii) pontos “distantes”, que não possuem valores calculados, ou seja, a *narrow band* não chegou a esses pontos. A ordem em que esses pontos são atualizados deve seguir os menores valores de T até os maiores valores. Os tempos de propagação do local de origem do evento telessísmico (hipocentro) até a base do modelo são fornecidos por um modelo de referência global. Nesse estudo foi usado o ak135 (Kennett et al., 1995). A figura 3.4 mostra um esquema de como esses pontos são atualizados na grade do modelo.

O método FMM possui várias vantagens se comparado com alguns outros métodos de traçamento de raio, como (i) sua robustez e precisão na solução mesmo se o espaçamento da grade do modelo for pequena (Rawlinson e Sambridge, 2004), (ii) a localização de forma consistente da primeira fase da frente de onda, e (iii) sua eficiência computacional.

3.1.3 Inversão linearizada

O passo final para a geração da imagem tomográfica é resolver o problema inverso, o que exige o ajuste dos parâmetros do modelo a fim de satisfazer os dados que são sujeitos a parâmetros de regularização. Os dados de entrada são os resíduos relativos de tempo de chegada (discutidos no capítulo 2), e os parâmetros são as velocidades nos vértices

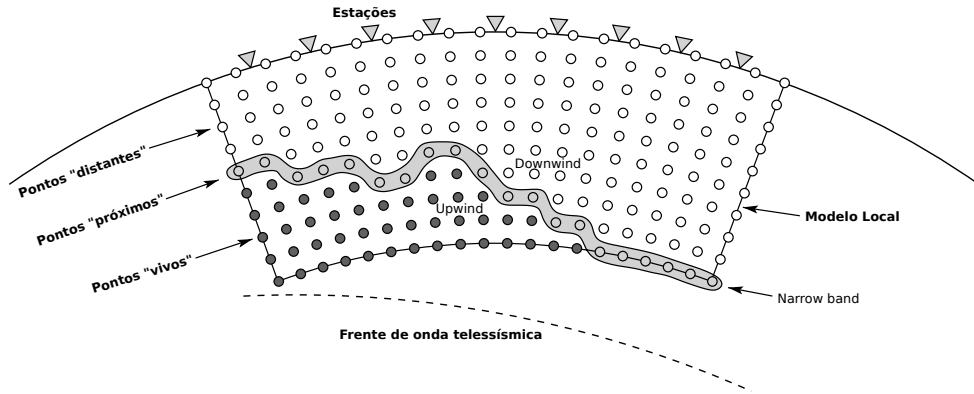


Figura 3.4: Diagrama mostrando como é realizado o cálculo do tempo de propagação usando o FMM. O FMM é iniciado a partir da base do modelo, a *narrow band* (linha marcada em cinza) avança de baixo para cima calculando todos os pontos da grande até que todos eles se tornem “vivos” (com tempos de propagação final calculado). Pontos “próximos” possuem um valor inicial do tempo de propagação calculado e pontos “distantes” ainda não possuem os tempos de propagação calculados (adaptado de Rawlinson e Sambridge. (2003)).

que controlam o campo de velocidades definido através dos B-spline cúbicos. O problema inverso pode ser resolvido através da especificação de uma função objetivo $S(\mathbf{m})$ que será minimizada (em que $\mathbf{m}$ são os parâmetros do modelo). A função objetivo tem a seguinte forma:

$$S(\mathbf{m}) = (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{\text{obs}})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{\text{obs}}) + \epsilon (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \eta \mathbf{m}^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m}, \quad (3.16)$$

em que $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ são os resíduos calculados, $\mathbf{d}_{\text{obs}}$ são os resíduos observados, $\mathbf{C}_d$ é a matriz de covariância dos dados (definida *a priori*), $\mathbf{m}_0$ é o modelo de referência e $\mathbf{D}$ é o operador de suavidade com derivada de segunda ordem. Os parâmetros ϵ e η são, respectivamente, parâmetros que governam o *trade-off* entre o ajuste da solução com os dados e a proximidade do modelo de solução ao modelo de referência e entre o ajuste da solução com os dados e a suavidade do modelo de solução. O primeiro termo da equação acima tenta encontrar o modelo que satisfaça os dados, o segundo termo é um termo de regularização que penaliza modelos que diferem muito do modelo inicial ou de referência e o terceiro termo é um termo de regularização que suaviza o vetor de parâmetros desconhecidos do modelo.

A fim de minimizar a equação (3.16), se aplica de forma iterativa um esquema lineari-

zado em que o FMM é usado para resolver o problema direto e definir a matriz de derivadas parciais, e o método de inversão do subespaço (Kennett et al., 1988) é usado para calcular a matriz inversa e resolver o problema inverso linearizado.

A relação linearizada entre o tempo de percurso residual e a perturbação da velocidade pode ser expressa como uma integral simples, que pode ser diferenciada para obter uma expressão para a taxa de mudança de tempo de percurso em relação a cada parâmetro do modelo. Na tomografia sísmica, os dados do modelo estão relacionados com os tempos de percurso e os parâmetros do modelo definem as variações de velocidade. Seguindo Rawlinson e Sambridge. (2003) o tempo de percurso para um raio sísmico que atravessa um meio não homogêneo, elástico e isotrópico é:

$$\int_{L_0} \frac{1}{v_0(\mathbf{x})} dl, \quad (3.17)$$

onde $v_0(\mathbf{x})$ é o campo de velocidades como função das coordenadas $\mathbf{x}$, L_0 é o percurso do raio e dl é o elemento de comprimento do percurso do raio. Essa equação depende do caminho da integração, ou seja, é uma equação não linear. Algumas abordagens podem ser usadas para resolver esse tipo de problema: (i) tomografia linear, em que a relação entre o tempo de percurso residual e a perturbação da velocidade é linearizada sobre um modelo de referência e as correções no campo de velocidade são feitas sob essa suposição (os raios são traçados apenas uma vez); (ii) tomografia não linear e iterativa, que também ignora a dependência do caminho na correção de velocidade durante a inversão, mas a não linearidade do problema é aplicada iterativamente através de correções e traçamentos sucessivos (ou seja, repetindo os passos do cálculo direto e o cálculo do problema inverso) até que algum tipo de condição determinada seja satisfeita (por exemplo: ajuste dos dados ou um número terminado de iterações); (iii) tomografia não linear completa, na qual uma solução é encontrada sem se basear na linearização do problema.

Se considerarmos uma perturbação $\delta v(x)$ em um campo de velocidades $v_0(x)$, de modo que $v(x) = v_0(x) + \delta v(x)$, então o caminho do raio e o tempo de percurso entre a fonte e receptor também devem ser perturbados no novo campo de velocidades $v(x)$ relativo a $v_0(x)$. Se o novo caminho $L(v) = L_0 + \delta L$, onde L_0 é o caminho em $v_0(x)$ e $t(v) = t_0 + \delta t$ onde t_0 é o tempo de percurso, o tempo de percurso em $v(x)$ pode ser escrito como:

$$t = \int_{L_0+\delta L} \frac{1}{v_0(x) + \delta v(x)} dl. \quad (3.18)$$

Usando uma expansão em série de Taylor para resolver o integrante na equação anterior,

$$\frac{1}{v_0 + \delta v} = \frac{1/v_0}{1 - (-\delta v/v_0)} = \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} + \frac{\delta v^2}{v_0^3} - \dots \quad (3.19)$$

e, ignorando os termos de segunda ordem e substituindo na equação 3.18,

$$t = \int_{L_0+\delta L} \left(\frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} \right) dl + O(\delta v^2). \quad (3.20)$$

Separando a integral de primeira ordem,

$$t = \int_{L_0} \left(\frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} \right) dl + \int_{\delta L} \left(\frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} \right) dl + O(\delta v^2). \quad (3.21)$$

Usando o Princípio de Fermat, que diz que para pontos fixos o tempo de percurso ao longo do raio é estacionário ($\partial t / \partial L = 0$) e como $t = t_0 + \delta t$, então a perturbação no tempo percurso resultante para a perturbação no campo de velocidades é

$$\delta t = - \int_{L_0} \frac{\delta v}{v_0^2} dl + O(\delta v^2). \quad (3.22)$$

A equação linearmente dependente da vagarosidade ($s(x) = 1/v(x)$) é:

$$\delta t = - \int_{L_0} \delta s(x) dl + O(\delta v^2). \quad (3.23)$$

Portanto, dado um modelo atual $\mathbf{m}_i$, um novo modelo $\mathbf{m}_{i+1} = \mathbf{m}_i + \delta \mathbf{m}_i$ é produzido, em que o modelo perturbação $\delta \mathbf{m}_i$ é fornecido pelo método de inversão do subespaço. O esquema progride até que os dados observados estão satisfeitos ou quando a mudança na $S(\mathbf{m})$ com a iteração fica suficientemente pequena. A utilização de uma abordagem iterativa significa que a relação não linear entre o tempo de viagem e a estrutura de velocidade é contabilizada por um novo traçado de raios em cada iteração.

3.1.4 Método do Subespaço

Métodos de inversão por subespaço são raramente usados em tomografia sísmica, sendo mais típicos em estudos onde a origem das fontes são controladas (Rawlinson et al., 2001) e

um grande número de incógnitas é envolvida. Seguindo o artigo de Rawlinson e Sambridge. (2003), uma breve descrição do método de inversão por subespaço é apresentada a seguir.

Em vez de minimizar $S(\mathbf{m})$ em todo o espaço n -dimensional pode ser vantajoso restringir o problema inverso a um subespaço menor, através de uma inversão por subespaços. A equação abaixo garante que a perturbação $\delta\mathbf{m}$ tenha a mesma base do espaço vetorial:

$$\delta\mathbf{m} = \sum_{j=1}^n \mu_j \mathbf{a}^j = \mathbf{A}\boldsymbol{\mu}, \quad (3.24)$$

onde $\mathbf{A} = \mathbf{a}^j$ é a matriz de projeção $M \times n$. O comprimento do vetor $\mathbf{a}^j$ que minimiza a forma quadrática de $S(\mathbf{m})$ é determinado por μ_j . $S(\mathbf{m})$ é suave o suficiente para permitir uma aproximação quadrática local sobre o modelo calculado, ou seja:

$$S(\mathbf{m} + \delta\mathbf{m}) \approx S(\mathbf{m}) + \hat{\boldsymbol{\gamma}}\delta\mathbf{m} + \frac{1}{2}\delta\mathbf{m}^T \hat{\mathbf{H}}\delta\mathbf{m}, \quad (3.25)$$

sendo $\hat{\boldsymbol{\gamma}} = \partial S / \partial \mathbf{m}$ o vetor gradiente e $\hat{\mathbf{H}} = \partial^2 S / \partial^2 \mathbf{m}$ a matriz Hessiana. Então, substituindo a equação 3.24 na equação 3.25

$$S(\mathbf{m} + \delta\mathbf{m}) = S\mathbf{m} + \sum_{j=1}^n \mu_j \hat{\boldsymbol{\gamma}}^T \mathbf{a}^j + \frac{1}{2} \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n \mu_j \mu_k [\mathbf{a}^k]^T \hat{\mathbf{H}}[\mathbf{a}^j], \quad (3.26)$$

localizando o mínimo de S com respeito a $\boldsymbol{\mu}$:

$$\frac{\partial S(\mathbf{m})}{\partial \mu_n} = \hat{\boldsymbol{\gamma}}^T \mathbf{a}^n + \sum_{k=1}^n \mu_k [\mathbf{a}^k]^T \hat{\mathbf{H}}[\mathbf{a}^j] = 0, \quad (3.27)$$

para $n = 1, \dots, q$, e organizando os termos para $\boldsymbol{\mu}$:

$$\boldsymbol{\mu} = -[\mathbf{A}^T \hat{\mathbf{H}} \mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T \hat{\boldsymbol{\gamma}}. \quad (3.28)$$

Como $\delta\mathbf{m} = \mathbf{A}\boldsymbol{\mu}$, e usando o valor da matriz Hessiana $\hat{\mathbf{H}} = \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \epsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D}$, encontra-se:

$$\delta\mathbf{m} = -\mathbf{A}[\mathbf{A}^T (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \epsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D}) \mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T \hat{\boldsymbol{\gamma}}, \quad (3.29)$$

em que $\mathbf{G}$ é a matriz de derivadas de Fréchet. Uma vez que a matriz de projeção $\mathbf{A}$ foi calculada e ortonormalizada, a atualização do modelo $\delta\mathbf{m}$ é rapidamente obtida pela inversão de uma parte relativamente pequena da matriz $n \times n$.

O método de inversão do subespaço é extremamente estável e eficiente para grandes problemas inversos mal-postos e, juntamente com o FMM, constitui a base de um esquema rápido e robusto de inversões tomográficas apresentado por Rawlinson et al. (2006).

3.2 Resultados da inversão tomográfica

3.2.1 Modelo tomográfico

O resultado da inversão tomográfica revela imagens da Província Borborema para profundidades de até 600 km, sob uma área que se estende em aproximadamente 800 km na direção leste-oeste e 900 km na direção norte-sul. A separação entre cada nó da grade usada para parametrizar o volume de estudo, do Norte a Sul e do Leste a Oeste, é de 0,5 graus; em profundidade possui uma separação de 50 km.

Os parâmetros de regularização (ϵ e η) foram escolhidos através da inspeção da curva de *trade-off* (ver exemplo na figura 3.5) entre o valor quadrático médio do desajuste (RMS³) e a rugosidade do modelo⁴ e entre o RMS e a variância do modelo. A rugosidade do modelo é definida como $\mathbf{m}^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m}$ e a variância do modelo é dada por $(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T C_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)$, como mostrado na equação (3.16). A escolha dos parâmetros é feita sistematicamente da mesma forma que é descrita em Rawlinson et al. (2006).

A figura 3.6 mostra as curvas de *trade-off* entre o RMS do dado e a rugosidade do modelo final e entre o RMS do dado e a variância do modelo final. A partir dessas curvas, são definidos os valores de η e ϵ . Primeiro o parâmetro de amortecimento (ϵ) é fixado em 1 e os valores do parâmetro de suavidade (η) são variados. A curva na figura 3.6(a) mostra o *trade-off* entre o RMS do dado e a rugosidade do modelo final, em que o valor $\eta = 0,00001$ foi definido como o valor que melhor oferece o equilíbrio entre o RMS e a rugosidade do modelo de solução. No próximo passo o parâmetro de suavidade é fixado em $\eta = 0,00001$ e ϵ é variado. A figura 3.6(b) mostra o *trade-off* entre o RMS do dado e a variância do modelo final, em que o valor $\epsilon = 30$ foi escolhido como o valor que resulta em um modelo suave que melhor satisfaz os dados. O primeiro passo é repetido, mas o valor de ϵ é fixado em 30; a curva da figura 3.6(c) mostra que $\eta = 0,00001$ ainda é um bom valor para o parâmetro de suavidade. O modelo final reduz o RMS do dado de 471,51 para 335,25 ms

³ do inglês: *root-mean-square*

⁴ do inglês: *model roughness*

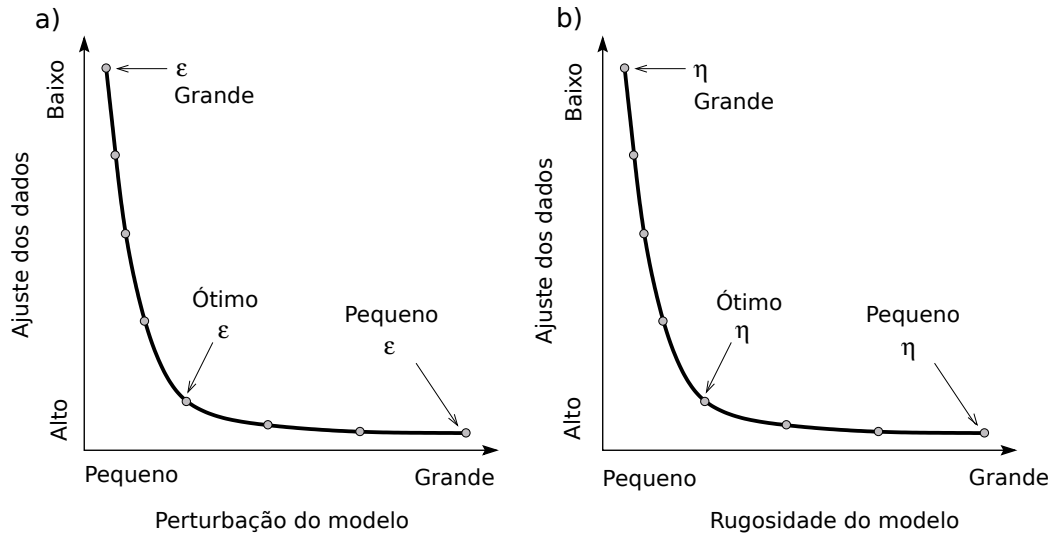
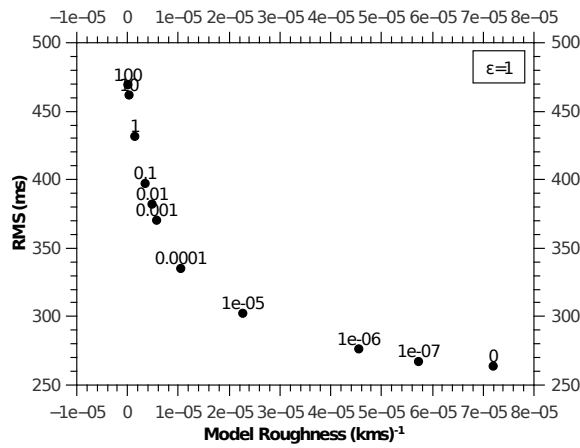


Figura 3.5: Ilustração esquemática das curvas de *trade-off* que podem ser usadas para escolher os valores apropriados dos parâmetros de regularização. A figura é construída com várias inversões e diferentes valores de η e ϵ para cada uma delas. a) Ajuste do dado versus perturbação do modelo para diferentes valores de ϵ . b) Ajuste do dado versus a rugosidade (*roughness*) para diferentes valores de η (adaptado de Rawlinson e Sambridge. (2003))

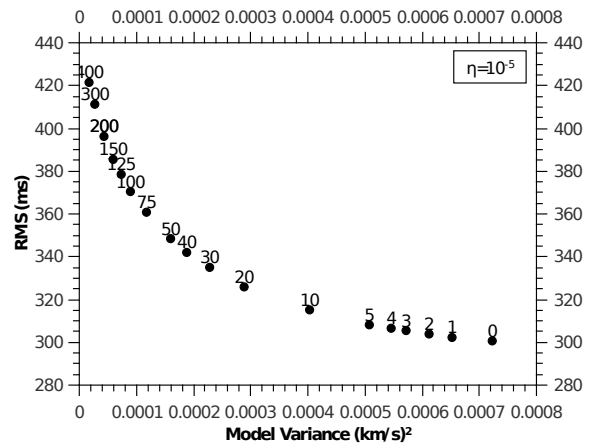
(o que corresponde a uma mudança na variância do dado de $0,222 \text{ s}^2$ para $0,114 \text{ s}^2$), ou seja, 30 %.

Os resultados tomográficos deste trabalho são mostrados nas figuras 3.7 a 3.10. A figura 3.7 contém as principais características geológicas, como o Planalto de Borborema, o cráton de São Francisco, e a Bacia do Parnaíba. Dois dos resultados mais óbvios são: (i) a anomalia de baixa velocidade (em vermelho) na esquina nordeste do continente e (ii) na parte sul da região, a predominância de anomalias de alta velocidade (azul).

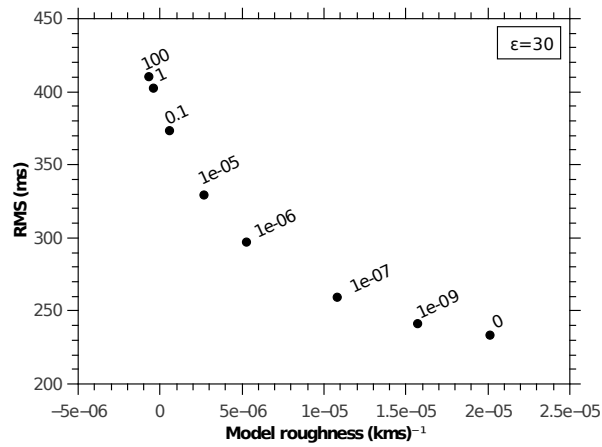
A inspeção dos resultados tomográficos em profundidades litosféricas (100-150km) revela que o Lineamento Patos marca a separação entre as velocidades lentas ao Norte e as velocidades rápidas ao Sul em toda a metade leste da Província. Essas distribuições de velocidades também são mostradas nas duas seções transversais que atravessam o Planalto da Borborema na direção NS (figuras 3.9 e 3.10), mostrando uma transição acentuada de velocidades rápidas para velocidades lentas na latitude 6.5°S . A anomalia de velocidade rápida é marcada sob a parte sul do Planalto da Borborema, o que os trabalhos anteriores descreveram como parte de um bloco tectônico reologicamente mais forte (Luz et al., 2015; Santos et al., 2014). Na metade ocidental, regiões alternadas de velocidade rápida e lenta



a) Varia o parâmetro de suavidade;



b) Varia o parâmetro de amortecimento;



c) Vary smoothing parameter

Figura 3.6: Método usado para estimar os parâmetros de suavidade e amortecimento.

parecem estar separadas pelas principais zonas de cisalhamento que permeiam a Província, especialmente ao norte do Lineamento Patos. Uma anomalia de baixa velocidade é observada logo abaixo do canto nordeste do continente a 100 km de profundidade (figuras 3.7a e 3.9a). A borda ocidental dessa anomalia coincide com o Alinhamento Macau-Queimadas, enquanto que a parte sul da anomalia parece coincidir com o Lineamento Patos. As seções verticais revelam que esta anomalia não excede 150 km de profundidade (figuras 3.9a e 3.10a).

Nas profundidades astenosféricas (200-400 km), a inspeção das fatias horizontais da tomografia (figura 6) revelam uma faixa de material de baixa velocidade na direção nordeste-sudoeste, com duas ramificações laterais na direção leste-oeste coincidindo com o Lineamento Patos e a Bacia do Araripe. A maioria das fontes telessísmicas selecionadas para este estudo chegam no manto subjacente com uma maior tendência ao longo da direção nordeste-sudoeste (lembrar a figura 2.2); no entanto, seguindo os testes de resolução (ver testes de resolução na próxima seção), a tendência nordeste-sudoeste é bem resolvida. As velocidades lentas também são observadas sob a margem equatorial, atingindo cerca de 100-150 km a oeste do continente. As fatias tomográficas de 200 e 400 km de profundidade também sugerem que velocidades rápidas podem estar presentes ainda mais ao sul e ao oeste, sob o Cráton São Francisco e a bacia do Parnaíba, respectivamente. Embora esta possibilidade não possa ser descartada, os testes de resolução sugerem que as anomalias sísmicas não estão bem resolvidas ao sul da latitude 10°S e a oeste da longitude 40°O.

3.2.2 Robustez da Tomografia

A inversão tomográfica poderia estar subdeterminada e possuir solução não-única, devido principalmente à baixa cobertura dos raios. Para analisar a robustez e influência dos problemas citados sobre o modelo resultante, é necessário fazer testes de resolução. Esses testes consistem em inversões com conjuntos de dados gerados sinteticamente a partir de modelos tipo tabuleiro de xadrez, *spikes* ou com geometrias específicas para investigar se feições concretas do modelo invertido estão bem ou mal resolvidas. Para isso, foram utilizadas fontes, receptores e tipos de fases idênticas aos do conjunto de dados observacionais para prever o padrão de tempo de percurso da onda telessísmica por uma determinada estrutura. O mesmo procedimento tomográfico descrito nas seções anteriores é usado para inverter os dados sintéticos.

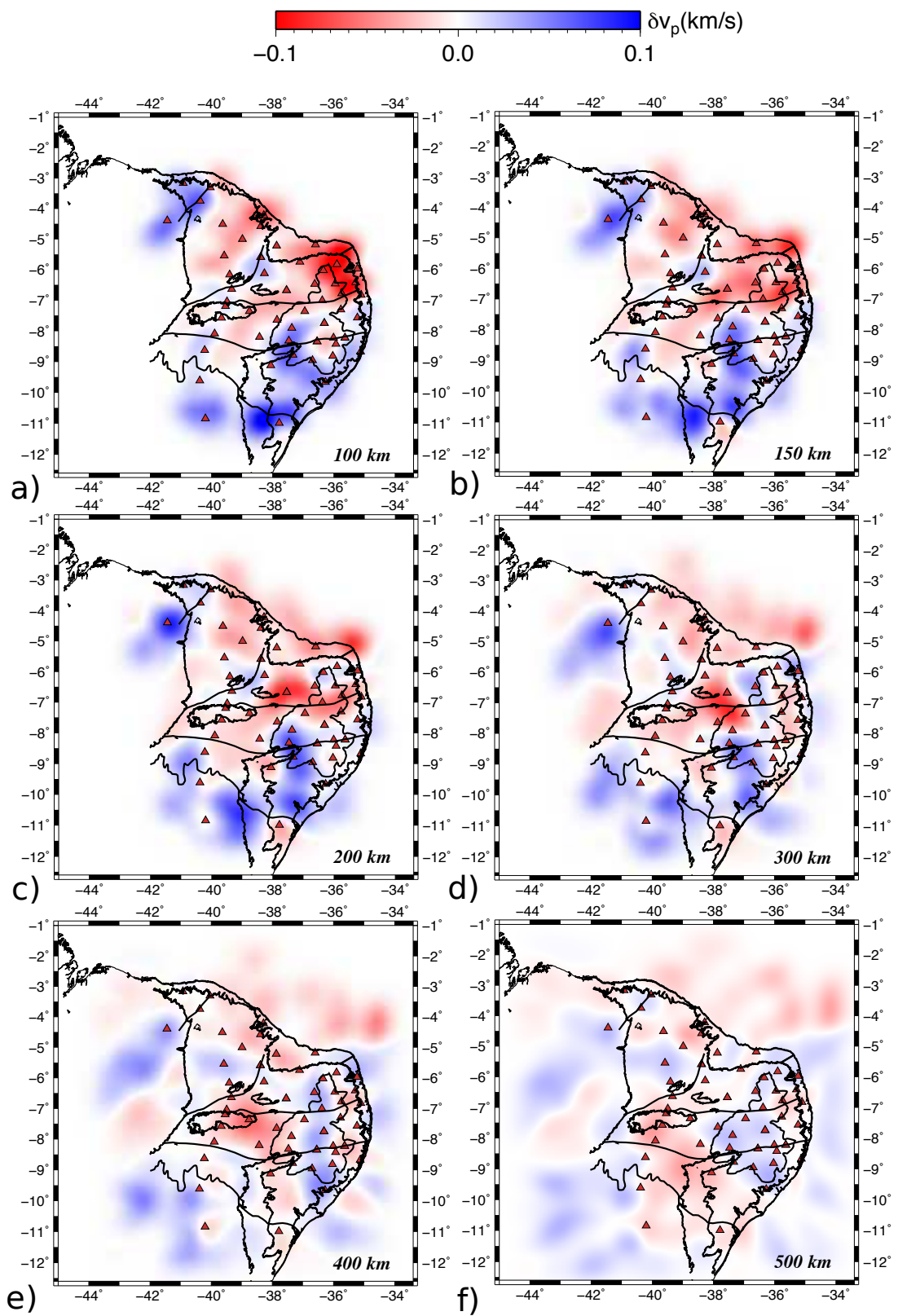


Figura 3.7: Fatias horizontais através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados: a) 100 km de profundidade; b) 150 km de profundidade; c) 200 km de profundidade; d) 300 km de profundidade; e) 400 km de profundidade; e f) 500 km de profundidade.

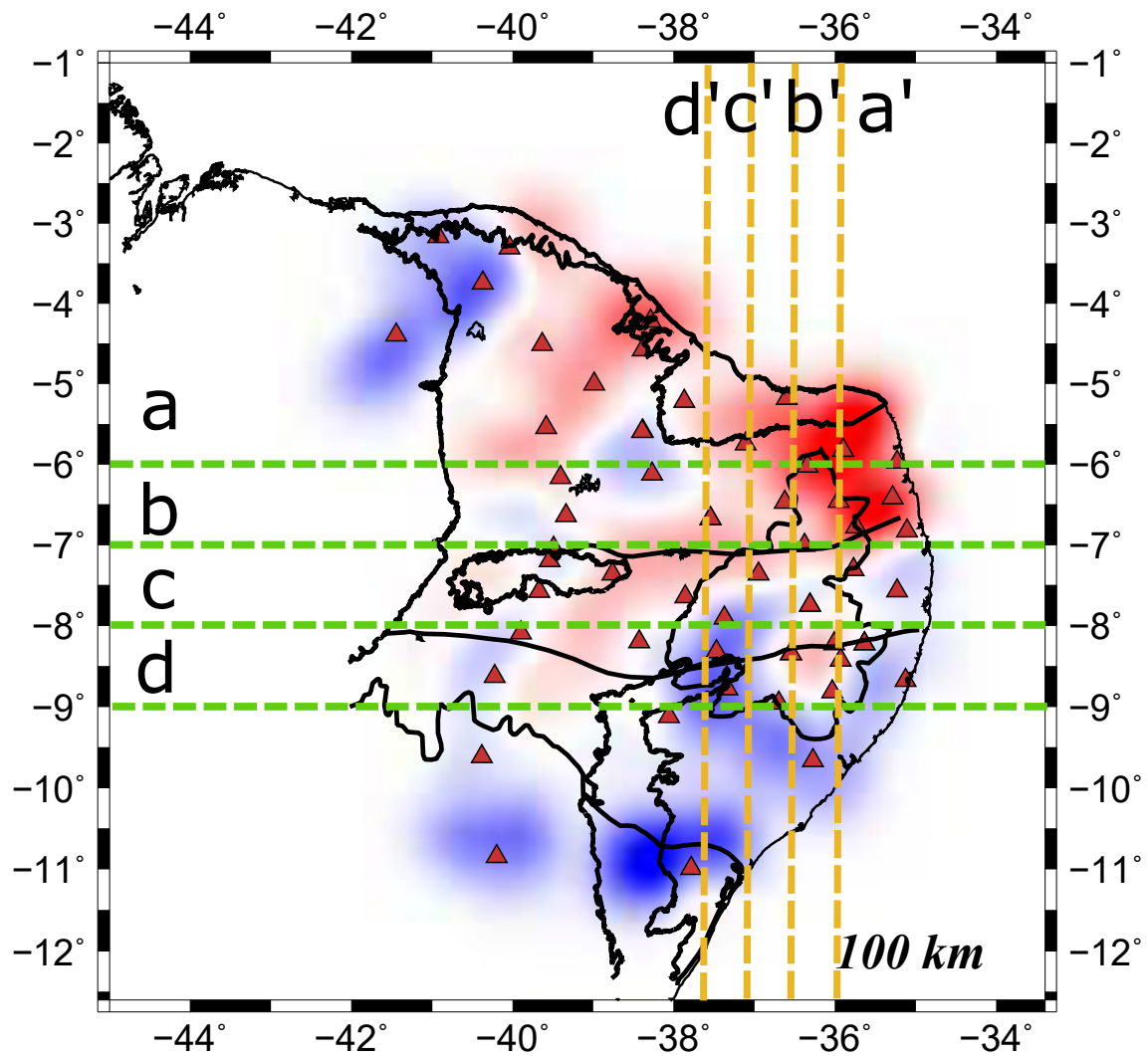


Figura 3.8: Fatias verticais através do modelo de solução 3-D.

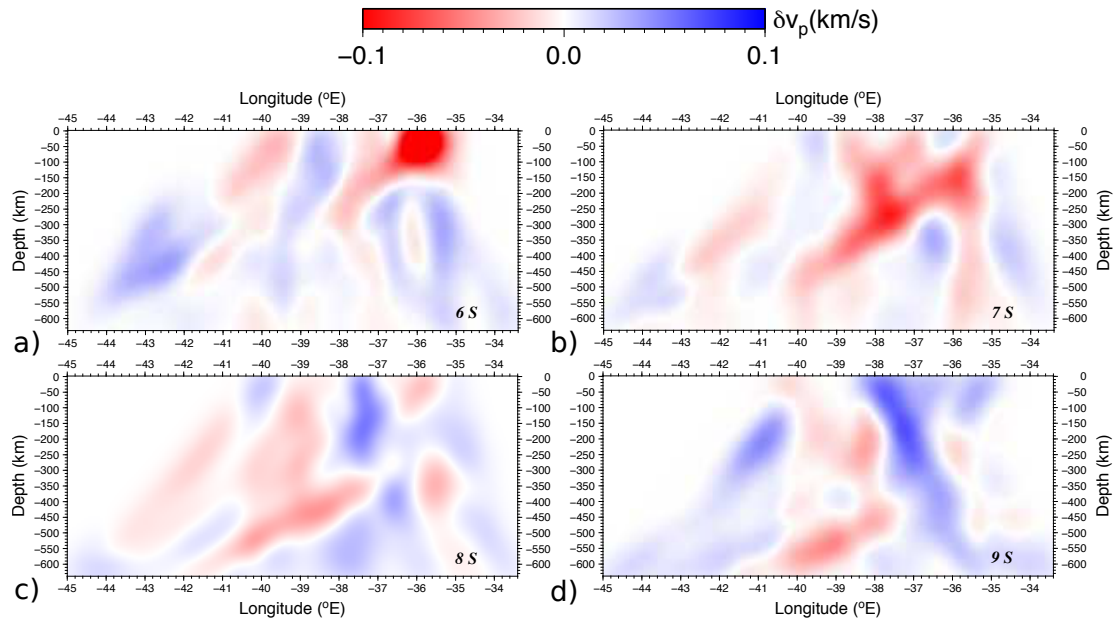


Figura 3.9: Fatias verticais (no sentido E-W) através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados (indicado em amarelo na figura B.5): a) 6°S; b) 7°S; c) 8°S e d) 9°S.

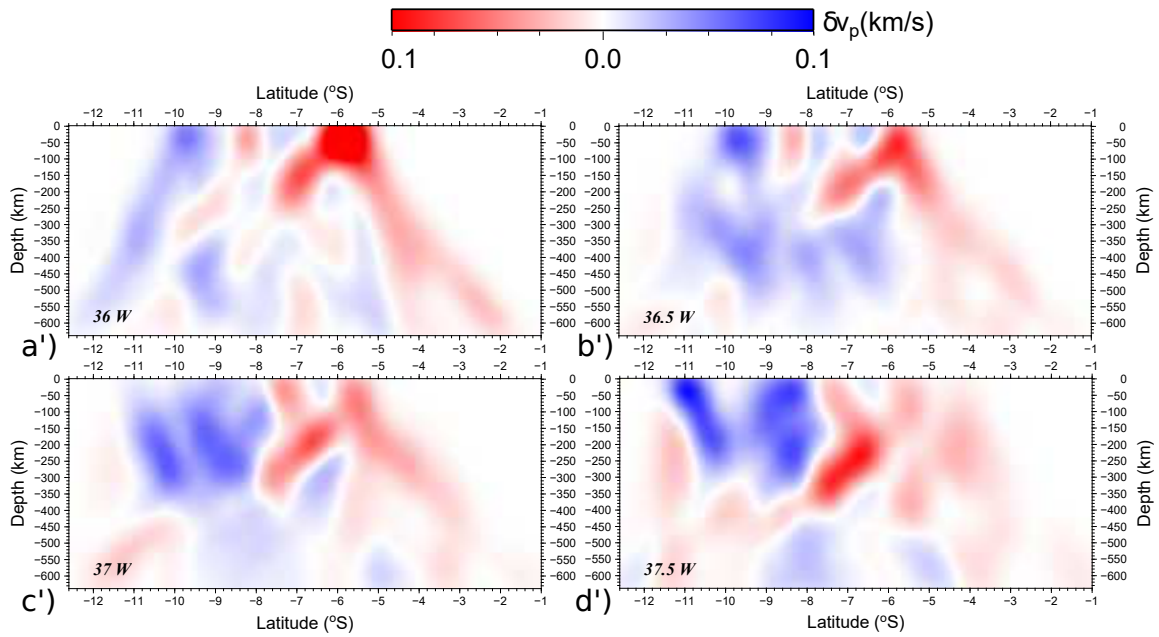


Figura 3.10: Fatias verticais (no sentido N-S) através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados (indicado em verde na figura B.5): a') 36°W; b') 36.5°W; c') 37°W and d') 37.5°W.

O primeiro teste sintético considerado neste trabalho é o teste do xadrez, no qual o modelo sintético consiste em regiões alternadas de alta e baixa velocidade. As regiões nas quais o padrão do tabuleiro de xadrez é claramente recuperada podem ser consideradas bem resolvidas. Cada anomalia possui uma escala de ~ 100 km. O ruído gaussiano com desvio padrão de 50 ms é adicionado aos dados sintéticos. As fatias horizontais do modelo sintético e do modelo recuperado são mostradas na figura 3.11 e as fatias verticais do modelo sintético e do modelo recuperado são mostradas na figura 3.12 e 3.13. Em geral, o modelo de solução consegue recuperar a entrada de forma satisfatória para todas as profundidades mostradas na figura, embora a amplitude da anomalia não seja totalmente recuperada (em torno de 30% recuperada). As fatias horizontais mostram que o padrão do tabuleiro de xadrez é bem recuperado ao norte da latitude 10°S e ao leste da longitude 40°O , embora o tamanho das anomalias previstas se degrada com a profundidade devido a *smearing* vertical longo dos caminhos dos raios telessísmicos. O padrão alternativo é pouco recuperado a uma profundidade de 400 km nesta região, embora mostre *smearing* ao longo dos caminhos dos raios predominantes (ver figura 2.2) e degradando o tamanho das anomalias em grandes profundidades.

Para o segundo teste de resolução (figura 3.14), o modelo de entrada consiste em duas anomalias: um canal com velocidade negativa centrado a 250 km de profundidade e uma anomalia, também com velocidade negativa, localizada no canto mais ao norte do planalto e com profundidade de 100 km. Tal como acontece com o teste do xadrez, os "dados" telessísmicos sintéticos foram contaminados com ruído gaussiano de média zero e desvio padrão de 50 ms. As anomalias parecem ser bem recuperadas lateralmente em todas as profundidades (figuras 3.14 e 3.15), embora a resolução vertical seja fraca (Fig. 3.15 b). As duas anomalias não estão conectadas no modelo de entrada, contudo aparecem levemente conectadas no modelo recuperado (Fig. 3.14 b e 3.15 b). Isso ocorre provavelmente pela distribuição dos raios sísmicos na área de estudo (ver figura 2.2). A geometria íngreme dos percursos e a diminuição do número de raios de cruzamento a profundidades rasas faz que o alongamento das anomalias seja maior no topo do modelo.

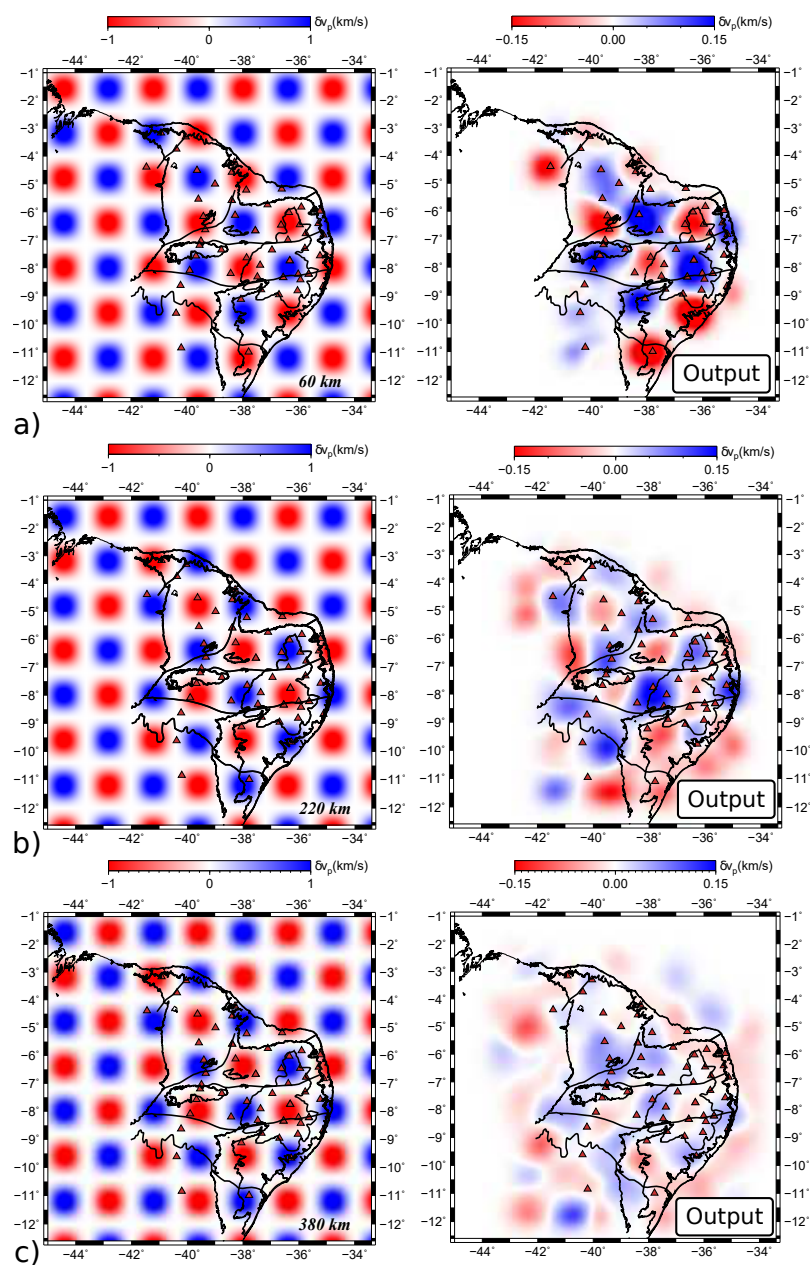


Figura 3.11: Modelos de tabuleiro de xadrez para testes sintéticos original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente): a) fatias a 60 km de profundidade; b) fatias a 220 km de profundidade; c) fatias a 380 km de profundidade.

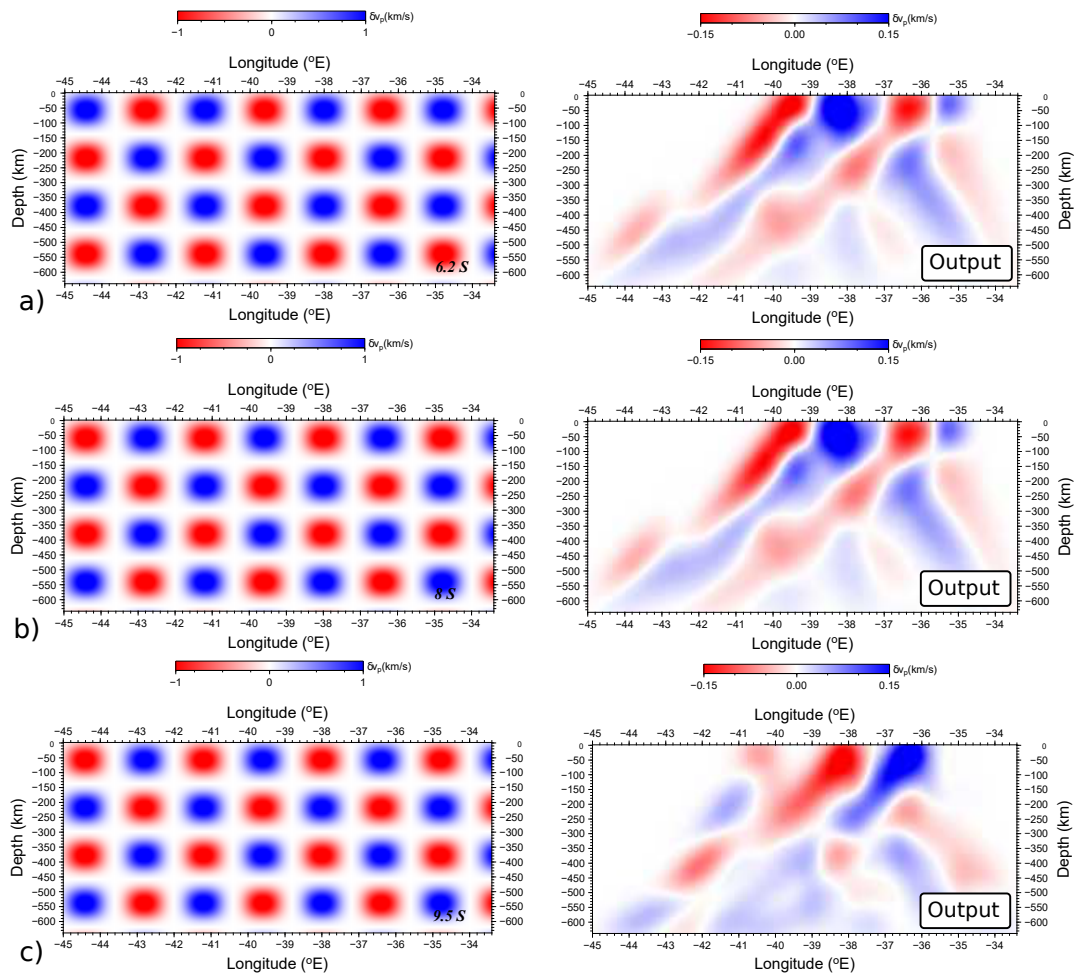


Figura 3.12: Modelos de tabuleiro de xadrez para testes sintéticos original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente), fatias transversais (E-W) para: a) 6 S; b) 8 S; e c) 9.5 S.

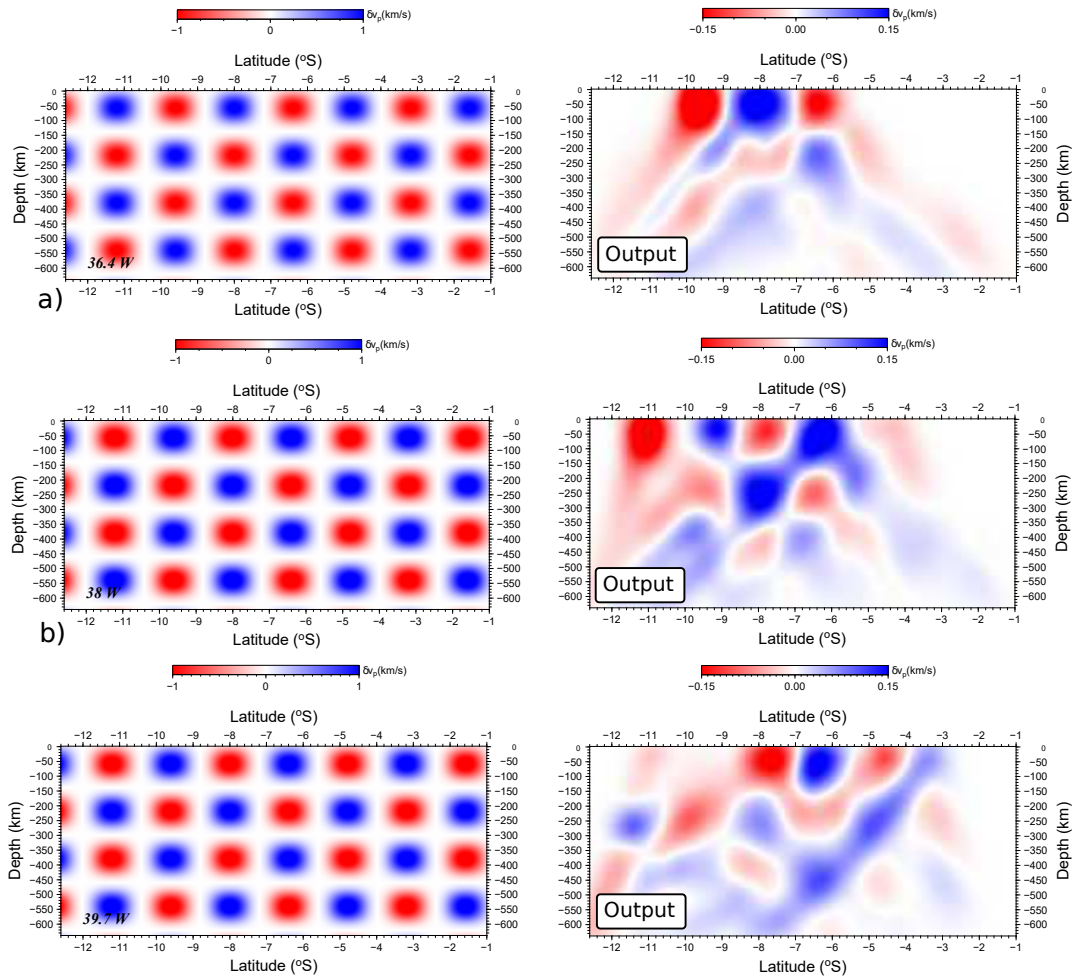


Figura 3.13: Modelos de tabuleiro de xadrez para testes sintéticos original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente), fatias transversais (N-S) para: a) 36.4 W; b) 38 W; e c) 39.7 W

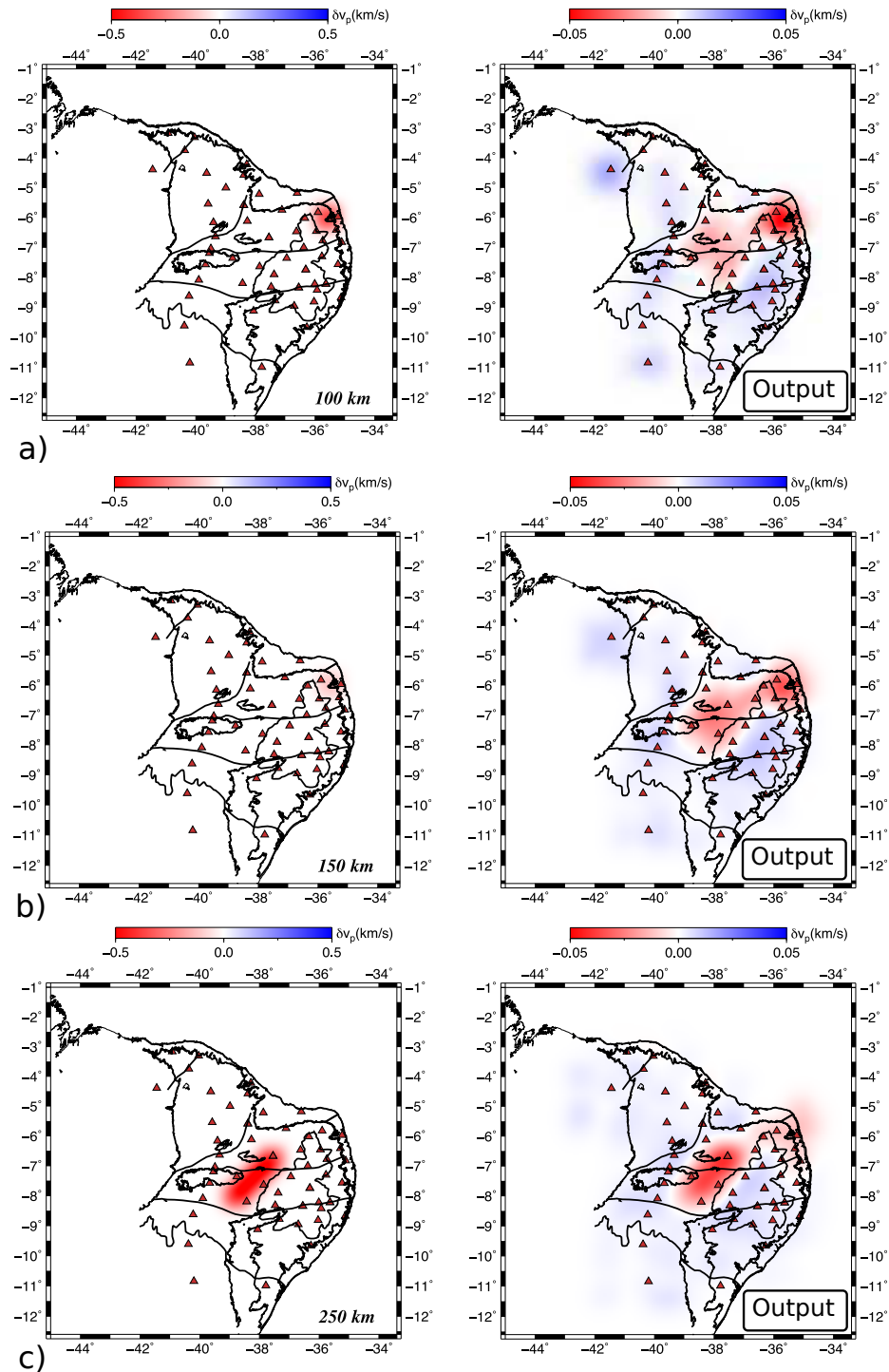


Figura 3.14: Modelos para testes sintéticos original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente): fatias horizontais a: a) 100 km de profundidade; b) 150 km de profundidade e c) 250 km de profundidade.

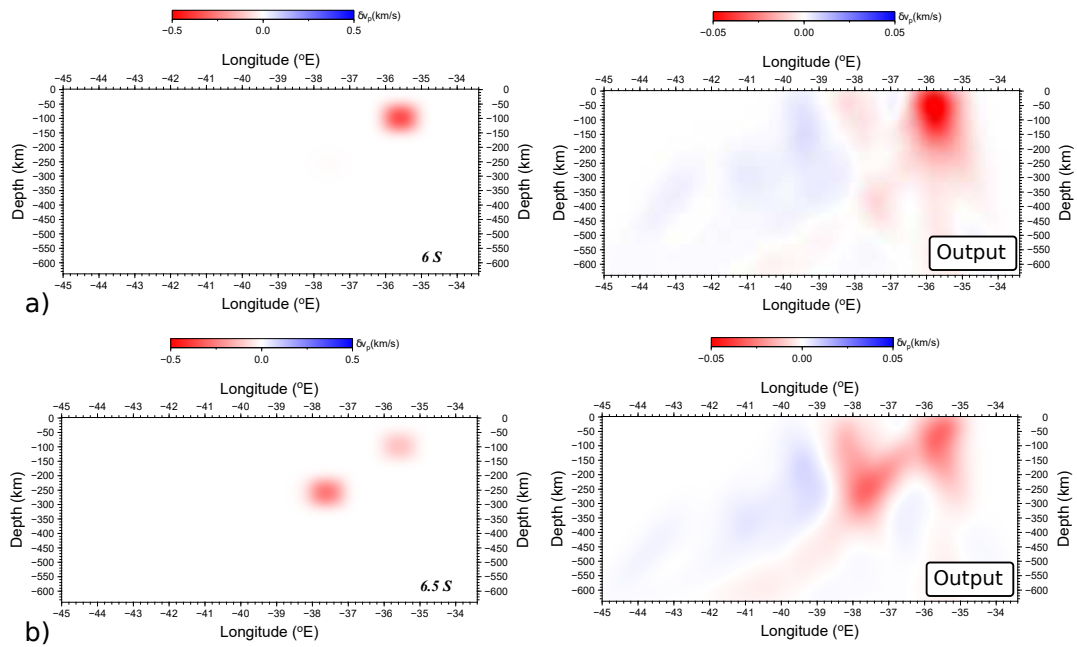


Figura 3.15: Fatias verticais para o modelo sintético original e recuperado (esquerda e direita, respectivamente) mostrado na figura 3.14, com orientação E-W para: a) $6^\circ S$ e b) $6.5^\circ S$.

Capítulo 4

Artigo 1

O artigo a seguir, denominado *Upper mantle structure of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave tomography: Implications for rheology and volcanism*, corresponde aos resultados obtidos para a tomografia telessísmica do manto superior da Província Borborema. Os resultados dessas imagens sugerem que a origem do vulcanismo Cenozoico poderia estar relacionada com uma anomalia térmica relativamente rasa na esquina do continente e que o Lineamento Patos é uma zona de sutura em escala litosférica que separa mantos litosféricos de diferentes reologia. O artigo foi submetido no dia 19/12/2017 na revista *Geophysical Journal International* (GJI).

Nas próximas páginas segue o manuscrito completo do artigo.

Upper mantle structure of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave tomography: Implications for rheology and volcanism

F. L. Simões Neto¹, Jordi Julià^{1,2}, and Martin Schimmel³

¹ *Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN*

² *Departamento de Geofísica, UFRN*

³ *Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera, CSIC*

SUMMARY

We have performed a tomographic study of the upper mantle under the Borborema Province by inverting relative P-wave travel-time residuals (including the PKPdf phase). The events were recorded by more than 50 broadband and short-period stations deployed across the region, resulting in a total dataset of 1,912 relative residuals. A multichannel phase cross-correlation technique was utilized to develop the measurements, which were then inverted through an iterative, non-linear inversion scheme based on the sub-space inversion method. The Fast Marching Method, a grid-based numerical algorithm that traces an interface evolving over a narrow band of nodes that are updated solving the eikonal equation by finite differences using upwind entropy, was considered to solve the forward problem. Travel times from outside of the 3-D model were calculated using a global reference model. The resulting tomographic images reveal structure down to depths of ~ 600 km, under an area extending approximately 800 km in the EW direction and 900 km in the NS direction. The most important features revealed by the tomographic images include: (i) a relatively fast lithospheric mantle under the southern Borborema Plateau, when compared to the lithospheric mantle north of the Patos Lineament; (ii) a marked, shallow ($<$

150 km) low velocity anomaly under the northeastern most corner of the Borborema Province; and (iii) a low-velocity channel bordering the Borborema Plateau at asthenospheric (250-400 km) depths. The lithospheric velocity contrast is interpreted as arising from a colder, stronger lithosphere south of the lineament, while the asthenospheric low-velocity channel is interpreted as resulting from lateral flow from a distant mantle plume (located in SE Brazil). We argue that the rheologic contrast validates a stretching model recently proposed to explain the Plateau's elevated topography, and that the postulated lateral flow represents the source of magmas feeding intraplate volcanism in NE Brazil for the past ~ 80 Ma.

Key words: South America; Body waves; Seismic tomography; Intra-plate processes.

1 INTRODUCTION

The study of the Earth's upper mantle is important for determining the tectonic, thermal, and geodynamic evolution of the continents, as well as for improving our understanding of the asthenospheric mantle flow right beneath them. The theory of plate tectonics, established for over 30 years as the paradigm against which tectonic processes must be benchmarked, has been successful in explaining a variety of geologic phenomena such as the occurrence of earthquakes and volcanoes, and the formation of mountain belts around plate margins. Most intraplate phenomena, such as the formation of basins and plateaus in the continental interiors or the origin of intraplate volcanism, on the other hand, are still a matter of debate. A prime example within stable South America is the Paraná basin of SE Brazil, for which the stratigraphic record suggests up to six different episodes of sedimentation and erosion that include the eruption of extensive flood basalts (e.g. Milani & Ramos, 1998). In the Brazilian Northeast, an active debate revolves around the origin of (postulated) tectonic uplift of the Borborema Plateau and the coeval Cenozoic volcanism found along the Macau-Queimadas Alignment (MQA).

The MQA can be described as an approximately north-south trending alignment of alkali volcanic rocks that erupted in Meso-Cenozoic times (Fig. 1). The alignment is characterized as small-volume and long-lived (93-7 Ma), lacks a clear age progression, and has a time overlap with the east-west trending Fernando de Noronha-Mecejana alignment off-shore (see e.g. Mizusaki et al., 2002). The Borborema Plateau, on the other hand, is generally introduced as an east-west oriented topographic feature with average elevations of ~ 1000 m a.m.s.l. (Morais Neto et al., 2009; Oliveira & Medeiros, 2012). Its Cenozoic uplift has been postulated from the presence of sediments of the Serra dos Martins

formation on top of high-altitude mesas, for which fission track analysis place a maximum deposition age in the Paleogene (Oliveira and Medeiros, 2012). Although some authors have challenged the postulated time of uplift (e.g. Morais Neto et al., 2009), it is generally accepted that there is a time overlap with MQA volcanism.

A commonly accepted model for the origin of volcanism along the MQA is based on the postulated existence of a small-scale convection cell under the northeastern-most corner of the continent (Knesel et al., 2011). According to this model, the small-convection cell would have eroded the lithosphere immediately above, triggering melts along its downwelling edge, and feeding the surface volcanics that now form the MQA alignment. The same small-convection cell was also invoked by Oliveira & Medeiros (2012) to explain plateau uplift. According to those authors, some of the melts produced by the small-convection cell would have ponded under the plateau's crust and formed a layer of mafic cumulates that isostatically elevated the surface above. Interestingly, this model has been recently challenged by Luz et al. (2015), for whom the Borborema Plateau should rather be regarded as a high-standing feature unrelated to MQA volcanism. The newly proposed framework is based on a strong rheology for the lithosphere making up the elevated, thick-crust regions of the southern Borborema Plateau, in contrast to a weaker rheology for the lithosphere making up the low-lying, thin-crust regions of the surrounding Sertaneja Depression. Extensional processes in the Mesozoic would have stretched and thinned the rheologically weaker lithosphere, which would have subsequently subsided and formed the Sertaneja Depression, leaving the rheologically stronger lithosphere under the Borborema Plateau relatively undeformed and at a higher elevation. The postulated rheological contrast is largely based on an interpreted mid-crustal detachment zone that would have developed during crustal stretching - observed in regions of thin crust but missing in regions of elevated, thick crust (Almeida et al., 2015). The rheological contrast is expected to hold down to the bottom of the lithosphere, so further evidence for the strong rheology of the southern Plateau on a lithospheric scale is required to confirm the newly proposed tectonic framework for the region.

One of the main tools for exploring the upper mantle is seismic tomography (e.g. VanDecar, 1991; Ritsema et al., 1998; Schimmel et al., 2003; Bastow et al., 2008; Rocha et al. 2010; Hansen et al., 2012), in which velocity anomalies are mapped at various depths from inversion of relative seismic travel-times measured at seismic stations. Variations in seismic velocity can result from changes in chemical composition, temperature, partial melts, and/or fluids (Deschamps et al., 2002; Artemieva et al., 2004); luckily, Artemieva et al. (2004) demonstrate that - at least at lithospheric depths - temperature is the main factor influencing S-velocity variation throughout the Brazilian Northeast. Moreover, commonly accepted compositions for the mantle seem to have little effect on velocity anomaly above 400 km depth, making composition of secondary importance with respect to temperature (Cammarano

et al., 2003). Upper mantle velocity anomalies are thus commonly interpreted in terms of temperature variations (e.g. Goes & Yoshizawa, 2005; James et al., 2004; Goes et al., 2000), which can in turn be related to the strength of the lithosphere (Poupinet, 2003; Bastow et al., 2005). Typically, seismic sources located at teleseismic distances from the recording stations are considered in seismic tomography studies, resulting in a near-vertical sampling of the uppermost mantle and crust. Near-vertical incidence results in an excellent lateral resolution of the velocity variations within the tomographic volume, but introduces vertical (direction of the ray) smearing of the anomalies making the assessment of the depth extent of anomalies difficult. Seismic transmission tomography does not have the power either to resolve seismic discontinuities. In spite of all these limitations, seismic tomography remains the prime tool for imaging the Earth's upper mantle on a regional scale.

In this paper, we developed tomographic images for the upper mantle under the Borborema Province of NE Brazil from the inversion of relative P-wave travel-time residuals measured at seismic stations in the region. The relative residuals were developed following the multi-channel cross-correlation approach of VanDecar & Crosson (1990), to be then inverted for slowness perturbations and station correction terms following the approach of Rawlinson et al. (2010). We considered all available data recorded until December 2015 at broadband and short-period stations in the region, resulting in a total dataset with 1,912 measurements for a combined network of 58 stations unevenly spread within the study area. Our results display a marked velocity contrast at about 7°S latitude that separates slow velocity anomalies (-0.10 km/s) to the North from fast velocity anomalies to the South (0.12 km/s). The boundary closely coincides with a geologically mapped Precambrian shear zone - the Patos Lineament - which also separates thin from thick crustal types in the Borborema Province (Luz et al., 2015a; 2015b; Almeida et al., 2015). Moreover, the anomaly can be traced down to depths over 200 km, revealing it as a lithospheric-scale feature. At shallow depths (~100 km), the tomographic slices reveal a large low-velocity anomaly (-0.16 km/s) immediately east of the MQA, roughly coinciding with the surface projection of a marked geoid anomaly in the region (Ussami et al., 1999). We argue that the velocity contrast across the Patos Lineament reflects a change in lithospheric strength, from weak (North) to strong (South), consistent with the tectonic framework proposed by Luz et al. (2015b), and that the shallow low-velocity anomaly results from high temperatures associated to the ponding of laterally flowing plume material upwelling at a distant mantle plume under the Paraná basin of SE Brazil.

2 TECTONICS AND POST-BREAKUP EVOLUTION

2.1 Tectonic setting

The Borborema Province was characterized by Almeida et al. (1981) as a geological and structural domain located in the northeast region of Brazil, limited by the São Francisco Craton to the South, the Parnaíba Basin to the West, and a number of sedimentary basins along the continental margin to the North and East (see Figure 1). It consists of a basement of Paleoproterozoic rocks with scattered Archean nuclei that underlie metamorphic supracrustal rocks with ages spanning the entire Proterozoic era (Neves, 2003; Van Schmus et al., 2008; Vauchez et al., 1995). The Province was mostly structured during the Brasiliano/Pan-African orogeny, at the end of the Neoproterozoic, resulting in a complex orogenic system affected by deformational, metamorphic, and magmatic processes (Santos et al., 2008). The predominant view is that the Borborema Province originated from the amalgamation of several small continental fragments, micro-plates, and island-arcs that were scattered among the large landmasses that formed West Gondwana: the West African-São Luiz craton to the North and the Congo-São Francisco craton to the South (De Brito Neves & Cordani, 1991; De Sá, Macedo et al., 1992; Cordani et al., 2003). The Province is pervaded by numerous shear-zones (Fig. 1), the most prominent of which being the Transbrasiliano Lineament - outcropping in the NW corner - and the Patos and Pernambuco Lineaments - roughly parallel to each other and coincident with latitudes 7°S and 8°S, respectively. Those lineaments are continental-scale features that can be traced into the African continent in paleogeographic reconstructions (Trompette, 1994; Oliveira et al., 2010; Santos et al., 2008) and are sometimes regarded as the boundaries of the tectonically independent blocks that assembled to form the Province.

In the Mesozoic, the evolution of the Borborema Province was marked by extensional events that eventually led to continental break-up and the opening of the Atlantic Ocean. Following Matos (1999, 1992), Late Jurassic extensional events would have initially led to the formation of a number of half-grabens along three main axis of deformation: (i) Gabon-Sergipe-Alagoas, (ii) Recôncavo-Tucano-Jatobá, and (iii) Cariri-Potiguar. Deformation would have initially progressed mostly along the Gabon-Sergipe-Alagoas and Recôncavo-Tucano-Jatobá trends to later shift West and continue along the Cariri-Potiguar trend. The development of the Equatorial margin would have eventually aborted the rifting process along the Cariri-Potiguar trend, and allowed for the deposition of thick sedimentary sequences along the other two axis of deformation. With the separation of the West Africa craton from the São Luiz cratons along the Equatorial margin, rifting along the Recôncavo-Tucano-Jatobá would have aborted and rifting would have continued along the Gabon-Sergipe-Alagoas trend. The end result

would have been the formation a number of marginal basins along the Brazilian East passive margin and the presence of a number of aborted rift basins in the continental interior.

After continental breakup, episodes of intra-plate volcanism and uplift characterized the evolution of the Province. Uplift has its main expression in the high elevations of the Borborema Plateau (Fig. 1), a topographic feature located in the eastern half of the Borborema Province with maximum elevations of ~1200 m (e.g., Morais Neto et al., 2009; Oliveira and Medeiros, 2012). Tectonic uplift of the Borborema Plateau was originally postulated from stratigraphic ages inferred from the non-fossiliferous deposits of the Serra dos Martins formation, which are found in high-altitude mesas scattered throughout the northern plateau (see Fig. 1). Apatite and zircon fission-track analysis set a maximum Paleogene age for the sediments, while indirect relationships with Cenozoic volcanics revealed a minimum age of ~25 Ma, implying plateau uplift happened in Cenozoic times (Jardim de Sá et al., 2005; Menezes et al., 2003). Volcanism consists of small volumes of alkaline rocks that are arranged along two mutually orthogonal magmatic alignments: the Fernando de Noronha-Mecejana Alignment (FNMA), mostly off-shore and trending EW, and the Macau-Queimadas Alignment (MQA), on-shore and trending in the NS direction (Mizusaki et al., 2002; Knesel et al., 2011). K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates are 26-34 Ma for Mecejana volcanism (Mizusaki et al., 2002) and 22-2 Ma for volcanic rocks at the Fernando de Noronha archipelago (e.g. Knesel et al., 2011), delineating a clear age progression from West to East along the alignment; K-Ar ages for MQA volcanism, on the other hand, range from 80 to 30 Ma (see Mizusaki et al., 2002), expanding to 93-7 Ma when $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates are considered (Knesel et al., 2011), displaying no clear age progression along the alignment. The expanded age range for MQA volcanism suggests a time overlap of up to 15 Ma in magmatic activity along both alignments, as well as a temporal superposition with postulated Cenozoic uplift in the Borborema Plateau.

Apatite fission-track analysis on granitic-gneissic samples from the Plateau, on the other hand, revealed the presence of two main cooling events (Morais Neto et al., 2009): one in the Late Cretaceous (100-90 Ma), and one in the Neogene (20-0 Ma). The Neogene event was related to a climatic change that accentuated erosion of pre-existing topography and resulted in the rugged topography that characterizes the Plateau today and the deposition of the Barreiras Formation. The Late Cretaceous event, on the other hand, was interpreted as reflecting the onset of uplift and denudation of regional, permanent topography in the Plateau, which would have followed shortly after continental breakup along the East passive margin. In this case, overlap with MQA magmatism would have been minimal and plateau uplift would have likely pre-dated intra-plate volcanism in the Province.

2.2 Post-breakup evolution

One of the earliest models to explain intraplate volcanism and uplift in the Province invoked the presence of a deep mantle plume under the Borborema Plateau (Jardim de Sá et al., 1999; Jardim de Sá 2001). From analysis of Cenozoic deformational patterns in the Province, the "reasonable geographic overlap" between the Borborema Plateau and the Cenozoic volcanism, and the time overlap between the onset of Cenozoic denudation (Barreiras Formation) and alkali volcanism, the authors concluded that thermal doming (due to a mantle plume) was the most likely mechanism of uplift. The plume hypothesis, however, is inconsistent with the lack of age progression along the MQA, the small-volume and long-lived character of its magmatism, and the direction of movement of the South American Plate (Knesel et al., 2011; Almeida et al., 1988), as well as not necessary for explaining the amount of partial melt, temperature and depth ranges from which the source magmas were derived (Silveira, 2006). Moreover, a recent receiver function study in the Province found no evidence for a thermal perturbation in the upper mantle transition zone under the Borborema Plateau (Pinheiro & Julià, 2014). Thermal doming was independently postulated from analysis of residual geoid anomalies (Ussami et al., 1999), where a local maximum in the northeastern most corner of the Province (obtained after removing the 10th degree geopotential model EGM96) was observed. Plots of geoid anomaly with respect to topography were consistent with Pratt isostasy with compensation depths of ~ 150 km so the authors concluded that the Borborema Province is located on top of a low-density (thermal) body that might be locally contributing to tectonic uplift in the region. Interestingly, the maximum anomaly values seem to be displaced to the North with respect to the Plateau and coincide with MQA volcanism.

Knesel et al. (2011) associated intraplate volcanism in the Province to an active, small-scale convection cell located at the edge of the continent. Numerical modeling has demonstrated that a small-scale convection cell can develop at a near-vertical thermal boundary such as the continent-ocean transition (King & Anderson, 1998). More specifically, calculations show that when the size of the thermal contrast between the hotter mantle underlying the continent and the colder mantle underlying ocean is less than 0.1 % of the background temperature, a small-scale convection cell develops with a downwelling sense of flow next to the vertical lithospheric boundary. According to Knesel et al. (2011), these attributes fit well within seismic velocity models for the upper mantle beneath Eastern Brazil and the Atlantic Ocean (King & Ritsema, 2000; Zhou, 1996). They further propose that subcontinental lithosphere would be metasomatized and that entrainment of the lowermost portions of this metasomatized lithosphere into the downwelling flow would enhance fertility and trigger melts that would account for the plume-like characteristics of the Cenozoic basalts. Moreover, elastic modeling of Bouguer admittance functions for the Borborema Province by Oliveira & Medeiros (2012) revealed the need for a negative buried load at the base of the crust under the Borborema Plateau. They pro-

posed that the buried load might be the result of a 4-5 km thick layer of mafic material that underplated the plateau's crust in the Cenozoic, from melts that would have originated from the same small-scale convection cell postulated in Knesel et al. (2011). The postulated mafic layer would have provided the necessary buoyancy to isostatically elevate the Plateau to its present position.

The models above describe possible geodynamic scenarios for coeval volcanism and uplift in the Borborema Province; some models, however, view these two intraplate phenomena as resulting from independent processes. Morais Neto et al. (2009), for instance, identified two cooling events in the region from apatite fission-track analysis on rock samples collected in the Plateau. A younger, Neogene event was interpreted as resulting from climate change, while an older, Late Cretaceous event was related to the onset of uplift in the Plateau. Numerical modeling of continental stretching and breakup by Kuszniir & Karner (2007) had already demonstrated that lateral flow of lithospheric material into the adjacent hinterland may arise from stretching of the lithosphere, and generate uplift of 400-600 m over a time scale of 60-100 My and over lateral distances of 400-600 km (after thermal re-equilibration). Morais Neto et al. (2009) thus related Plateau uplift to the opening of the South Atlantic and, as the average topography of the Borborema Plateau is ~1000 m, they also invoked mafic underplating from the Saint Helena and Ascension plumes to explain the remaining 400 m of topography.

Most recently, Luz et al. (2015b) determined S-wave velocity-depth profiles from the joint inversion of receiver functions and surface-wave dispersion for several seismic stations in the Borborema Province. They concluded that there are two crustal types in the eastern Province: (i) the thick crustal type, including stations located in the southern Plateau (south of the Patos Lineament), with thicknesses around 36-38 km and a 4-5 km thick layer of mafic material in the lowermost crust; and (ii) the thin crustal type, including stations in the northern Plateau (north of the Patos Lineament) and the Sertaneja Depression, with thicknesses around 30-32 km and lacking the layer of mafic cumulates. Furthermore, the thin crustal type displays an intra-crustal discontinuity that is absent in the thick crustal type. The intra-crustal discontinuity had been previously imaged in a receiver function study by Almeida et al. (2015), and interpreted as a detachment zone that developed during Mesozoic stretching of the original Brasiliano crust. Luz et al. (2015b) argue that the layer of mafic cumulates belongs to the original Proterozoic crust that made the Brasiliano orogen, and that its preservation in the thick crustal type - along with the absence of a detachment zone - demonstrates the southern Plateau is rheologically stronger. The comparatively weaker, thin crustal type would have thus developed after delamination of the mafic layer during Brasiliano compression and crustal stretching during Mesozoic extension, resulting in a thin crust with an intra-crustal detachment zone and no mafic layer. The thinned crust would have then subsided to form the Sertaneja Depression, remaining at a lower

elevation with respect to the relatively undeformed, thicker Plateau crust after thermal re-equilibration. The Sertaneja Depression would have originally included today's northern Plateau, and be the only portion of the Borborema Plateau that would have actually experienced tectonic uplift.

3 SEISMIC STATIONS, EVENT SELECTION, AND DATA PROCESSING

3.1 Seismic stations and event selection

The database for this study was constructed from seismic waveforms recorded at 58 seismic stations belonging to a number of seismic networks in the Borborema Province and neighboring regions (Fig. 2). The combined network included: (i) 14 broadband stations belonging to the *Rede Sismográfica do Nordeste* (RSISNE), a permanent monitoring network for the NE Brazil region that has been in operation since 2011; (ii) 6 broadband stations that operated during 2007-2009 under the *Institutos do Milênio* initiative; (iii) 7 broadband stations and 22 short-period stations belonging to a temporary network deployed under the *Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos* (INCT-ET), in operation between 9/2011 and 5/2013; (iv) 8 broadband stations that were deployed under the Borborema Deep Electromagnetic and Seismic (BODES) experiment; and (v) the Global Seismographic Network (GSN) station RCBR, in operation since 1999. The networks were mostly overlapping in time and had at least one common station (RCBR).

The dataset consisted of P-waveforms recorded at the combined seismic network originating from seismic sources at epicentral distances between 30° and 95° and magnitudes 4.6 mb and above. This epicentral distance range includes P-raypaths with turning points in the lower mantle that avoid interference with upper mantle transition zone triplications. Hypocentral locations were taken from the online catalogue of the National Earthquake Information Center (NEIC) website of the United States Geological Survey (USGS) (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>), resulting in the selection of 101 seismic sources. However, as the selected sources provided an uneven azimuthal distribution of events biased towards the Nazca-South America subduction zone, some events were removed to balance the azimuthal coverage. We also added teleseismic P-waveforms for PKPdf core phases, by selection of sources with epicentral distances between 150° and 180° and magnitude 5.5 mb and larger. This resulted in 20 additional seismic events contributing with steeply incident raypaths to our final dataset. The final distribution of teleseismic sources for this study is displayed in the inset of Figure 2.

3.2 Relative travel-time picking

Our observations consist of P-wave relative residuals developed from the 1,912 waveforms selected for analysis. Relative residuals are preferred because they decrease possible biases from outside the target volume during tomographic inversion (e.g. Evans and Achauer, 1993). The relative residual between the i -th event and the j -th station (rr^{ij}) is defined as

$$rr^{ij} = t^{ij} - (1/n_i) \sum_{j=1}^{n_i} t^{ij}, \quad (1)$$

where t^{ij} is the difference (or residual) between the observed and calculated travel time, and n_i is the number of stations recording the i -th event. Relative residuals are free of uncertainties in event origin time and, when applied to waveforms that are highly coherent across the network, can be accurately retrieved from picking of a common reference feature in the seismic recordings (see e.g. Zandt, 1981). Moreover, to minimize picking errors for the reference feature, relative residuals were developed using a variation of the multi-channel cross-correlation approach of VanDecar & Crosson (1990). In its original form, this approach first measures relative delay times between all station pairs that recorded a given event through cross-correlation, to then determine relative arrival-times at each station by minimizing the measured relative delay times in a least squares sense. The relative arrival-times are constrained to have zero network average during minimization, so they are relative to the network average. In this study, we developed the relative residual measurements through the "multi-channel phase cross-correlation" scheme (MCPCC) of Schimmel et al. (2003), in which a phase cross-correlation function is utilized to cross-correlate waveforms between station pairs. The phase cross-correlation function (Schimmel, 1999) uses a time series built from the instantaneous phase of the analytic signal and, as amplitude information is dropped, waveform similarity is not biased by the large amplitude portions within the correlation window.

Figure 3 displays an example of the MCPCC picking procedure through a 5.5 mb event that occurred on July 5th, 2011 in the South American Plate (72.2° W, 35° S, 32 km depth). The epicentral distance to the center of the network is 49°, approximately. Figure 3a shows the vertical recordings for the 8 broadband stations that simultaneously recorded this event, aligned relative to the theoretical P-wave arrival time estimated from the IASP91 global earth model (Kennett and Engdahl, 1991). Note the considerable misalignment among the waveforms - likely reflecting important variations in velocity under the stations - and the large discrepancies (up to ~3 s) between the onset of P-wave energy and the theoretical travel-times, probably resulting from a combination of deviations of the true structure with respect to IASP91 and location errors (Schimmel et al., 2003). To determine relative residuals, seismograms were band-pass filtered between 0.6 and 1.6 Hz to enhance waveform coherency, and the first prominent positive peak was hand-picked and utilized as the reference feature.

Inter-station delays were then determined through the MCPCC approach, utilizing cross-correlation windows of 2s centered on the hand-picked reference times, and relative arrival-times were obtained through the minimization approach of VanDecar & Crosson (1990). Figure 3b shows the band-pass filtered waveforms aligned according to the relative arrival times, demonstrating the visual accuracy of the MCPCC approach in correctly aligning the waveforms. The correctness and accuracy of the alignment is further demonstrated in Figure 3c, where the filtered seismograms are superimposed. For this event, the standard deviation is 12 ms and relative delays range from 3.47 ± 0.59 s between stations NBCL and NBMO, to 6.20 ± 0.59 s between stations NBPV and NBPA. MCPCC was applied to a minimum of 5 waveforms per event, where one waveform was always recorded by the reference station RCBR.

In general, all data and correlation settings, which included frequency bands for cross-correlation, window lengths and position, were individually selected for each event. Commonly, frequencies for P-waveforms ranged between 0.6 and 2.0 Hz, while for PKPdf-waveforms ranged between 0.4 and 1.5 Hz. Uncertainties depend on data quality. For P-wave measurements, most of the standard deviations were typically less than 15 ms, although uncertainties of about 100 ms were sometimes obtained for very poor-quality data. For PKPdf core phase measurements, standard deviations were typically about 10 ms or less. When short-period recordings were involved, the broadband recording was simulated by replacing the instrument response with that of a RSISNE broadband instrument.

The measured arrival-times were corrected for station elevation using the theoretical ray incidence with an average P-wave velocity of 5.8 km/s, and relative residuals were developed from the corrected arrival-times. Overall, we developed relative residuals for 1,567 P and 345 PKPdf arrivals, totaling 1,912 measurements. The P- and PKPdf-wave relative residual distributions of the final dataset are shown in Figure 4, revealing standard deviations of $0.449 \sim$ s for both datasets. A Gaussian distribution function is superimposed to the histograms in Figure 4, demonstrating that the relative residuals deviate only slightly from the Gaussian distribution, and validating their optimization using a least squares criterion. The limited geographical distribution of seismic sources and receivers often leads to highly irregular sampling of the subsurface by the recorded seismic energy (Rawlinson et. al, 2010). To balance the distribution of sources around the receivers, some events were removed from the original dataset. In particular, events with back-azimuths between 180° and 360° and with standard deviation equal or above 15 ms were not utilized during the inversion process. The final dataset provided a better balance of sources around the study area. The azimuthal distribution of the P-wave relative residuals is shown in the rose diagram displayed in Figure 5.

4 TOMOGRAPHIC INVERSION

To develop tomographic images from teleseismic P-wave data, we used the inversion scheme of Rawlinson et al. (2010). The inversion is based on the Fast Marching Method (FMM), an efficient eikonal solver that simultaneously computes seismic travel-times throughout an entire wavefront, and the subspace method of Kennet et al. (1988), an inversion scheme that reduces computational efforts through projection into a lower-dimensional parameter space. The combination provides stable and robust results even in strongly varying media (Rawlinson et al., 2010).

4.1 Model parameterization

The target volume spans 635.5 km in depth, and extends laterally between 1° and 12.6° in latitude and 45° to 33.4° in longitude. Those boundaries were chosen to ensure that all rays enter the target volume from its bottom boundary, with no penetration from the sides. The 3D structure within the target volume is parameterized through a mosaic of cubic B-spline volume elements, the values of which are controlled by a mesh of velocity control points in spherical coordinates. The control points are interspaced at 0.4 degrees in the horizontal directions, and 40 km in the vertical direction (Figure 2). The choice of the grid spacing depends on the available *a priori* information, the amount and distribution of data, and the capabilities of the inversion routine (Rawlinson & Sambridge, 2003). In our study, grid spacing was chosen to be able to detect structures with minimum scale lengths of about 80 km (see Figures 9 to 12).

4.2 Mathematical background

Predicted relative residuals for the velocity model are obtained from travel-times between the base and the surface of the target volume calculated through the FMM algorithm. The FMM was originally utilized for migration of coincident reflection data (Sethian & Popovici, 1999; Popovici & Sethian 2002), and to compute reflection and refraction phases in layered media (Rawlinson & Sambridge, 2004a; 2004b). In seismic tomography, it was first utilized by Rawlinson et al. (2006) to investigate the crust and upper mantle under Tasmania using teleseismic P-wave recordings. The FMM tracks the first-arrival wavefront as an evolving surface of constant travel-times defined along a narrow band of grid points, where the travel-time values are updated after solving the eikonal equation using an upwind, mixed-order difference scheme. The traveltimes are then constructed in a downwind fashion from known narrow-band, upwind values (Rawlinson et al., 2006), which ensures that the update of the eikonal equation is consistent with the direction of the information flow. The narrow band is

initialized from the bottom surface of the local model with initial travel times provided by the ak135 global reference model.

The inverse problem is formulated as an optimization problem where the objective function

$$S(\mathbf{m}) = (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{\text{obs}})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{\text{obs}}) + \epsilon (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \eta \mathbf{m}^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m} \quad (2)$$

is minimized in a least squares sense. In eq. (2), $\mathbf{m}$ is the vector of unknown model parameters (coefficients of the cubic B-splines), $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ are the predicted relative residuals, $\mathbf{d}_{\text{obs}}$ is the vector containing the observed relative residuals, $\mathbf{C}_d$ represents the data covariance matrix, $\mathbf{C}_m$ the model covariance matrix, $\mathbf{m}_0$ is a reference model, and $\mathbf{D}$ is a first-order smoothing matrix. The first term in the right-hand side of eq. (2) represents the weighted misfit between observations and predictions; the second term represents a damping regularization, where the solution vector $\mathbf{m}$ is constrained to approach the reference model $\mathbf{m}_0$; and the third term implements a smoothness constraint that penalizes rapid variations among adjacent model parameters. Error estimates for the measured relative residuals are used to fill the diagonal elements in $\mathbf{C}_d$, while the diagonal elements in $\mathbf{C}_m$ are set to 0.1 km/s, according to expected model uncertainty. However, since the damping factor is varied to tune the inversion, the *a priori* velocity uncertainty we choose is relatively unimportant (Rawlinson et al. 2006). The relative contribution of each term is controlled through the damping (ϵ) and the smoothness (η) parameters, which are determined empirically after analysis of the corresponding trade-off curves (see section 4.3).

As $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ is a non-linear operator, the objective function is optimized iteratively after linearization, with successive applications of a mixed order FMM scheme to solve the forward problem and a subspace inversion method to solve the linearized problem. To solve the inverse problem, a subspace inversion scheme, developed in Kennett et al. (1988) is used. The subspace inversion method works by projecting the quadratic approximation of $S(\mathbf{m})$ onto an n -dimensional subspace of the full model space (Rawlinson et al. 2006). Singular value decomposition is used to produce an orthonormal basis and, for large dimensional subspaces, identify and remove the unnecessary basis vectors at each iteration. The model update is then obtained by the inversion of a relatively small square matrix.

4.3 P-wave tomography results

The tomographic results for the Borborema Province are displayed in Figures 6 and 7 as velocity perturbations, where red (warm) colors refer to slower-than-mean velocity perturbations, while blue (cold) colors refer to faster-than-mean perturbations. Figure 6 contains a number of horizontal slices at selected depths with the seismic stations and the main geological features superimposed, while Figure 7 displays a number of cross-sections along several lines of constant latitude and longitude. The final

solution model reduces the data RMS by 30 %, from 471.51 to 335.25 ms, which corresponds to a data variance reduction from 0.222 s^2 to 0.114 s^2 .

The images in Figures 6 and 7 were obtained using a damping parameter of $\epsilon = 30$ and a smoothness parameter of $\eta = 0.00001$. These regularization parameters were determined through the trade-off curves between root-mean-square (RMS) misfit and model roughness, and RMS misfit and model variance, respectively. First, the damping parameter was set to $\epsilon = 1$ and the smoothness parameter η was varied (Fig. 8a), from which a value of $\eta = 0.00001$ was chosen as offering the best trade-off between minimizing the RMS and producing the smoothest model. Next, the smoothing parameter was set to $\eta = 0.00001$ and the damping parameter ϵ was varied (Fig. 8b), yielding a value of $\epsilon = 30$ satisfying the dataset to nearly the same level as the smaller values. The first step was then repeated fixing the damping parameter to $\epsilon = 30$ (Fig. 6c), confirming a $\eta = 0.00001$ for the smoothness parameter as an appropriate choice. The convergence of the inversion process was examined through inspection of the data RMS reduction as function of iteration number. As no significant RMS reduction was observed after 5 iterations, the inversion process was stopped to avoid mapping data errors and inconsistencies into structure.

Inspection of the tomographic results at lithospheric depths (100-150 km), reveals that the Patos Lineament marks the separation between slow velocities to the North and fast velocities to the South throughout the eastern half of the Province. This is further demonstrated in the two cross-sections cutting across the Borborema Plateau in the NS direction (Figs 7g,h), showing a sharp transition from fast to slow velocities across 6.5°S latitude. The fast velocity anomaly is especially well developed under the southern Borborema Plateau, which previous works have suggested might constitute a rheologically strong tectonic block (Luz et al., 2015b; Santos et al., 2014). In the western half, alternating regions of fast and slow velocity seem to be separated by the main shear zones that pervade the Province, especially north of the Patos Lineament. A prominent low-velocity anomaly is observed right under the northeastern most corner of the continent at 100 km depth (Figs 6a and 7a). The western border of this anomaly coincides pretty closely with the Macau-Queimadas Alignment, while the southern border seems to coincide with the east-west trending Patos Lineament. The vertical cross-sections reveal this anomaly does not exceed 150 km depth (Figs 7a,e).

At asthenospheric depths (200-400 km), inspection of the horizontal slices in Figure 6 reveals a stripe of low velocity material trending in the NE-SW direction, with two lateral offshoots in the EW direction approximately coinciding with the Patos Lineament and the Araripe basin. Most of the teleseismic sources selected for this study sample the underlying mantle along the NE-SW direction (recall Fig. 5); however, we think this NE-SW trend is well resolved (see resolution tests in Section 5). Slow velocities are also observed under the equatorial margin, reaching about 100-150 km inland

from the border of the continent. Our tomographic slices at 200-400 km depth also suggest fast velocities might be present further south and west, under the São Francisco craton and the Parnaíba basin, respectively. Although this possibility cannot be ruled out, resolution tests (see Section 5) suggest that seismic anomalies are not well resolved south of 10°S latitude and west of 40°W longitude.

5 RESOLUTION TESTS

To investigate the robustness of the tomographic features described in the previous section, a number of resolution tests have been carried out. Those tests include the traditional checkerboard test, along with a spike or special geometry test focusing on specific features identified within the target volume. We always use source and receiver distributions that mimic the corresponding distributions of observational data set in order to predict the pattern of relative residuals for a given structure.

The first resolution test considered in this study is the checkerboard test, in which the input model consists of alternating regions of high and low velocity. Regions in which the checkerboard pattern is correctly recovered can be regarded as well resolved. For the test, we used a 100 km length-scale for the alternating pattern in all directions, with a separation of about 40 km between anomalies. The synthetic travel-time "data" was contaminated with Gaussian noise of zero mean and 50 ms standard deviation. Horizontal slices for the input and the recovered models are shown in Figure 9, and vertical cross-sections are shown in Figure 10 (E-W slices) and Figure 11 (N-S slices). The horizontal slices show that the checkerboard pattern is well recovered north of latitude 10°S and east of longitude 40°W , although the size of the predicted anomalies degrades with depth due to vertical smearing along the teleseismic raypaths (Figs 9b and 9c). The alternating pattern is reasonably recovered down to 400 km depth within this region, albeit showing an apparent smearing along the predominating western raypaths (recall Figure 5) and degrading the size of the anomalies at large depths.

For the second resolution test the input model consisted of a low-velocity stripe at asthenospheric depths trending in the NE-SW direction and a shallower low-velocity anomaly in the northeastern most corner of the Borborema Province, mimicking the main features identified in the previous section. The anomalies, however, are disconnected in the input model. Also, as with the checkerboard test, the synthetic teleseismic "data" were contaminated with Gaussian noise of zero mean and 50 ms standard deviation. The low-velocity stripe was centered at depths of 250 km, while the low-velocity anomaly at the corner of the continent was centered at 150 km depth. Realize that we are more interested in testing the recovery of the overall geometry and shape of the anomalies, rather than the correct amplitudes. The anomalies seem to be well recovered laterally at all depths (Fig. 12), although vertical resolution is poor due to vertical smearing (Fig. 13). Note that the NE-SW trending stripe and the shallower (corner) anomaly appear connected in the inverted model (Figs. 12b and 13b left). Finally, because of

the steep raypaths and the decreasing number of crossing rays at shallow depths, the elongation of the anomalies appears to be larger in the upper portion of the recovered model.

6 IMPLICATIONS FOR POST-BREAKUP EVOLUTION

The most important features revealed by the tomographic images of the Borborema upper mantle developed in this study are: (i) the existence of a relatively fast lithospheric mantle under the southern Borborema Plateau, when compared to the surrounding regions (including the northern Plateau); and (ii) the presence of a marked, shallow (< 150 km) low velocity anomaly under the northeastern most corner of the Borborema Province, and (iii) the presence of a NE-SW trending stripe of low-velocity material at asthenospheric depths. These three observations have important implications for models of (intraplate) plateau uplift and volcanism proposed for the Borborema Province.

6.1 Intraplate volcanism

As described in Section 2, post-breakup volcanism is arranged along two magmatic alignments: the Fernando Noronha-Mecejana Alignment (FNMA), mostly off-shore and trending in the EW direction, and the Macau-Queimadas Alignment (MQA), located on-shore and trending in the NS direction. A regional analysis of the spatial and temporal distribution of K/Ar ages for magmatic and volcanic rock samples in the Borborema Province by Mizusaki et al. (2002) concluded that radiometric ages younger than 80 Ma resulted from hot spot activity. The authors noted that, according to petrographic and geochemical data, those rocks likely formed during tectonic processes related to the westward drift of the South American Plate after splitting from the African plate, and that they represented the remains of the large mantle plume (St. Helena) that induced continental breakup and opening of the equatorial Atlantic. They also noted that the most pronounced hot spot would have evolved along the Fernando de Noronha Mecejana Alignment (FNMA), which displays a westward trend along the chain. A mantle plume origin for the MQA volcanism had also been proposed by Jardim de Sá et al. (1999), in spite its known lack of age progression along its trend and its orthogonal orientation with respect to plate movement (Almeida et al., 1988). Moreover, analysis of geochemical data had shown that MQA magmatism could be equally well explained through metasomatic processes in the lower lithosphere followed by decompression melting (Silveira, 2006).

Based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations, Knesel et al. (2011) noted that volcanic activity in the continent ranged between 93 and 7 Ma and that it did not stop prior to the onset of volcanism on Fernando de Noronha, demonstrating a time overlap up to 15 Ma between both magmatic alignments. The authors argued that the extended duration, small volume, and lack of clear age progression of the

on-shore volcanism suggests that it is more likely the result of edge-driven convection rather than a mantle plume. According to numerical modeling (King and Anderson, 1998), a small-scale convection cell may form in the sub-lithospheric mantle, next to rapid (step-like) changes in lithospheric thickness, when temperature contrasts across the near-vertical boundary are small enough. Downward flow is expected next to the boundary, while flow in the upward direction would be observed at distances between 100 and 600 km down stream. According to Knesel et al. (2011), entrainment of the lowermost portions of a metasomatised lithospheric mantle into the edge-driven downwelling would enhance fertility and trigger melts that would account for the plume-like characteristics of the Cenozoic basalts. Such a flow would also explain the lack of age progression along the MQA and, as a small-scale convection cell would travel with the plate, it would also account for the long-lived character of the on-shore volcanism.

Mapping of transition zone thickness under the Province with receiver functions has already demonstrated the absence of deep thermal anomalies that could be related to the presence of a mantle plume (Pinheiro & Julià, 2014). Our tomographic images at 100 km depth now demonstrate the presence of a marked low-velocity anomaly under the northeastern most corner of the Province, bound by the Macau-Queimadas magmatic alignment to the west and by the Patos Lineament to the south (Fig. 6a). The location of this low-velocity anomaly closely coincides with the local geoid anomaly of 10 m reported by Ussami et al. (1999). The negative polarity of the observed anomaly, its shallow character, and the geographical overlap of its western border with the MQA suggest that this anomaly might represent the seismic signature of the small-scale convection cell postulated by Knesel et al. (2011). Numerical modeling predicts edge-driven convection to dominate sub-lithospheric flow for peak-to-peak temperature contrasts of up to a few degrees, tolerating a background asthenospheric flow from continent to ocean under Couette flow boundary conditions (King & Anderson, 1998). The vertical cross-section at 6°S latitude (Fig. 7a) shows an asthenospheric (250 km depth) P-velocity change across the MQA of ~ 0.1 km/s, which would translate into a temperature contrast of 100°C (Cammarano et al., 2003). Realize that a 0.1 km/s velocity contrast is likely an underestimation, as damping during the tomographic inversion will tend to make velocity variations smooth. This temperature contrast is about 1 order of magnitude larger than required for edge-driven convection, and suggests that large-scale, eastward asthenospheric flow is more likely to dominate.

Alternatively, Sleep (2003) proposed that intraplate volcanism in northeast Brazil younger than 85 Ma could be explained through lateral sublithospheric flow. The source of such flow would be a plume tail now centered under the Paraná basin of SE Brazil, more than 1500 km away from the Borborema Province, which has been imaged in other tomographic studies (Vandecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003). Although the seismic anomaly had been initially interpreted as a fossil mantle plume related

to the voluminous flood basalts that are interfingering with the basin's sediments, Sleep (2003) related such anomaly to a different plume - the Paraná plume - that would have crossed the Amazon rift at about 85 Ma and reached the Brazilian northeast through lateral flow along sublithospheric channels. Moreover, the laterally flowing magmas would have ponded in front of the São Francisco craton's thick lithosphere, which would have behaved as a lithospheric dam. The dam would have eventually been breached on the northern and southern edges, reaching the continental margins and forming the Fernando de Noronha and Martin Vaz hotspot tracks.

Interestingly, our tomographic images at 200 - 450 km depth reveal a low-velocity channel in the asthenospheric mantle trending in the NE-SW direction, bordering the Borborema plateau to the West. We propose that this low-velocity channel is the seismic signature of the lateral flow postulated in Sleep (2003). Moreover, if our interpretation were correct, the tomographic images suggest the flow has two EW trending offshoots under the Araripe basin and along the Patos Lineament, respectively, and that it spreads along the equatorial margin upon reaching the Potiguar Basin. The vertical cross-sections in Figure 7 additionally suggest that the shallow (100 km depth) low velocity anomaly might be connected to this lateral flow, which would support our postulated ponding of plume material at the edge of the continent. Realize that although the numerical experiments presented in Figures 12 and 13 do show that the connection might be an artifact resulting from smearing along the ray-paths, they do not preclude the anomalies from being actually connected. Nonetheless, more detailed tomographic images are needed in order to resolve the continuity of the shallow and deep low-velocity anomalies.

Independent evidence for our postulated channel of lateral asthenospheric-flow has been sought in published compilations of surface heat-flow (*Davies et al.*, 2013; *Hamza et al.*, 2005; *Hamza and Silva Dias*, 2003; *Hamza and Muñoz*, 1996). All compilations roughly agree that the Borborema Province is a region of relatively higher heat-flow when compared to the surrounding geological provinces; however, those studies targeted lateral variations on either global or continental scales, and do not seem to have enough resolution to resolve lateral variations on the same scale that our tomographic images resolve lateral S-velocity variations. Another source for independent validation of our postulated asthenospheric channel is seismic anisotropy, as strain can lead to the alignment of its fast anisotropic axis in the direction of flow (e.g. *Zhang and Karato*, 1995). Unfortunately, only SKS splitting estimates are available in the Province (*Bastow et al.*, 2015), and they seem to either be dominated by fossil anisotropy in the lithosphere or yield null results due to cumulative effect of travelling through anisotropic layers with orthogonally oriented fast axes.

6.2 Plateau uplift

Regarding uplift of the Borborema Plateau, as reviewed in section 2, traditional explanations fall into one of the following two categories: (i) permanent topography, in which the high topography is explained through isostatic compensation due to thickening of the underlying crust (Oliveira & Medeiros, 2012; Morais Neto et al., 2009); and, (ii) dynamic topography, in which the high topography is explained through thermal doming due to either a mantle plume (Jardim de Sá et al., 1999) or a hot, low-density body in the upper mantle (Ussami et al., 1999). Alternatively, it has recently been proposed that the Borborema Plateau's high topography is not the result of tectonic uplift, but differential stretching of the lithosphere due to the stronger rheology of the southern Plateau (Luz et al., 2015b).

As stated before, fast- and low-velocity anomalies observed in tomographic images of the upper mantle are commonly interpreted in terms of temperature variation (Goes et al., 2005; James et al., 2004; Goes et al., 2000). However, variations in seismic velocity can also result from changes in chemical composition, temperature, partial melts, and/or fluids. This question was thoroughly investigated in Artemieva et al. (2004), who assessed the relative contributions of thermal and non-thermal effects on global tomographic maps of seismic S-velocity (V_S) and attenuation (Q_S) through comparison with maps of the thermal structure of the continental upper mantle. In their study, they reported that the sign of V_S (and Q_S) usually inversely correlates with lithospheric temperature, and that theoretical V_S^T (and Q_S^T) values calculated solely from temperature anomalies are capable of explaining observed variations in V_S (and Q_S) in 50% of the continental areas at 100 km depth. Moreover, a detailed inspection of the comparison maps shows that most of the Brazilian northeast falls within that 50% region, although the eastern half of the Borborema Province seems to have S-velocities a bit ($\sim 2\%$) above the theoretical values. In any case, Artemieva et al. (2004) warn about interpreting small-scale anomalies due to different lateral resolution between temperature and tomographic maps.

Creep processes in the lower lithosphere can be modeled through a visco-elastic medium where viscosity depends exponentially on pressure and the inverse absolute temperature (Turcotte & Schubert, 1973). Thus, for rocks kept at a given pressure (depth), an increase in temperature will rapidly decrease viscosity, reduce the depth at which viscoelastic relaxation occurs, and make the lithosphere more easily deformable through thermally activated creep processes. The tomographic slices developed in this study at 100-150 km depth (Fig. 6a,b) demonstrate that the southern Plateau is underlain by relatively fast lithospheric mantle. Fast velocities actually continue across the southern border of the plateau and into the São Francisco craton but, as discussed in Section 5, seismic structure is not well resolved south of 10°S latitude (Fig. 9). Using a thermal interpretation of the velocity anomalies (Artemieva et al., 2014), and further relating temperature to rheology (Turcotte and Schubert, 1973), we can conclude that the southern Plateau constitutes a colder, rheologically stronger lithospheric

block within the Borborema Province. Thus, if our thermal interpretation of the velocity anomalies is correct, the tomographic images developed for the Borborema Province favor the differential stretching model proposed by Luz et al. (2015b) to explain the elevated topography of the southern Borborema Plateau. Our conclusion is in broad agreement with a recent spectral analysis of magnetic data that shows that Curie depths in the Borborema Province are - on average - reached at shallower depths north of the Patos Lineament (*Correa et al.*, 2016), which implies the lineament separates hotter (weaker) from colder (stronger) lithosphere to the North and South, respectively.

The origin of the relatively high elevations also observed in the northern Plateau, nonetheless, remains unexplained. The vertical cross-section along latitude 6°S (Fig. 7a) shows that the low velocity anomaly at 150 km depth under the northern Plateau might be connected with the postulated lateral flow bordering the southern Plateau to the west. This suggests thermal doming due to a hotter-than-average mantle might be the origin for tectonic uplift in the northern plateau. However, the entire lithospheric mantle right above the postulated lateral flow seems to have been thermally heated, and only the region between the southern Plateau and the Araripe basin displays an elevated topography. Indeed, Oliveira & Medeiros (2012) noted a non-zero areal integral of free-air gravity anomalies throughout the Province, which indicates its topography might have a dynamic component. Dynamic topography due to thermal doming along the postulated lateral mantle flow might be responsible for the dynamic component of uplift on a regional scale, but cannot explain the detailed, short-wavelength, topography.

7 CONCLUSIONS

Teleseismic P-wave tomography has been used to investigate the seismic structure of the lithospheric and sub-lithospheric mantle beneath the Borborema Province of NE Brazil. Our tomographic images reveal a low velocity anomaly close to the western border of the Borborema Plateau that might represent a lateral flow originating from a distant Paraná plume in SE Brazil. We suggest that intraplate volcanism results from ponding of this lateral flow at the corner of the continent, and that this low-velocity channel might be responsible for a dynamic component of the long-wavelength Borborema Province's topography. The tomographic images also reveal that the lithosphere north of the Patos Lineament is slower than that south of the lineament, supporting the differential stretching model of Luz et al. (2015b) as a valid explanation for the elevation of the southern Borborema Plateau. Why the northern Plateau is also at high elevation, however, remains enigmatic.

ACKNOWLEDGEMENTS

Data were collected with support of the Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET) of the Centro Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, grant number 57.3713/2008-01) and the Borborema Deep Electromagnetic and Seismic experiment (BODES) (CNPq, grant number 400743/2014-0). FLSN acknowledges support from the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) through a 4-year scholarship to complete his Ph.D. at the Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). JJ thanks CNPq for his research fellowship (CNPq, grant number 304421/2015-4). MS acknowledges support by Brazilian Science Without Border Program, grant No. 40.2174/2012-7. The authors also thank two anonymous reviewers for insightful comments that helped improve the clarity of the manuscript. Maps were produced using Generic Mapping Tools (GMT) software (Wessel & Smith, 1990).

REFERENCES

- Almeida, F.F.M., Carneiro CDR, Machado DL, Dehira LK ,1988. Magmatismo pós-paleozóico no Nordeste oriental do Brasil. *Rev Bras Geociências*, **18**(4),451-462.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. ,1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**(1-2), 1-29.
- Almeida, Y. B., Juliá, J., & Frassetto, A. ,2015. Crustal architecture of the Borborema Province, NE Brazil, from receiver function CCP stacks: Implications for Mesozoic stretching and Cenozoic uplift. *Tectonophysics*, **649**, 68-80.
- Artemieva, I. M., Billien, M., Lévêque, J. J., & Mooney, W. D. ,2004. Shear wave velocity, seismic attenuation, and thermal structure of the continental upper mantle. *Geophysical Journal International*, **157**(2), 607-628.
- Bastow, I. D., Julia, J., do Nascimento, A. F., Fuck, R. A., Buckthorp, T. L., & McClellan, J. J. ,2015. Upper mantle anisotropy of the Borborema Province, NE Brazil: Implications for intra-plate deformation and sub-cratonic asthenospheric flow. *Tectonophysics*, **657**, 81-93.
- Bastow, I. D., Nyblade, A. A., Stuart, G. W., Rooney, T. O., & Benoit, M. H.,2008. Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot: Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**(12).
- Bastow, I. D., Stuart, G. W., Kendall, J. M., & Ebinger, C. J. ,2005. Upper-mantle seismic structure in a region of incipient continental breakup: northern Ethiopian rift. *Geophysical Journal International*, **162**(2), 479-493.
- Brito Neves, B. B., & Cordani, U. G. ,1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**(1-2), 23-40.
- Cammarano, F., Goes, S., Vacher, P., & Giardini, D., 2003. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **138**(3), 197-222.

- Cordani, U. G., Brito-Neves, B. B., & D'Agrella-Filho, M. S. ,2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, **6(2)**, 275-283.
- Correa, R. T., Vidotti, R. M., & Oksum, E. ,2016. Curie surface of Borborema province, Brazil. *Tectonophysics*, **679**, 73-87.
- Davies, J. H. ,2013. Global map of solid Earth surface heat flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **14(10)**, 4608-4622.
- Deschamps, F., Trampert, J., & Snieder, R. ,2002. Anomalies of temperature and iron in the uppermost mantle inferred from gravity data and tomographic models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **129(3-4)**, 245-264.
- De Sá, E. F. J., Macedo, M. H., Fuck, R. A., & Kawashita, K. ,1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, **22(4)**, 472-480.
- Evans, J. R., & Achauer, U. ,1993. using the ACH method: theory and application to continental-scale studies. *Seismic Tomography: Theory and Practice*, 319.
- Goes, S., Govers, R., & Vacher, P. ,2000. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105(B5)**, 11153-11169.
- Goes, S., Simons, F. J., & Yoshizawa, K. ,2005. Seismic constraints on temperature of the Australian uppermost mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **236(1)**, 227-237.
- Hamza, V. M., & Dias, F. J. S. S. ,2003. Functional Representation of Regional Heat Flow in South America- Implications for the Occurrence of Low-Temperature Geothermal Resources. *TRANSACTIONS-GEOTHERMAL RESOURCES COUNCIL*, 615-618.
- Hamza, V. M., Dias, F. J. S., Gomes, A. J., & Terceros, Z. G. D. ,2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **152(4)**, 223-256.
- Hamza, V. M., & Muñoz, M. ,1996. Heat flow map of South America. *Geothermics*, **25(6)**, 599-646.
- Hansen, S. E., Nyblade, A. A., & Benoit, M. H. ,2012. Mantle structure beneath Africa and Arabia from adaptively parameterized P-wave tomography: Implications for the origin of Cenozoic Afro-Arabian tectonism. *Earth and Planetary Science Letters*, **319**, 23-34.
- James, D. E., Boyd, F. R., Schutt, D., Bell, D. R., & Carlson, R. W. ,2004. Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5(1)**.
- Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D., Morais Neto, J.M., Saadi A, Pessoa Neto OC ,1999. Epirogenia Cenozóica na Província Borborema : síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. *Simp. Nac. Estudos Tect., Lençóis Bahia, Anais* ,5861.
- Jardim de Sá, E. F., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Saadi, A., Galindo, A. C., Lima, M. G., & Oliveira, M. J. R. ,2005. Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. In *X Simpósio Nacional de Estudos TectônicosIV International Symposium on Tectonics*. **SBG, Curitiba**, Abstracts CD, 160-162.
- Jardim de Sá, E.F., 2001. Tectônica cenozóica na margem equatorial da Província Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuição da Geologia Estrutural no continente). In: *VIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos II International Symposium on Tectonics*, Recife, Annals, pp. 2528.

- Kennett, B. L. N., & Engdahl, E. R. ,1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, **105**(2), 429-465.
- Kennett, B. L. N., Sambridge, M. S., & Williamson, P. R. ,1988. Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes. *Geophysical Journal International*, **94**(2), 237-247.
- King, S. D., & Anderson, D. L. ,1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**(3), 289-296.
- King, S. D., & Ritsema, J. ,2000. African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. *Science*, **290**(5494), 1137-1140.
- Knesel, K. M., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Cohen, B. E., & Silveira, F. V. (2011). Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letters*, **302**(1), 38-50.
- Kusznir, N. J., & Karner, G. D. ,2007. Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: application to the Woodlark, Newfoundland and Iberia margins. *Geological Society, London, Special Publications*, **282**(1), 389-419.
- Luz, R. M. N., Juliá, J., & Do Nascimento, A. F. ,2015. Bulk crustal properties of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave receiver functions: Implications for models of intraplate Cenozoic uplift. *Tectonophysics*, **644**, 81-91.
- Luz, R., Juliá, J., & Nascimento, A. F. ,2015. Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120**(5), 3848-3869.
- Matos, R. M. D. ,1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, **11**(4), 766-791.
- Matos, R. M. D. ,1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, **153**(1), 55-73.
- Menezes, M.R.F., Morais Neto, J.M., Szatmari, P. and York, D., 2003. Relações cronológicas entre o vulcanismo Macau e a Formação Serra do Martins, com base na datação Ar/Ar do plug basáltico "Serrote Preto" (RN, Nordeste do Brasil). In: *IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos III International Symposium on Tectonics, Búzios, Annals*, 246-249.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná, *Rev. Brasileira de Geociências*, **28**(4), 473-484.
- Mizusaki, A. M. P., Thomaz-Filho, A., Milani, E. J., & De Césero, P. (2002). Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**(2), 183-198.
- Morais Neto, J. M., Hegarty, K. A., Karner, G. D., & Alkmim, F. F. D., 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **26**(7), 1070-1086.
- Neves, S. P. ,2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, **22**(4).

- Oliveira, R. G., & de Medeiros, W. E., 2012. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. *Journal of South American Earth Sciences*, **37**, 60-76.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., & Araújo, M. N. ,2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, **181(1)**, 64-84.
- Pinheiro, A. G., & Julià, J. ,2014. Normal thickness of the upper mantle transition zone in NE Brazil does not favour mantle plumes as origin for intraplate Cenozoic volcanism. *Geophysical Journal International*, **199(2)**, 996-1005.
- Popovici, A. M., & Sethian, J. A. ,2002. 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes. *Geophysics*, **67(2)**, 604-609.
- Poupinet, G., Arndt, N., & Vacher, P. ,2003. Seismic tomography beneath stable tectonic regions and the origin and composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **212(1)**, 89-101.
- Rawlinson, N., & Sambridge, M. ,2003. Seismic traveltime tomography of the crust and lithosphere. *Advances in Geophysics*, **46**, 81-199.
- Rawlinson, N., & Sambridge, M. ,2004. Multiple reflection and transmission phases in complex layered media using a multistage fast marching method. *Geophysics*, **69(5)**, 1338-1350.
- Rawlinson, N., & Sambridge, M. ,2004. Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophysical Journal International*, **56(3)**, 631-647.
- Rawlinson, N., Pozgay, S., & Fishwick, S. ,2010. Seismic tomography: a window into deep Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **178(3)**, 101-135.
- Rawlinson, N., Reading, A. M., & Kennett, B. L. ,2006. Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111(B2)**.
- Ritsema, J., Nyblade, A. A., Owens, T. J., Langston, C. A., & VanDecar, J. C. ,1998. Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa: Implications for the stability of cratonic lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103**, 21201-21213.
- Rocha, M. P., Schimmel, M., & Assumpção, M. ,2010. Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P-and S-wave regional traveltime tomography. *Geophysical Journal International*, **184**, 268-286.
- Santos, T. J. S., Fetter, A. H., Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., & Neto, J. N., 2008. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, **25(3)**, 271-284.
- Schimmel, M. (1999). Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89(5)**, 1366-1378
- Schimmel, M., Assumpao, M., & VanDecar, J. C., 2003. Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108(B4)**.
- Sethian, J. A., & Popovici, A. M. ,1999. 3-D traveltime computation using the fast marching method. *Geophysics*, **64(2)**, 516-523.

- Silveira, F.V. ,2006. Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. *Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.*
- Sleep, N. H. ,2003. Fate of mantle plume material trapped within a lithospheric catchment with reference to Brazil. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, textbf4(7).
- Trompette, R., 1994. Pan-African Brasiliano Aggregation of South America and Africa. *Geology of Gondwana (2000-500 Ma)*, Rotterdam, Balkema.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. ,1973. Frictional heating of the descending lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **78(26)**, 5876-5886.
- Ussami, N. and Molina, E.C. & Medeiros, W.E ,1999. Novos Vnculos sobre a Evoluo Térmica da Margem Continental Leste do Brasil. *Novos Vínculos sobre a Evoluo Térmica da Margem Continental Leste do Brasil. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis - BA. Resumos Expandidos. Salvador - BA : Sociedade Brasileira de Geologia.*
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Da Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., & Guimarães, I. P. ,2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications*, **294(1)**, 69-99.
- VanDecar, J. C. ,1991. Upper-mantle structure of the Cascadia subduction zone from non-linear teleseismic travel-time inversion. *Doctoral dissertation.*
- VanDecar, J. C., & Crosson, R. S. ,1990. Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80(1)**, 150-169.
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., & Amaro, V. ,1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8(3-4)**, 247-266.
- Zandt, G. ,1981. Seismic images of the deep structure of the San Andreas fault system, central Coast Ranges, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **86(B6)**, 5039-5052.
- Zhang, S., & Karato, S. I. ,1995. Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear. *Nature*, **375(6534)**, 774.
- Zhou, H. W. ,1996. A highresolution P wave model for the top 1200 km of the mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **101(B12)**, 27791-27810.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 - Topographic map of the Borborema Province with the main geological features highlighted. Red dots indicate the location of the Cenozoic volcanic bodies, and the dashed lines mark the trend of the corresponding magmatic alignments (Macau-Queimadas and Fernando de Noronha-Mecejana). The purple pentagons indicate the location of mesas covered by the Serra dos Martins formation and the white pentagons the location of AFTA samples from Morais *Neto et al.* (2009). The boundaries of the Borborema Plateau is marked through a solid blue line (Adapted from Almeida et al. (2015)).

Figure 2 - (Upper left) Location of the 58 seismic stations used in this study. All stations were equipped with broadband seismometers, except for the INCT-ET sites marked with white triangles, which were equipped with short-period seismometers. (Upper right) Distribution of the control grid nodes through the study volume. The control nodes are interspaced at 0.4 degrees in the horizontal directions, and 40 km in the vertical direction. (Bottom) Location of the 121 seismic sources selected for analysis. The stars represents the localization for the 101 events used to get the P phase and the circles shows the localization for the 20 events used to find the PKPdf phase.

Figure 3 - (a) Raw vertical component broadband recordings for a 5.5 mb teleseismic event located in the South American Plate. The traces are aligned with respect to the theoretical P wave arrival time, as predicted by IASP91. (b) Same waveforms aligned with respect to their relative arrival time, band-pass filtered in the 0.6-1.6 Hz frequency band. (c) Filtered traces in (b) superimposed.

Figure 4 - Relative residual histograms from P-wave seismograms. PKPdf arrivals are illustrated in white, and the distribution of all phases is shown in black. A Gaussian distribution (thin red solid line) has been superimposed to assess the relative residual pattern.

Figure 5 - Rose diagram for the 101 teleseismic P-wave events developed in this study. The radial axis indicates number of events. Note the preferential sampling of our dataset in the NE-SW direction, with a heavy bias towards the South American subduction zone.

Figure 6 Horizontal slices through the 3D target volume at several key depths, showing velocity perturbations obtained after inversion of P-wave relative residuals. Triangles mark the locations of the seismic stations, while the black, solid lines mark the boundaries of the main geological features. P.B. stands for Parnaíba Basin; S.F.C., São Francisco Craton; A.B., Araripe Basin; R.T.J, Recôncavo-Tucano-Jatobá; B.P., Borborema Plateau; P.L., Patos Lineament; Pb.L., Pernambuco Lineament; S.D.,

Sertaneja Depression; Po.B., Potiguar Basin; MQA, Macau-Queimadas Alingment; FNMA, Fernando Noronha-Mecejana Alingment.

Figure 7 - EW (top) and NS (bottom) cross-sections cutting through the 3D target volume, obtained from inversion of P-wave relative residuals. The inset in the upper-left corner displays the location of the cross-sections. Note the presence of a shallow low-velocity anomaly under the northeastern most corner of the Province.

Figure 8 - Trade-off curves utilized to determine damping and smoothing during the tomographic inversion. (a) Damping is set to $\epsilon = 1$ and smoothness is varied to find an optimal value of $\eta = 0.00001$; (b) Smoothness is fixed ($\eta = 0.00001$) and damping is varied to determine an optimal value of 30; (c) Damping is set to 30 and smoothness is varied to confirm the value found in (a).

Figure 9 - Input (left) and recovered (right) checkerboard models utilized in the resolution test. We used a 100 km length-scale for the alternating pattern in all directions, with a separation of about 40 km between anomalies. A Gaussian noise of zero mean and 50 ms of standard deviation is used to contaminate the synthetic "data". The input pattern is well recovered north of latitude 10°S and east of longitude 40°W .

Figure 10 - Input (left) and recovered (right) checkerboard models for synthetic tests: E-W cross-sections from a) 6.2°S ; b) 8°S ; c) 9.5°S . Typical smearing can be seen where the distribution of the stations is poor and at depths below 400 km.

Figure 11 - Input (left) and recovered (right) checkerboard models for synthetic tests: N-S slices from a) 36.4°W ; b) 38°W ; c) 39.7°W .

Figure 12 - Input and recovered (left and right, respectively) model with P wave velocity anomalies for synthetic tests. Depth slices for: a) 100 km; b) 150 km; c) 250 km. The images shows a good lateral resolution for all depths. However, a vertical smearing is found in the output image at 150 km (figure b left).

Figure 13 - Input and recovered (left and right, respectively) model with P wave velocity anomalies for synthetic tests. E-W slices from the figure 12 for: a) 6°S , b) 6.5°S . The vertical smearing make the anomalies seems connected in the output image (figure b).

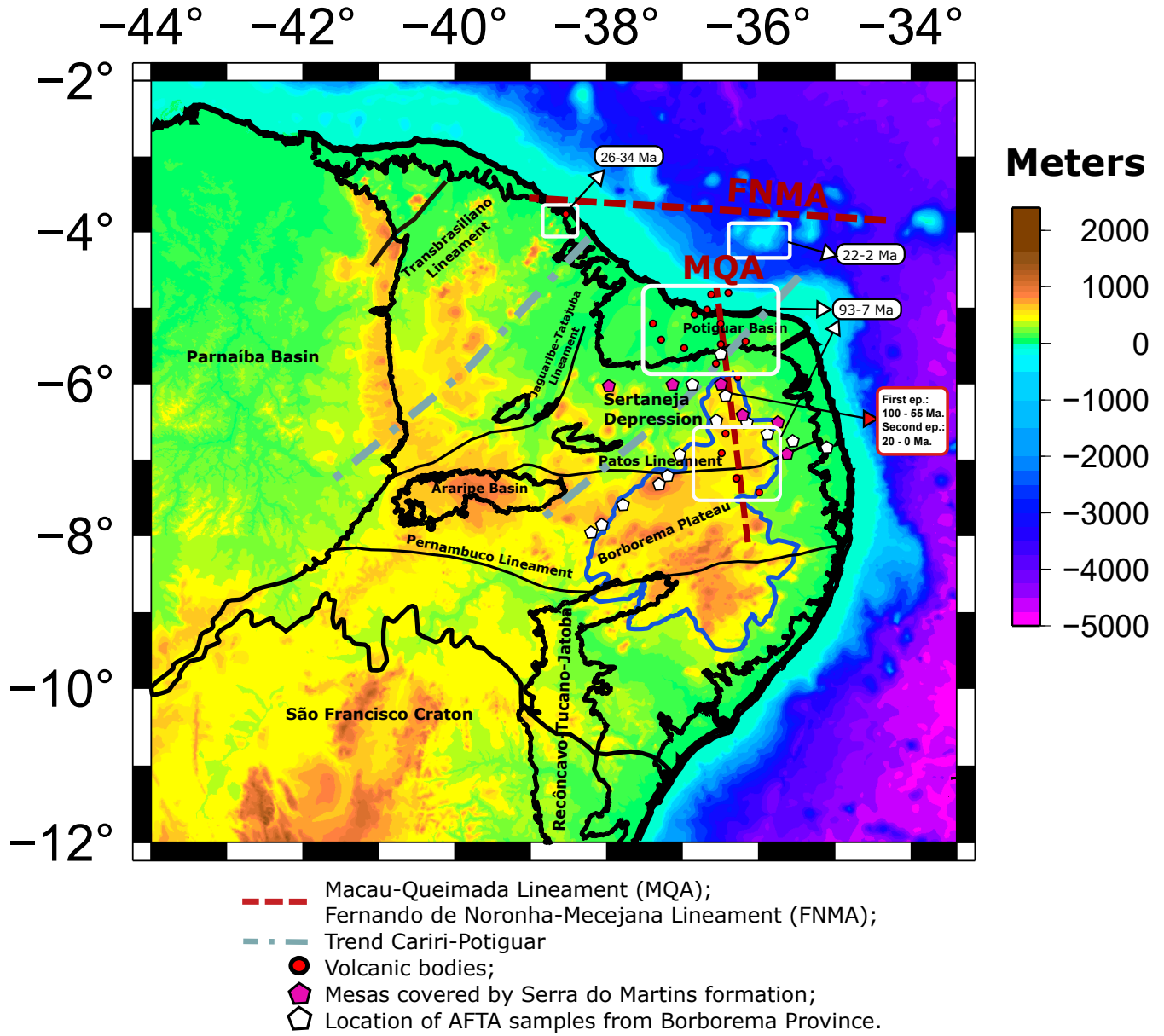


Figure 1. Topographic map of the Borborema Province with the main geological features highlighted. Red dots indicate the location of the Cenozoic volcanic bodies, and the dashed lines mark the trend of the corresponding magmatic alignments (Macau-Queimadas and Fernando de Noronha-Mecejana). The purple pentagons indicate the location of mesas covered by the Serra dos Martins formation and the white pentagons the location of AFTA samples from Morais Neto *et al.* (2009). The boundaries of the Borborema Plateau is marked through a solid blue line (Adapted from Almeida *et al.* (2015)).

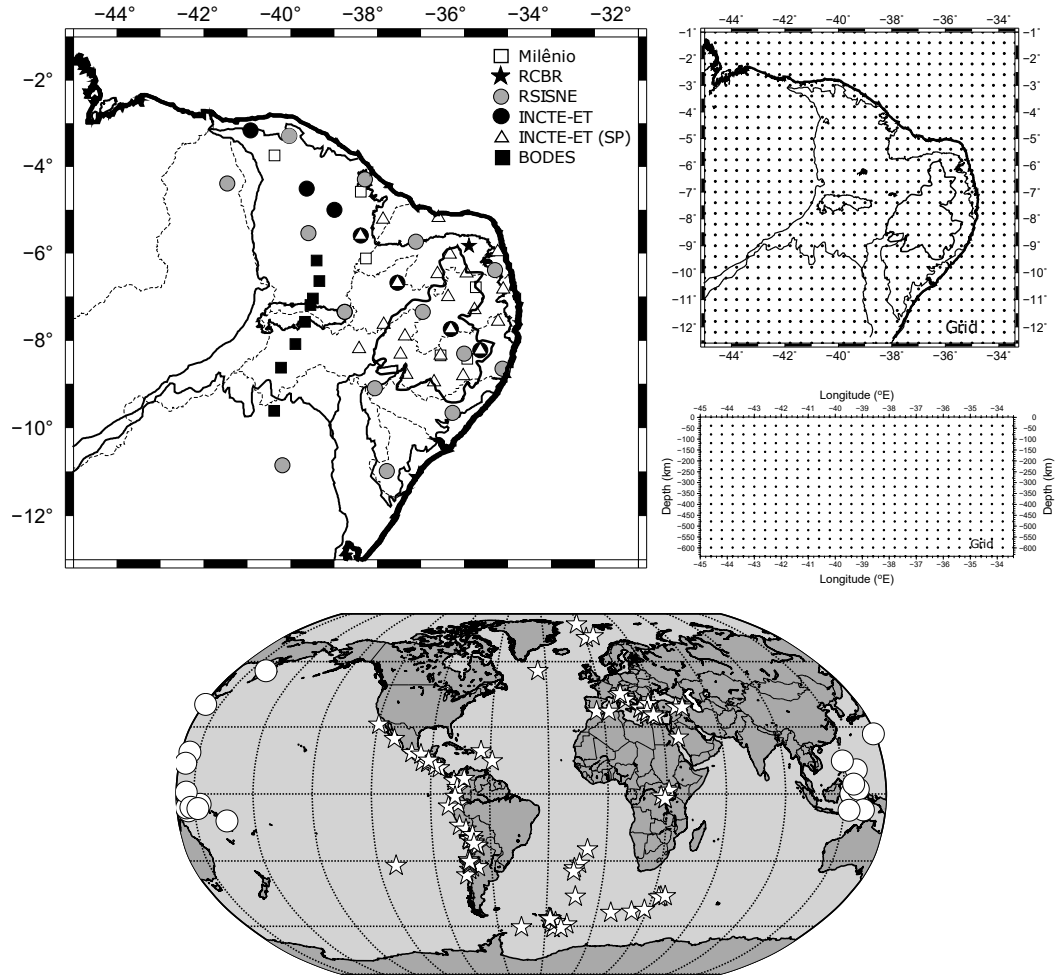


Figure 2. (Upper left) Location of the 58 seismic stations used in this study. All stations were equipped with broadband seismometers, except for the INCT-ET sites marked with white triangles, which were equipped with short-period seismometers. (Upper right) Distribution of the control grid nodes through the study volume. The control nodes are interspaced at 0.4 degrees in the horizontal directions, and 40 km in the vertical direction. (Bottom) Location of the 121 seismic sources selected for analysis. The stars represents the localization for the 101 events used to get the P phase and the circles shows the localization for the 20 events used to find the PKP_{df} phase.

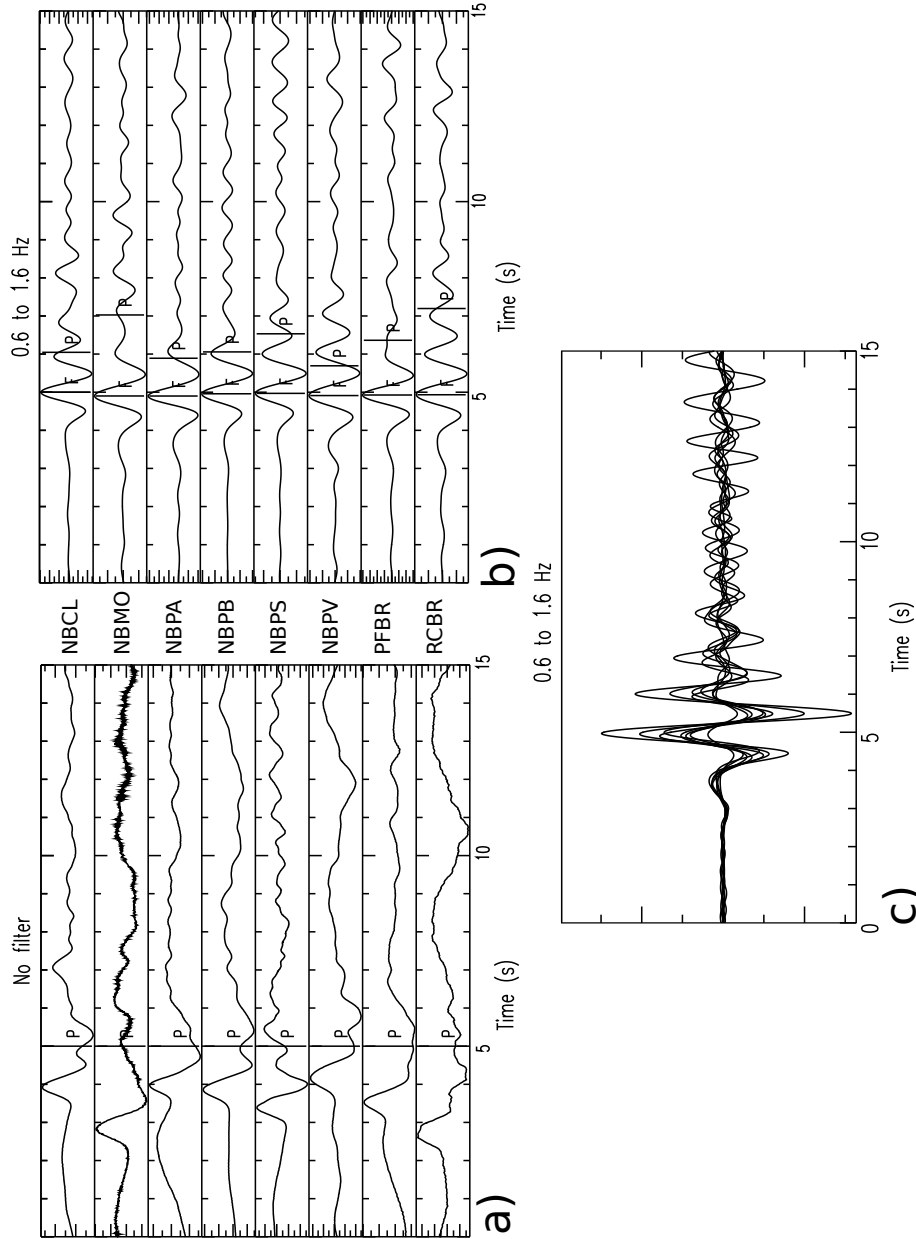


Figure 3. (a) Raw vertical component broadband recordings for a 5.5 mb teleseismic event located in the South American Plate. The traces are aligned with respect to the theoretical P wave arrival time, as predicted by IASP91. (b) Same waveforms aligned with respect to their relative arrival time, band-pass filtered in the 0.6-1.6 Hz frequency band. (c) Filtered traces in (b) superimposed.

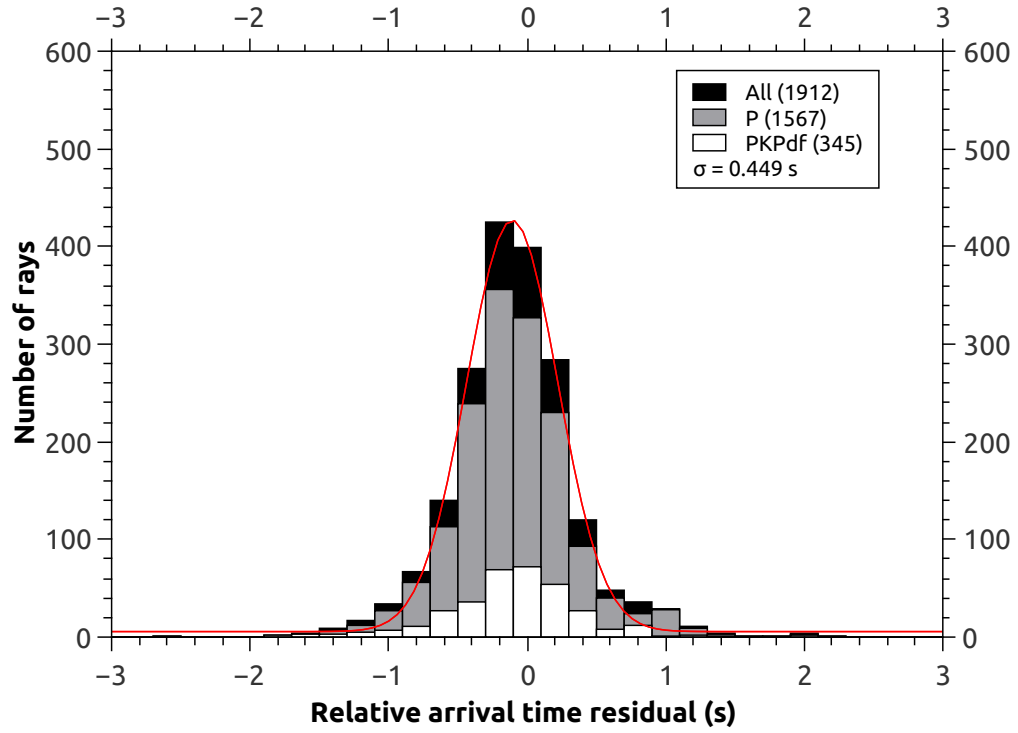


Figure 4. Relative residual histograms from P-wave seismograms. PKPdf arrivals are illustrated in white, and the distribution of all phases is shown in black. A Gaussian distribution (thin red solid line) has been superimposed to assess the relative residual pattern.

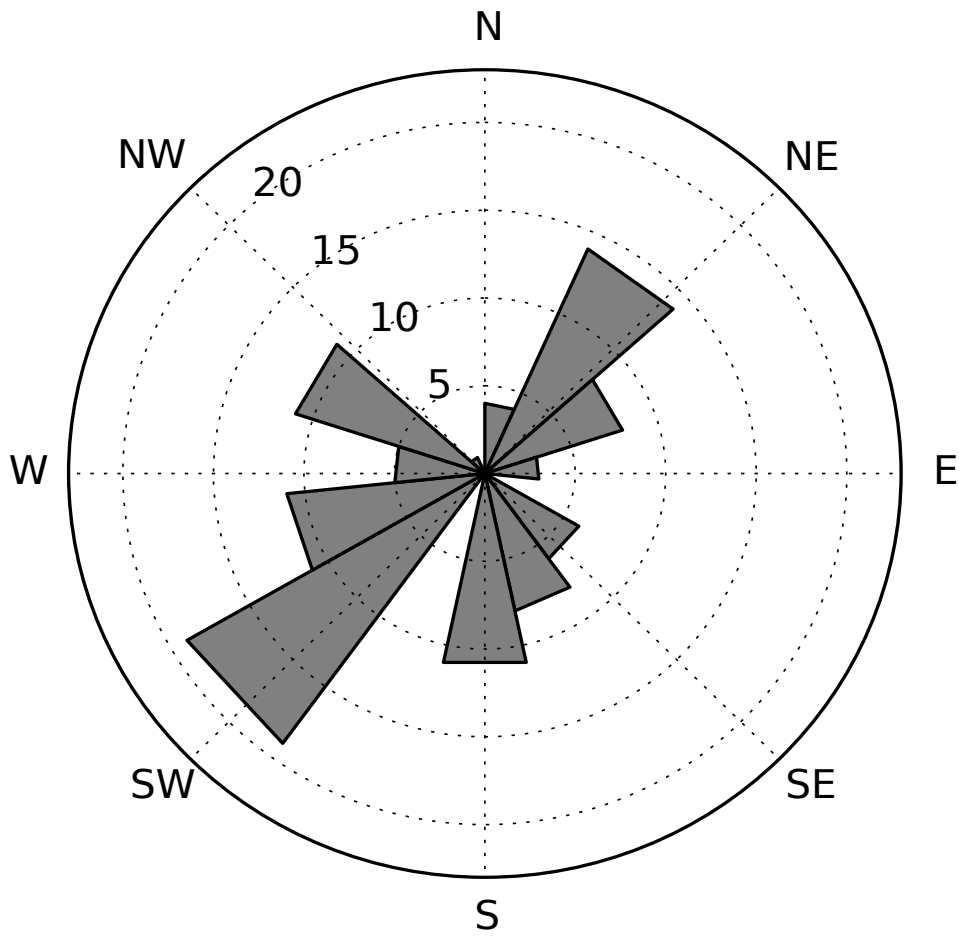


Figure 5. Rose diagram for the 101 teleseismic P-wave events developed in this study. The radial axis indicates number of events. Note the preferential sampling of our dataset in the NE-SW direction, with a heavy bias towards the South American subduction zone.

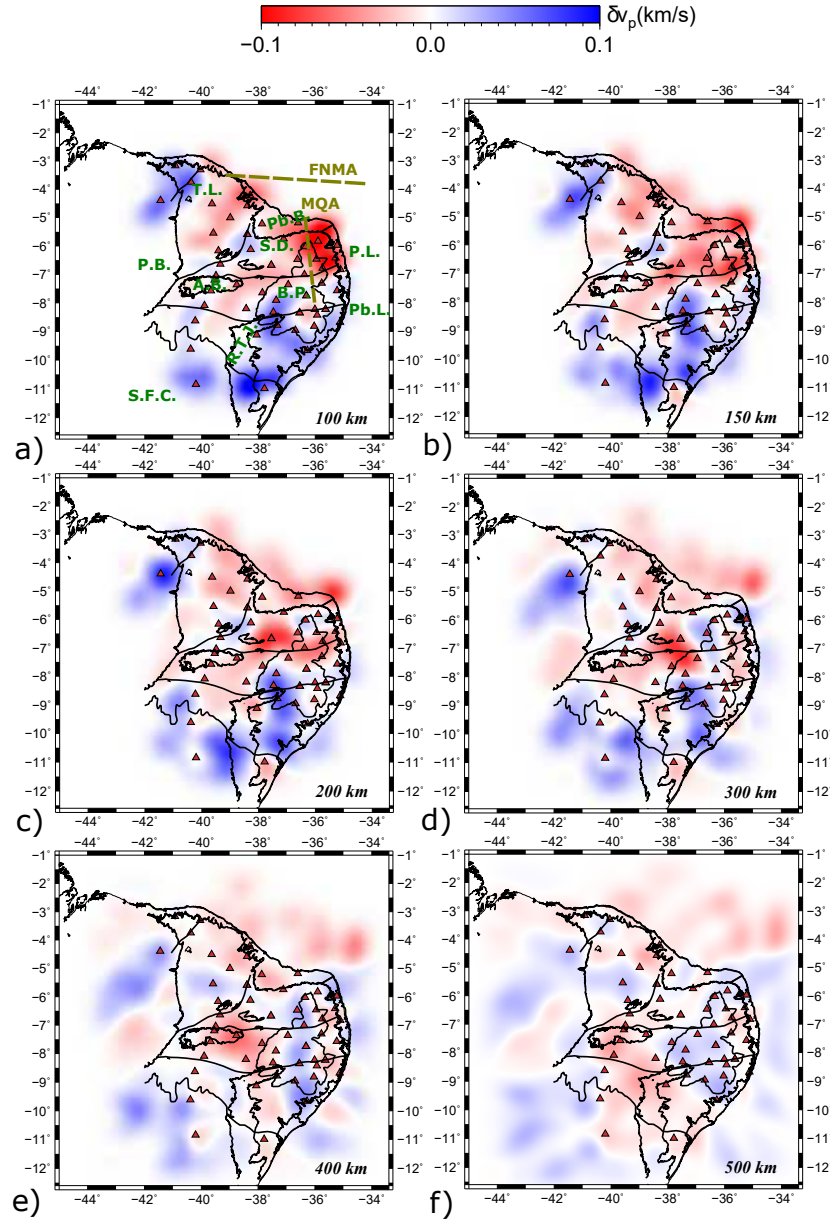


Figure 6. Horizontal slices through the 3D target volume at several key depths, showing velocity perturbations obtained after inversion of P-wave relative residuals. Triangles mark the locations of the seismic stations, while the black, solid lines mark the boundaries of the main geological features. P.B. stands for Parnaíba Basin; S.F.C., São Francisco Craton; A.B., Araripe Basin; R.T.J, Recôncavo-Tucano-Jatobá; B.P., Borborema Plateau; P.L., Patos Lineament; Pb.L., Pernambuco Lineament; S.D., Sertaneja Depression; Po.B., Potiguar Basin; MQA, Macau-Queimadas Alingment; FNMA, Fernando Noronha-Mecejana Alingment.

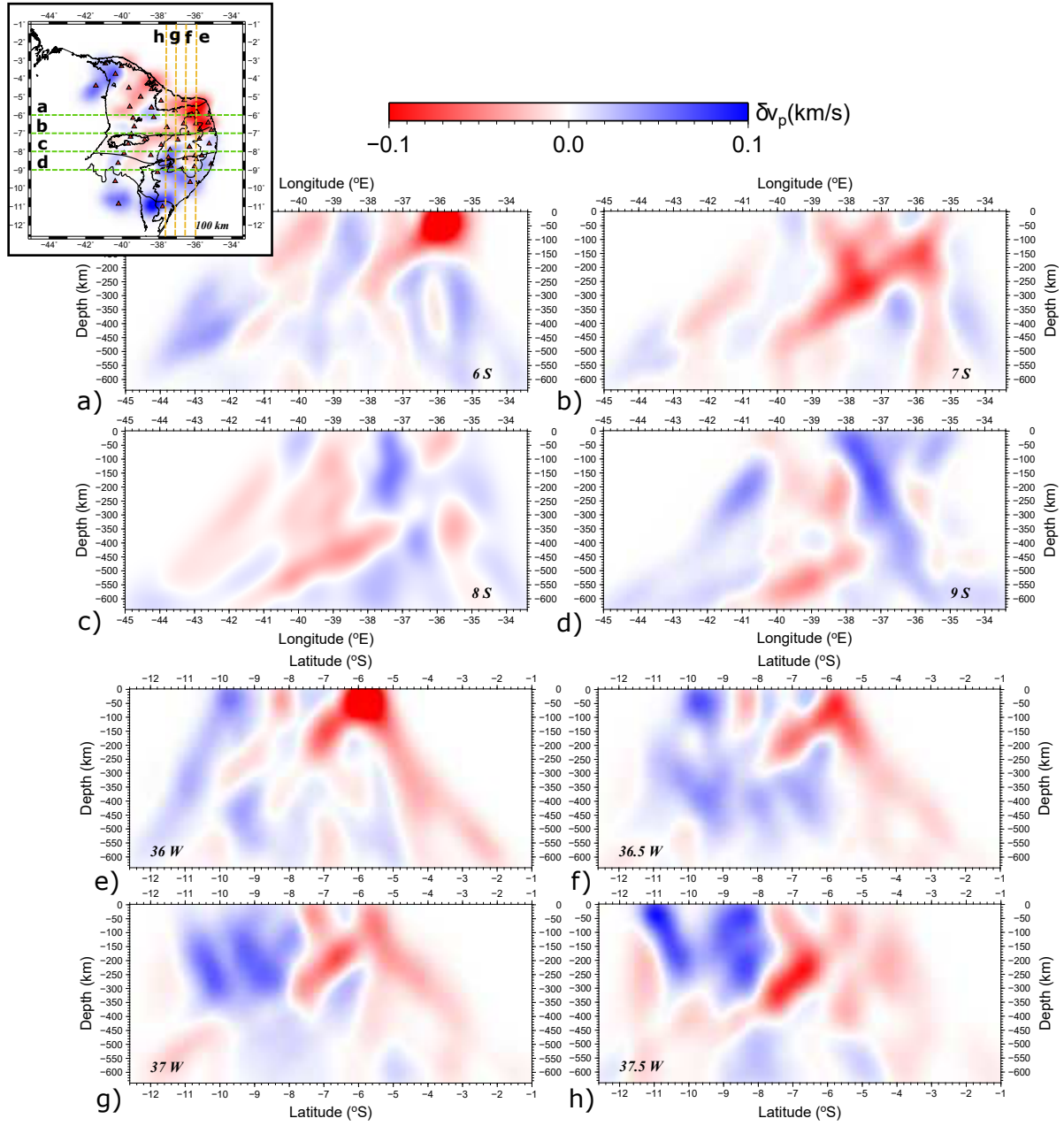


Figure 7. EW (top) and NS (bottom) cross-sections cutting through the 3D target volume, obtained from inversion of P-wave relative residuals. The inset in the upper-left corner displays the location of the cross-sections. Note the presence of a shallow low-velocity anomaly under the northeastern most corner of the Province.

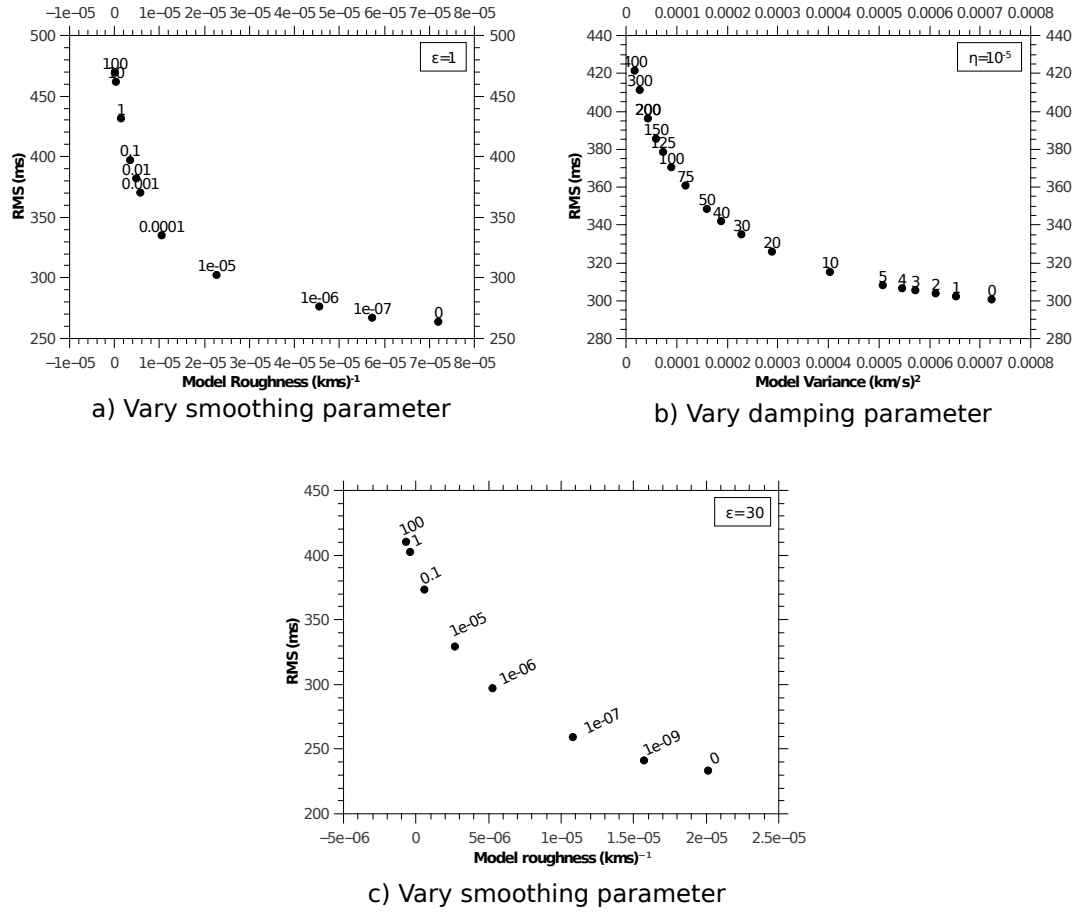


Figure 8. Trade-off curves utilized to determine damping and smoothing during the tomographic inversion. (a) Damping is set to $\epsilon = 1$ and smoothness is varied to find an optimal value of $\eta = 0.00001$; (b) Smoothness is fixed ($\eta = 0.00001$) and damping is varied to determine an optimal value of 30; (c) Damping is set to 30 and smoothness is varied to confirm the value found in (a).

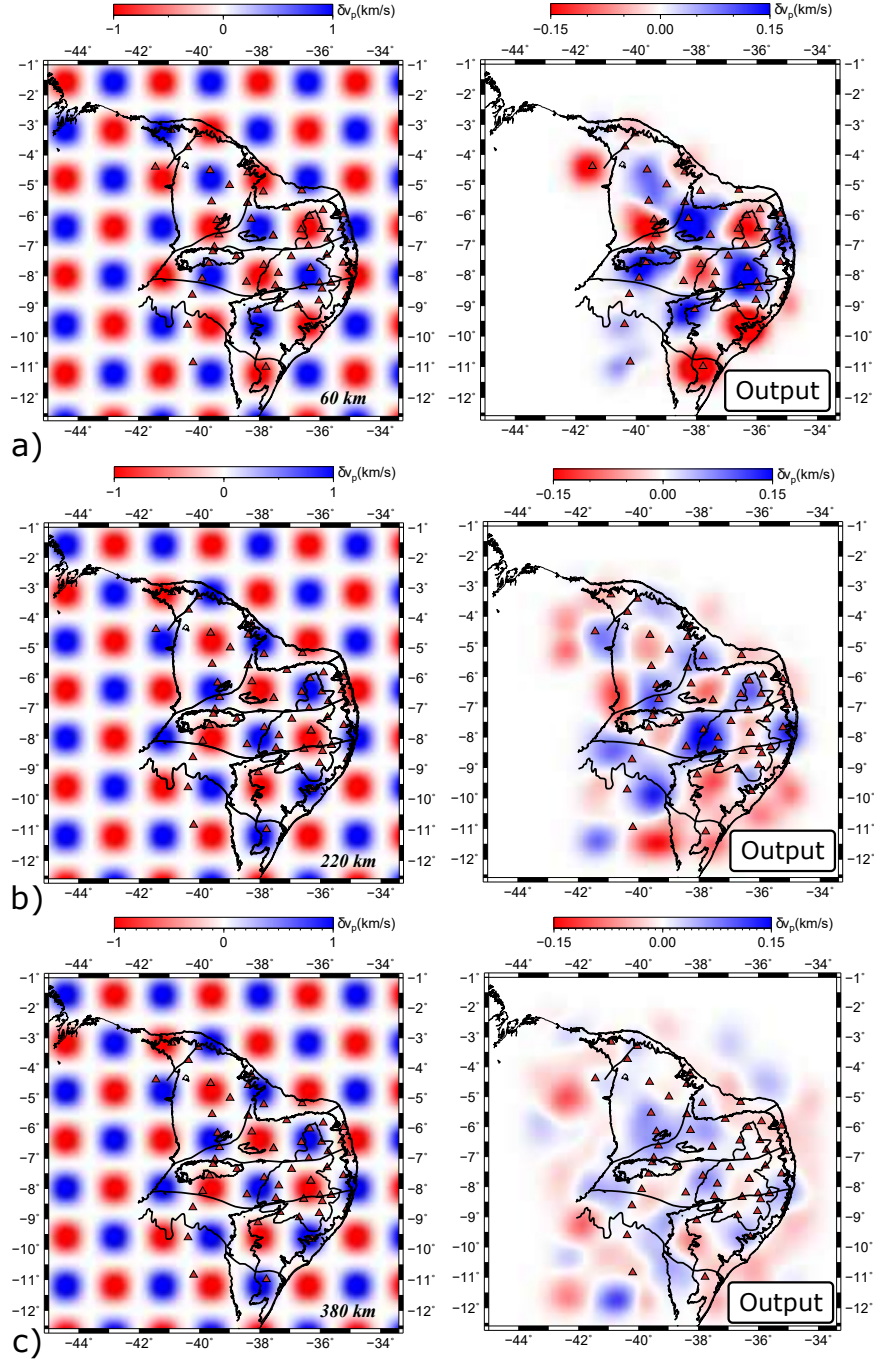


Figure 9. Input (left) and recovered (right) checkerboard models utilized in the resolution test. We used a 100 km length-scale for the alternating pattern in all directions, with a separation of about 40 km between anomalies. A Gaussian noise of zero mean and 50 ms of standard deviation is used to contaminate the synthetic "data". The input pattern is well recovered north of latitude 10°S and east of longitude 40°W.

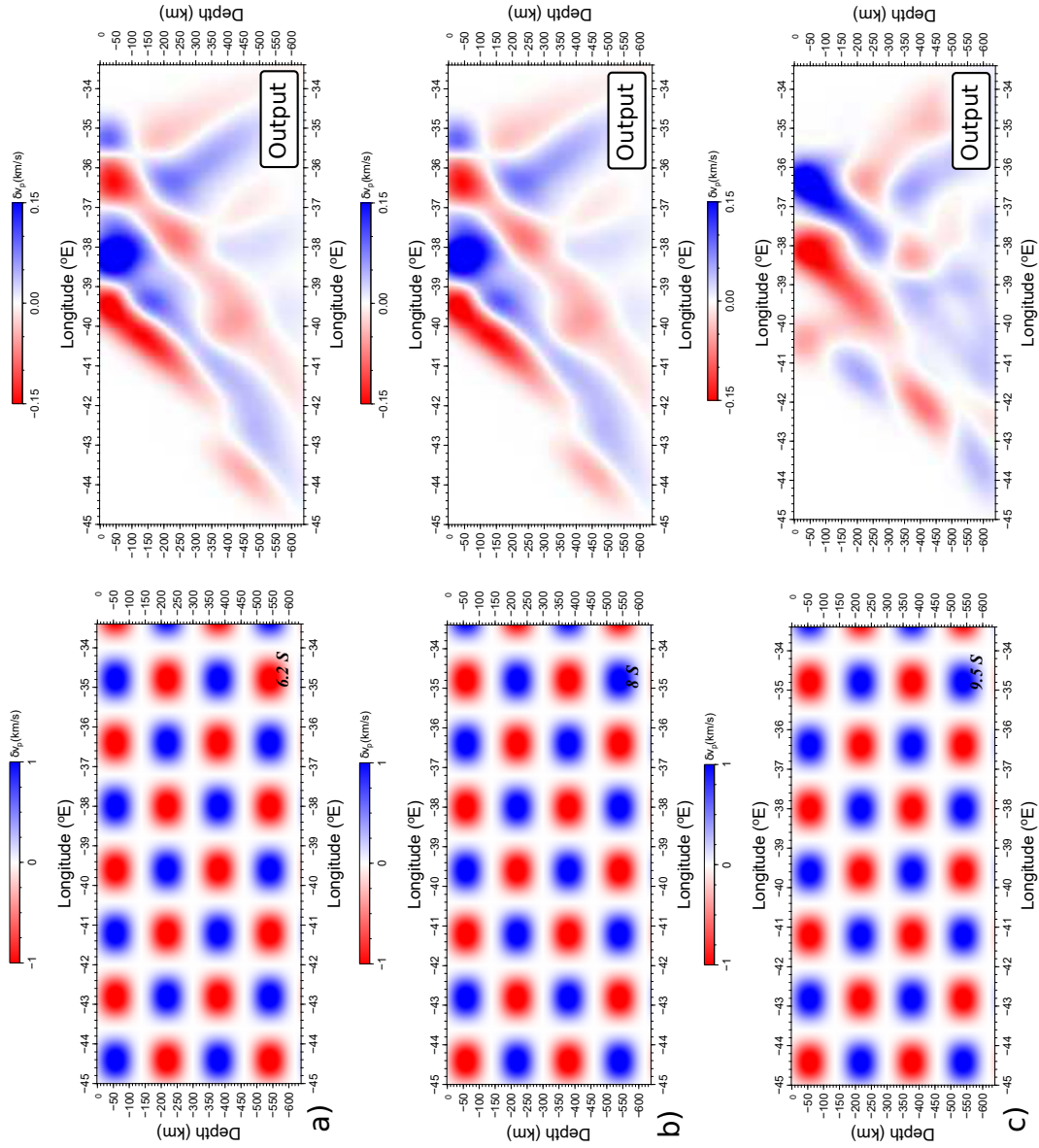


Figure 10. Input (left) and recovered (right) checkerboard models for synthetic tests: E-W cross-sections from a) 6.2 S; b) 8 S; c) 9.5 S. Typical smearing can be seen where the distribution of the stations is poor and at depths below 400 km.

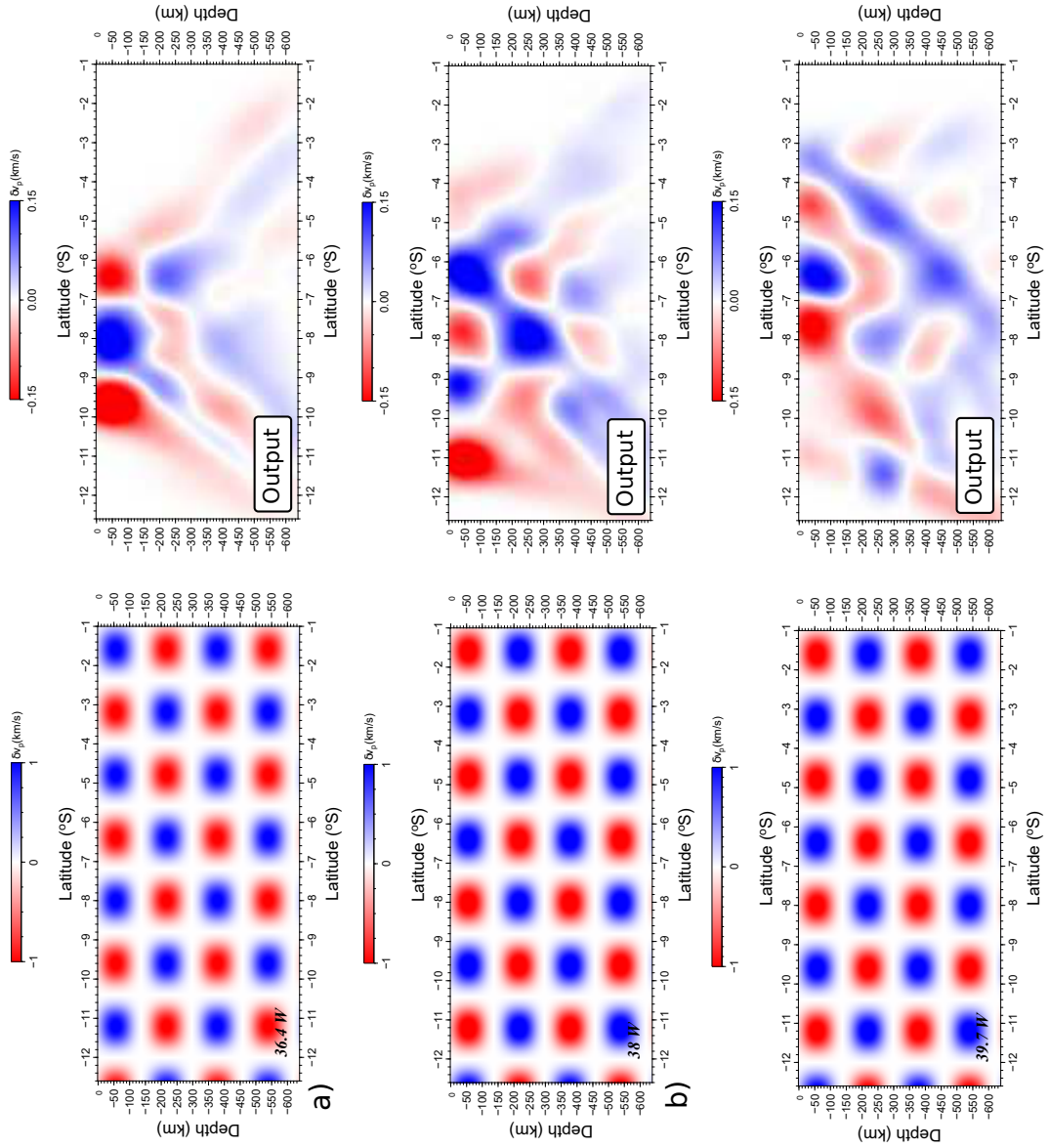


Figure 11. Input (left) and recovered (right) checkerboard models for synthetic tests: N-S slices from a) 36.4 W; b) 38 W; c) 39.7 W.

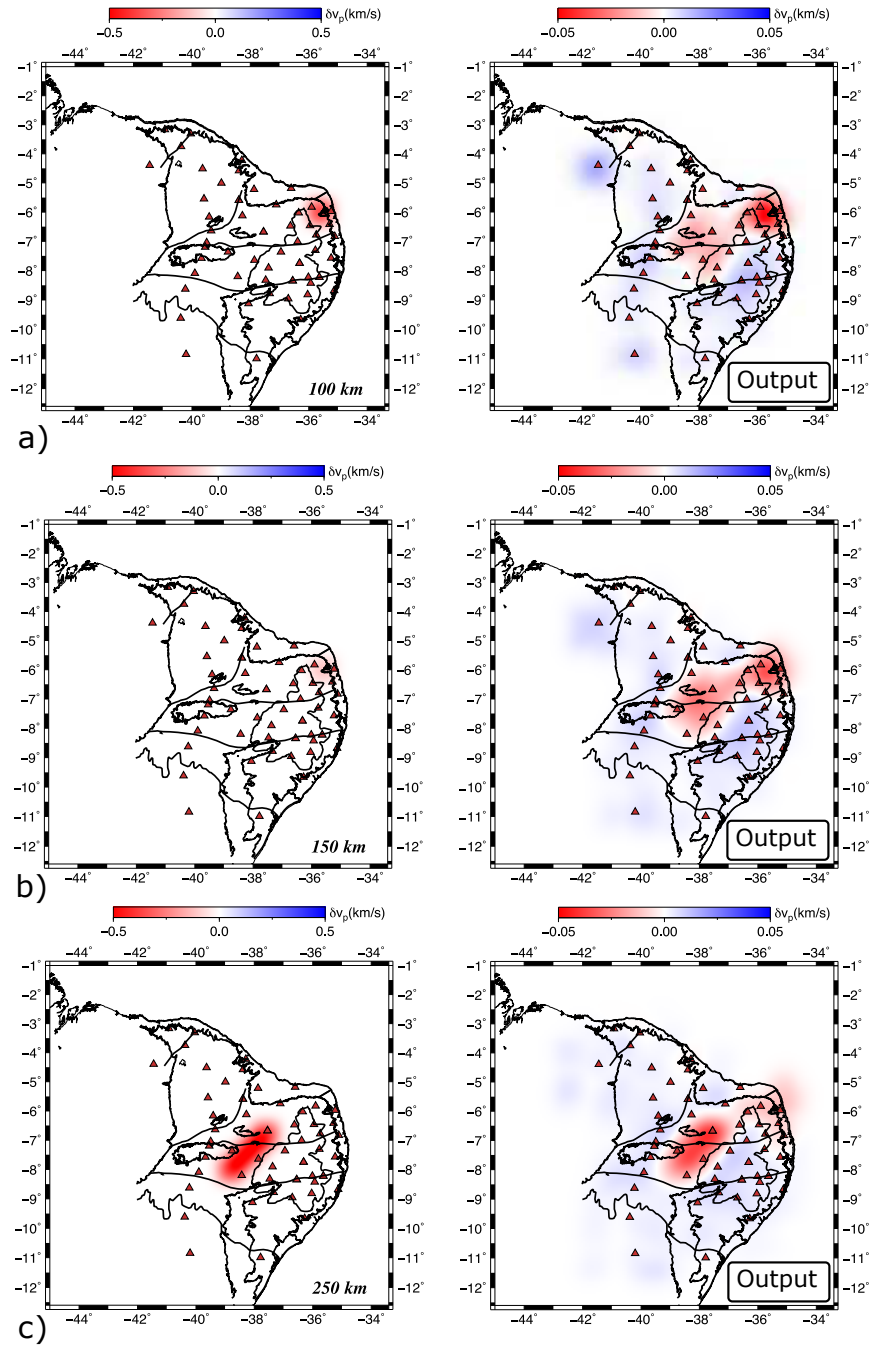


Figure 12. Input and recovered (left and right, respectively) model with P wave velocity anomalies for synthetic tests. Depth slices for: a) 100 km; b) 150 km; c) 250 km. The images shows a good lateral resolution for all depths. However, a vertical smearing is found in the output image at 150 km (figure b left).

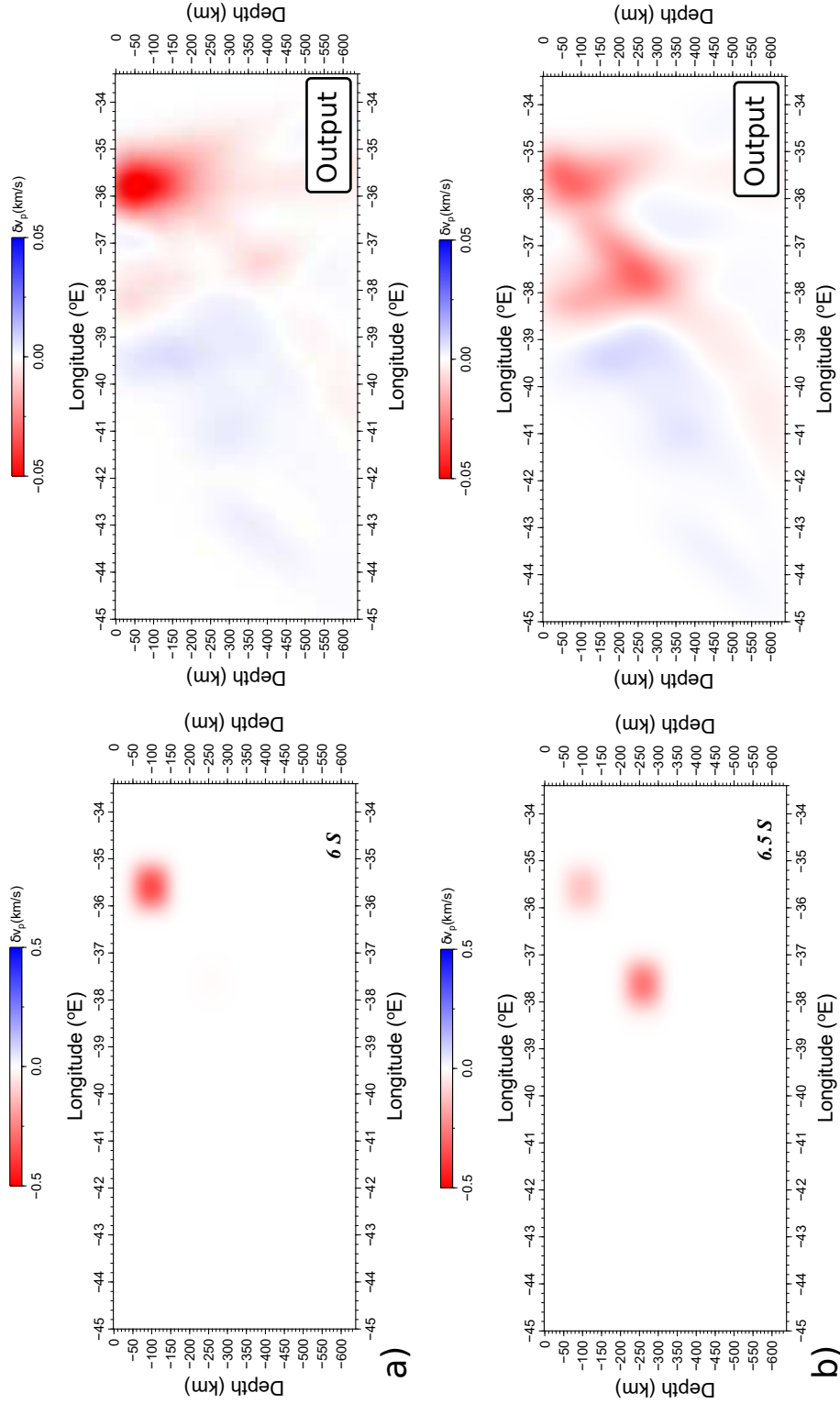


Figure 13. Input and recovered (left and right, respectively) model with P wave velocity anomalies for synthetic tests. E-W slices from the figure 12 for: a) 6° S, b) 6.5° S. The vertical smearing make the anomalies seems connected in the output image (figure b).

Capítulo 5

Artigo 2

O artigo a seguir, denominado *Stress Transfer During The Opening of the Equatorial Atlantic: Tectonic Inheritance and Plume-Assisted Delamination*, discute um novo modelo tectônico para a abertura do Atlântico na região equatorial, no qual as estruturas Pré-Cambrianas e a delaminação da litosfera equatorial teriam sido responsáveis pela transferência e rotação dos esforços durante os estágios de rifteamento na região equatorial.

O artigo foi submetido no dia 02/02/2018 na revista *Terra Nova*.

Nas próximas páginas segue o manuscrito completo do artigo.

Stress transfer during the opening of the Equatorial Atlantic: Tectonic inheritance and plume-assisted delamination.

Flodoaldo de Lima Simões Neto¹, Jordi Julià², and Martin Schimmel³

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Campus Universitário, Lagoa Nova, Natal/RN – CEP 59078-970, BRAZIL.

²Departamento de Geofísica & Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Campus Universitário, Lagoa Nova, Natal/RN – CEP 59078-970, BRAZIL.

³Institut de Ciències de la Terra “Jaume Almera”, CSIC, c/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, SPAIN.

ABSTRACT

We propose a new tectonic framework for the opening of the Equatorial Atlantic that links rift migration in the equatorial region, stress transfer and rotation across Precambrian rigid blocks, and lithospheric delamination assisted by a mantle plume. The existence of a mantle thermal minimum at the Earth's equator, acting as a 'locked zone' in the equatorial region, had been invoked in the past to explain the anomalous opening of the Equatorial Atlantic. Theoretical and observed stress rotations are found to be inconsistent with this hypothesis, and a new tectonic model is proposed based on recent tomographic images of the NE Brazilian upper mantle. The new model invokes stress transfer across rigid blocks in NE Brazil during South Atlantic rift propagation, and delamination of equatorial lithosphere under the Benue Trough of Africa. The development of a sheared margin along the Equatorial region is found consistent with amagmatic extension along continent-continent transforms.

Keywords: Equatorial Atlantic, stress transfer, plume-assisted delamination, equatorial thermal minimum.

INTRODUCTION

The opening of the Equatorial Atlantic was the tectonic event that finalized the separation between Eurafrika and the Americas. It is generally accepted that the initial stages of Pangea break-up were marked by the eruption of the basalts that make the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) at approximately 199 Ma (Marzoli et al., 1999), which was followed soon after (180 to 190 Ma) by seafloor spreading in the Central Atlantic (e.g. Torsvik et al., 2008). Development of the South Atlantic basin came next (125 to 130 Ma), along with major reorganization of plate motion and ridge activity (Torsvik et al., 2008). The Early Cretaceous also witnessed propagation of rifting into the North Atlantic, eventually leading to separation between Greenland and Iberia from North America (Klitgord and Schouten, 1986). Opening of the Equatorial Atlantic did not occur until the Early Aptian (~119 Ma), the separation between South America and Africa being fully completed by Albian times (~100 Ma) (Torsvik et al., 2008). More importantly, the opening of the Equatorial Atlantic has been labeled as anomalous; it consists of a broad, east-west trending mega-shear belt with large fracture zones that offset the Mid-Atlantic Ridge (Bonatti, 1996), in contrast to a prevalent NS opening of the South, Central, and North Atlantic oceans.

The anomalous opening of the Equatorial Atlantic has sometimes been explained through the presence of a long-lived equatorial mantle thermal minimum (Bonatti et al., 1993; Bonatti, 1996). Its existence was originally proposed by Bonatti et al. (1993) for the suboceanic mantle based on two independent lines of evidence: (i) Petrological evidence, which included low ratios of refractory to incompatible elements found in Mid Ocean Ridge Peridotites (MORPs) and high Na and Fe contents – normalized at 8% MgO – found in fresh Mid Ocean Ridge Basalts (MORBs) collected along the Romanche Fracture Zone, implying a low degree of melting and a

cold upper mantle; and (ii) Geophysical evidence, which included reported maximum depths of the zero-age topography of the Mid Atlantic Ridge (MAR) axis in the equatorial area and a relatively high-velocity zone (low temperature) in the equatorial region imaged in the high-resolution S-wave tomography of Zhang & Tanimoto (1992). According to that explanation, the equatorial thermal minimum would have existed under equatorial Pangea and acted as a ‘locked zone’ upon impingement of the northward propagating South Atlantic rift in the Early Cretaceous, forming a zone of diffuse continental deformation at the Equator characterized by anomalously slow amagmatic extension along continent-continent transforms.

An expected consequence of a cold, thick belt of continental lithosphere acting as a ‘locked zone’ in the Equatorial region would have been the development of significant shear stresses within the zone of diffuse deformation, and the rotation of the total stress field. Indeed, stress rotation has been reported in a kinematic framework proposed by Matos (1999) for the NE Brazilian region; however, basic calculations of the theoretical stress field developed here for the zone of diffuse deformation predict that the expected sense of rotation is opposite to that inferred from geological observations. Moreover, the postulated existence of thick, cold lithosphere along the Equatorial margin - as expected after long-term cooling above an equatorial thermal minimum - is found hard to reconcile with recent tomographic images of the NE Brazilian upper mantle (Simões Neto et al., 2017). Here, we outline a new tectonic framework for the opening of the Equatorial Atlantic that integrates the kinematic framework of Matos (1999) with the recent tomographic images of Simões Neto et al. (2017). The new framework proposes that inherited Precambrian structures were responsible for stress transfer and stress rotation during the initial rifting stages, and that delamination of the Equatorial lithosphere - aided by erosion and

entrainment from the St. Helena plume - was the event that allowed continental breakup to progress across the Equatorial region.

KINEMATIC FRAMEWORK

Chronostratigraphic data from a number of rift basins in NE Brazil and West Africa were utilized by Matos (1992; 1999) to constrain the temporal and spatial interaction of the rift phases in the region. Rift basins are distributed over three main rift axes: the Gabon-Sergipe-Alagoas (GSA) trend, the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) trend, and the Cariri-Potiguar (CP) trend (see Fig. 1), and up to three different tectonic stages – labeled as Syn-rift I, II, and III - were identified from discrete episodes of half-graben formation.

The Syn-rift I stage would have started in the Late Jurassic and consisted in the development of a shallow and widespread depression - the African-Brazilian Depression - elongated in the NS direction and reaching as far north as the Patos Shear Zone (Fig. 1a). Remnants of this regional intracontinental basin are preserved in the Gabon, Congo, and Cabinda basins of Africa, and in the Northeast Brazilian basins of Recôncavo, Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas, and Araripe as alluvial fans and fluvial deposits with subordinate evaporites and aeolian sediments (Netto and Oliveira, 1985).

The Syn-rift II stage witnessed stretching and thinning of the crust along three main linear trends: GSA and RTJ, approximately following a NS direction (Fig. 1b); and CP, along a more NE-SW orientation (Fig. 1c). Similar tectonic characteristics – they are all a few tens of kilometers wide and a few hundred kilometers long - are shared among these intracontinental rift valleys, the location of which was likely controlled by inherited Precambrian structures (Matos 1992; 1999). The Syn-rift II stage was subdivided into two sub-stages – Syn-rift IIa and IIb –

based on biostratigraphic research that revealed a subtle but significant diachronism for the onset of rifting between the southern basins (GSA and RTJ) and the CP trend. During the Syn-rift IIa stage (Early Berriasian) rifting would have been characterized by simultaneous EW extension of the southern basins (Magnavita, 1992), developing a rift bifurcation that would have been likely controlled by preexisting Precambrian structures such as the São Francisco-Congo craton and the Pernambuco-Ngaoundere Shear Zone (see Matos (1999) and references therein). During the Syn-rift IIb stage (Late Berriasian – Early Barremian) rift development would have migrated northwestwards, developing the NE-SW linear trend delineated by the CP rift basins (Fig. 1c). Again, Precambrian structures, mostly supracrustal interior fold belts and upper crustal heterogeneities, likely controlled the nucleation of the resulting extensional faults (Matos, 1999).

Magmatic activity appears to have been restricted to the north of the Patos Shear Zone during the Syn-rift I and Syn-rift II stages. In NE Brazil, it is represented by an arcuate array of tholeiitic dykes - Rio Ceará-Mirim magmatism – that intrude Precambrian basement rocks along the southern edge of the onshore Potiguar basin. K-Ar ages range between 150 and 120 Ma, displaying two peaks at 145 and 130 Ma (e.g. Oliveira, 1992). In Africa, magmatism is represented by the Burashika volcanic complex of the Benue Trough - with reported K-Ar ages of 147 ± 7 Ma – and earlier granitic intrusions in the Nigerian Plateau (see Matos (1999) and references therein). The lack of Late Jurassic magmatism along the RTJ and GSA rift systems is remarkable and suggestive of cold, non-volcanic rifting (Matos, 1999).

Finally, the Syn-rift III stage would have been marked by a significant change in rift kinematics during Late Barremian times (Matos, 1999). Intracontinental shear and rifting would have initiated in the Benue Trough and along the Equatorial branch at this stage, while rifting and sedimentation along the RTJ and CP trends - including the on-shore Potiguar basin, but not

its off-shore counterpart - would have been aborted. At the same time the southern branch would have also resumed its northward propagation along the GSA trend, to eventually become linked to the Equatorial branch. The overcoming of this last link between Africa and Brazil would have been characterized by a very fast and focused stretching phase, along a roughly linear hinge zone cutting at high angles across Precambrian structures (Matos, 1999).

STRESS ROTATION: SHEARING VS PRECAMBRIAN CONTROLS

One of the main consequences of the kinematic framework described above - as already noted by Matos (1999) - is the significant rotation of stresses that the NE Brazilian region had to undergo through the various rifting stages. A first, clockwise stress rotation is inferred from the change in the orientation of the linear trends of rifting when transitioning from the Syn-rift IIa stage to the Syn-rift IIb stage. The NS elongation of the Afro-Brazilian Depression (Syn-rift I) and the predominant NS orientation of the GSA and RTJ trends (Syn-rift IIa) suggest a least compressional stress in the EW direction, while the preferred NE-SW orientation of the CP trend (Syn-rift IIb) suggests a NW-SE direction for the least compressional stress. A second, counter-clockwise rotation is inferred from the transition from the Syn-rift IIb stage to the Syn-rift III, for which the reactivation of the GSA trend and the shearing along the Equatorial branch and Benue Trough indicates a return of the least principal stress to its original EW orientation.

We first explore if shearing due to the presence of cold upper mantle in the equatorial zone – as proposed in Bonatti (1996) - could explain the clockwise stress rotation reported in Matos (1999). According to Bonatti (1996), initial impingement of the northward propagating South Atlantic rift would have created a zone of diffuse deformation in the cold, strong equatorial lithosphere (Fig. 2a) that would have significantly slowed down or arrested rift

propagation. Due to the low magmatic budget of a cold lithosphere, initial attempts at rifting would have happened in isolated nuclei scattered within the zone of diffuse deformation (Fig. 2b), with normal propagation from these nuclei resulting in short-lived oceanic rift segments and the formation of incipient, EW-oriented continent-continent transforms. Initial opening in the Equatorial region would have thus occurred predominantly through strike-slip motion, with further opening resulting in a cluster of short ridge segments separated by long-offset transforms (Fig. 2c).

Let's thus assume – as Bonatti (1996) did – that this belt of cold upper mantle also existed in the Cretaceous at the time of opening of the Equatorial Atlantic. The impingement of the north-propagating South Atlantic rift upon this cold belt (and, perhaps, the south-propagating Central Atlantic rift) would have resulted in the development of shear stresses on the overlying lithosphere (Fig. 2a), which would have been superimposed to the existing regional stresses responsible for the South (and Central) Atlantic rift propagation. Assuming an EW orientation for the least principal regional stress and right-lateral shearing, the new angle of the least principal stress can be obtained from (Turcotte & Schubert, 2002)

$$\tan 2\theta = 2\sigma_{xy}/(\sigma_{xx}-\sigma_{yy}), \quad (1)$$

where σ_{xx} would be the regional least compressive stress, σ_{yy} would be the regional maximum compressive stress, σ_{xy} would be the additional shear stress in the cold equatorial lithosphere, and θ would represent the angle of rotation (counter-clockwise positive). Following the convention that compressive stresses are positive (Turcotte & Schubert, 2002), we obtain that $\sigma_{xx} - \sigma_{yy} < 0$ and $\sigma_{xy} < 0$ which, according to eq. (1), make $\tan 2\theta > 0$. This result implies that the least principal stress will rotate counter-clockwise at an angle of $\theta < 45^\circ$ (see Appendix A). This analysis demonstrates that shearing superimposed to the regional stresses may rotate the least

principal stress significantly; however, a positive sign in the tangent of the angle indicates a counter-clockwise rotation, contrary to that reported in Matos (1999).

The result outlined above suggests that shearing of a postulated cold lithospheric mantle at the Earth's equator was either insignificant or not present at all. The reported stress rotation might then have been the result of superposition of the regional stress field with a local stress field generated at preexisting, local Precambrian structures. Recall that Matos (1999) proposed the network of Precambrian shear tracks and interior fold belts that pervade the region, along with upper crustal heterogeneity, as nucleating the border faults bounding the CP basins. Interestingly, Matos (1999) also invoked a local stress field – due to a triangular crustal block separating the RTJ and GSA trends - to explain the preservation of the NW-SE stresses in the RTJ during the Syn-rift III stage. Moreover, note that if preexisting Precambrian structures were responsible for the first clockwise stress rotation, then the second, counter-clockwise rotation associated to the Syn-rift IIb to Syn-rift III transition would simply result from the reported eastwards migration of rifting to the GSA trend, away from the local CP structures.

STRESS TRANSFER: RHEOLOGY & PLUME-ASSISTED DELAMINATION

Another important consequence of the kinematic framework presented in Matos (1999) is the migration of rifting during the transition from the Syn-rift IIa to the Syn-rift IIb stage, and from the Syn-rift IIb to the Syn-rift III stage. For the first migration, Matos (1999) reports that rifting along the GSA and RTJ trends was aborted (or slowed-down) to jump northwestwards to the CP trend; and, for the second migration, that rifting along the CP trend became aborted, to be immediately resumed farther East along the GSA trend. Most importantly, the second transfer occurred while intracontinental shear and rifting initiated along the Benue Trough and the

Equatorial branch. The Equatorial thermal minimum hypothesis postulated by Bonatti (1996) predicts that – at the onset of rifting – small ridge segments will nucleate within the region of diffuse deformation. One could interpret the aborted Cariri Valley rift basins as failed attempts to ridge nucleation in the equatorial zone; why the GSA rift basins - also located above the thermal minimum and magma-starved – would have been successful in generating oceanic lithosphere, however, would be harder to explain.

Rift migration might be easier to explain through mechanisms invoking transfer of stresses across rigid blocks. More specifically, we invoke a stress transfer mechanism similar to that proposed by Nyblade & Brazier (2002) for the East African Rift System (EARS). The EARS consists of two branches – the Eastern rift and the Western rift – that developed mainly within the Proterozoic mobile belts surrounding the Archean Tanzania craton. As the Eastern rift terminates abruptly when intersecting the Eastern margin of the craton, Nyblade & Brazier (2002) proposed that the Tanzania craton behaved as a rigid tectonic block that transferred stresses from the Eastern rift and into the Western rift. Similarly, a rheologically strong block has been identified under the southern Borborema Plateau from receiver function modeling (Almeida et al., 2015; Luz et al., 2015) and tomographic imaging (Simões Neto et al., 2017); and, also similarly, we note that the RTJ trend terminates abruptly upon impingement on this postulated strong block (see Fig. 3). Thus, for the first rift migration (Syn-rift IIa to Syn-rift IIb), rifting along the synchronous RTJ and GSA trends could have been equally arrested upon impingement against the rigid, southern Borborema Plateau lithosphere in the Late Barressian, and stresses transferred West to initiate rifting along the weaker CP lithosphere.

For the second rift migration (Syn-rift IIb to Syn-rift III), we propose that stress transfer was promoted through weakening of the lithosphere under the Benue Trough after erosion and

entrainment of upwelling plume material. Paleogeographic reconstructions show that the St. Helena hotspot was centered at the point of contact between the Benue Trough and present-day northeastern South America (see inset in Fig. 3). Numerical experiments have demonstrated that plumes have the potential to erode the base of the lithosphere and promote the accumulation of melt that would weaken the overlying lithosphere (e.g. Sobolev et al., 2011). The tomographic slices of Simões Neto et al. (2017) display a notorious low-velocity anomaly at 100 km depth under this northeastern most corner (Fig. 3), suggestive of an extremely thin lithosphere. Additionally, lithospheric delamination was also suggested from an old Nd-Sr-Pb isotopic and rare earth study of MAR glasses collected across the equatorial fracture zones (Schilling et al., 1994), in which volatile and radiogenic Pb-rich lumps were interpreted as reflecting early dispersion of the St. Helena plume under a thick lithosphere, followed by redistribution due to intense shearing, continental lithosphere delamination, and secondary mantle convection. Moreover, a recent paleogeographic reconstruction of the lithospheric thickness of Pangea based on present-day surface-wave tomography maps of lithospheric and sub-lithospheric S-velocity (McKenzie et al., 2015) suggests that the region of thin lithosphere could have extended farther north and east under Africa before continental breakup. Plume-assisted delamination could thus have been the event that weakened the lithosphere under the Benue Trough, transferring extensional stresses Eastwards across the more rigid lithosphere separating the CP, the Benue Trough, and the GSA rift basins, and completing the continental breakup between Africa and the Americas.

DISCUSSION

The stress transfer model presented here naturally explains the migration of rifting and the stress rotation inferred from the kinematic model of Matos (1999). Should the Equatorial thermal minimum hypothesis be completely abandoned? As described earlier, several lines of evidence were presented in Bonatti et al. (1993) that argued in favor of a cold upper mantle in the Equatorial region. Moreover, recent tomographic images of the Atlantic basin developed from interstation, fundamental-mode, Rayleigh-wave phase velocities (James et al., 2014) seem to be consistent with such a hypothesis. Indeed, the tomographic images show a linear trend of slow velocities closely following the surface trace of the MAR down to 125 s (~200 km depth) that is interrupted by a patch of faster velocities in the Equatorial region, as expected from lower temperatures in a cold lithospheric and sub-lithospheric mantle. However, note that seismic evidence and the older petrological and geophysical evidence presented in Bonatti et al. (1993) refer to an oceanic upper mantle. Evidence for its extrapolation to a subcontinental mantle was presented in Bonatti (1996), but the evidence was much less compelling. The argument for a subcontinental cold belt relied on two observations: (i) today's equatorial South America and western Africa are regions of thick cratonic lithosphere and low heat flow; and (ii) today's Benue Trough and Amazon Basin, which are regions of low-lying topography, lie in equatorial Pangea in Paleogeographic reconstructions, so they could have been the isostatic response to a cold, thick lithosphere overlying an Equatorial thermal minimum. It is generally accepted that the Benue Trough, for instance, was initiated in the Late Cretaceous in relation to the opening of the Atlantic Ocean (see e.g. Benkhelil, 1989; Akpan et al., 2016).

Why the Equatorial Atlantic ended up opening predominantly along EW-oriented transforms is thus still pending a full explanation. Bonatti (1996) invoked amagmatic extension along continent-continent transforms separating small, magma-starved ridge segments that would

eventually succeed in creating oceanic lithosphere, and become separated by long-offset transform faults. According to our stress transfer model, relatively rigid lithosphere must have separated the CP basins from the Benue Trough at the onset of delamination, so the development of the Equatorial branch would still have had to cut across cold, relatively thick Precambrian lithosphere. The low magmatic budget and preferential opening along continent-continent transforms might thus still remain a plausible mechanism, but developing on a patch of old, Precambrian lithosphere rather than on thick lithosphere overlying a global Equatorial mantle thermal minimum.

CONCLUSIONS

Summarizing, we have proposed a new tectonic framework for the opening of the Equatorial Atlantic that substantiates the kinematic framework of Matos (1999). We have demonstrated that the shearing of cold, thick lithosphere over the Equatorial thermal minimum postulated in Bonatti (1996) is inconsistent with stress rotation recorded in the NE Brazil rift basins. We have proposed that stress transfer across a postulated rigid block under the southern Borborema Plateau of NE Brazil (Syn-rift IIa to Syn-rift IIb), and an across rigid lithosphere after plume-assisted delamination under the Benue Trough of Africa (Syn-rift IIb to Syn-rift III) provide a more plausible explanation of the kinematic framework. Amagmatic extension along continent-continent transforms might still be a viable mechanism for the opening along the Equatorial branch, but the presence of a global thermal minimum around the Earth's equator is not required.

APPENDIX A

Let's assume that a block of rigid material, representing the belt of cold equatorial mantle postulated in Bonatti (1996), is subject to extensional (deviatoric) stresses on the left and right sides and to right-lateral shearing on the top and bottom sides. If a coordinate system is defined with the x-axis positive to the left (West) and the y-axis is positive down (South), the stress tensor for the rigid block is given by

$$\sigma_{xx} - \sigma_{yy} < 0; \sigma_{xy} = \sigma_{yx} < 0, \quad (\text{A.1})$$

where σ_{xx} and σ_{yy} are the normal stresses and $\sigma_{xy} = \sigma_{yx}$ are the shear stresses. Note that if we assume that normal stresses are compressive under compression, shear stresses will be positive under left-lateral shearing (Fig. A1a).

Let's next obtain the principal stresses representing the full stress regime of the rigid block. The general expressions for the stresses in a new coordinate system that is rotated an angle θ with respect to the original coordinate system are given by (Turcotte & Schubert, 2002)

$$\begin{aligned} \sigma_{x'x'} &= \sigma_{xx} \cos^2\theta + \sigma_{yy} \sin^2\theta + \sigma_{xy} \sin 2\theta \\ \sigma_{y'y'} &= \sigma_{xx} \sin^2\theta + \sigma_{yy} \cos^2\theta - \sigma_{xy} \sin 2\theta \\ \sigma_{x'y'} &= \sigma_{y'x'} = \frac{1}{2} (\sigma_{yy} - \sigma_{xx}) \sin 2\theta + \sigma_{xy} \cos 2\theta, \end{aligned} \quad (\text{A.2})$$

where $\sigma_{x'x'}$, $\sigma_{y'y'}$, and $\sigma_{x'y'} = \sigma_{y'x'}$ are the normal and shear stresses in the rotated system, respectively. The orientation of the principal axes of stress is obtained by making $\sigma_{x'y'} = \sigma_{y'x'} = 0$, so that

$$\tan 2\theta = 2\sigma_{xy}/(\sigma_{xx} - \sigma_{yy}), \quad (\text{A.3})$$

and the principal stresses are then obtained by substituting eq. (A.3) into eqs (A.2). Also note that, by subtracting $\sigma_{x'x'}$ from $\sigma_{y'y'}$ in eqs (A.2), we obtain that

$$\sigma_{x'x'} - \sigma_{y'y'} = (\sigma_{xx} - \sigma_{yy}) \cos 2\theta + 2 \sigma_{xy} \sin 2\theta. \quad (\text{A.4})$$

Considering that, for the rigid block, $\sigma_{xy} < 0$ and $\sigma_{xx}-\sigma_{yy} < 0$ (eqs A.1) and according to eq. (A.3), we conclude that

$$\tan 2\theta > 0. \quad (A.5)$$

A positive tangent implies in two possible situations (Fig. A1b):

- (i) $0 < 2\theta < \pi/2$, in which case $\sin 2\theta > 0$ and $\cos 2\theta > 0$. As $\sigma_{x'x'}-\sigma_{y'y'} < 0$ (eq. A4), the least compressive stress is $\sigma_{x'x'}$ and form an angle of $0 < \theta < \pi/4$ with respect to the original x-axis.
- (ii) $\pi < 2\theta < 3\pi/2$, in which case $\sin 2\theta < 0$ and $\cos 2\theta < 0$. As $\sigma_{x'x'}-\sigma_{y'y'} > 0$ (eq. A4), the least compressive stress is $\sigma_{y'y'}$ and, as before, form an angle of $0 < \theta < \pi/4$ with respect to the original x-axis.

We thus conclude that right-lateral shearing of the rigid block would result in a counter-clockwise rotation of the least compressive stress at an angle less than $\pi/4$ with respect to its orientation before shearing.

ACKNOWLEDGMENTS

This research has been performed under the umbrella of the *Instituto de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos* of the *Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* (CNPq, grant number 57.3713/2008-01). JJ also thanks CNPq for his research fellowship (CNPq, process number 304421/2015-4). FLS thanks the *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior* (CAPES) for granting a 4-year scholarship to complete his PhD at the *Universidade Federal do Rio Grande do Norte* (UFRN).

REFERENCES CITED

- Akpan, O., Nyblade, A., Okereke, C., Oden, M., Emry, E., & Julià, J., 2016. Crustal structure of Nigeria and Southern Ghana, West Africa from P-wave receiver functions. *Tectonophysics*, **676**, 250-260.
- Almeida, Y. B., Julià, J., & Frassetto, A., 2015. Crustal architecture of the Borborema Province, NE Brazil, from receiver function CCP stacks: Implications for Mesozoic stretching and Cenozoic uplift. *Tectonophysics*, **649**, 68-80.
- Benkhelil, J., 1989. The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria). *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, **8(2-4)**, 251-282.
- Bonatti, E., Seyler, M., & Sushevskaya, N., 1993. A cold suboceanic mantle belt at the Earth's equator. *Science*, **261(5119)**, 315-320.
- Bonatti, E., 1996. Anomalous opening of the Equatorial Atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum. *Earth and planetary science letters*, **143(1-4)**, 147-160.
- James, E. K., Dalton, C. A., & Gaherty, J. B. (2014). Rayleigh wave phase velocities in the Atlantic upper mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **15(11)**, 4305-4324.
- Klitgord, K.D., and Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the Central Atlantic, in Tucholke, B.E., and Vogt, P.P., eds., The Western North Atlantic Region (The Geology of North America). Geological Society of America, v. M., 351-378.
- Luz, R., Julià, J., & Nascimento, A. F., 2015. Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120(5)**, 3848-3869.

- Magnavita, L. P., 1992. Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, NE Brazil. Doctoral dissertation, University of Oxford.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., & De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**(54140), 616-618.
- Matos, R. M. D., 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, **11**(4), 766-791.
- Matos, R. M. D., 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, **153**(1), 55-73.
- McKenzie, D., Daly, M. C., & Priestley, K., 2015. The lithospheric structure of Pangea. *Geology*, **43**(9), 783-786.
- Netto, A. S. T., & Oliveira, J. J., 1985. O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(2), 97-102.
- Nyblade, A. A., & Brazier, R. A., 2002. Precambrian lithospheric controls on the development of the East African rift system. *Geology*, **30**(8), 755-758.
- Oliveira, D. C., 1992. O papel do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim na evolução tectônica do nordeste oriental (Brasil): implicações na formação do Rifte Potiguar. *Ms. C. thesis, Univ. Fed. de Ouro Preto, Ouro Preto, Brazil*.
- Torsvik, T. H., Müller, R. D., Van der Voo, R., Steinberger, B., & Gaina, C., 2008. Global plate motion frames: toward a unified model. *Reviews of geophysics*, **46**(3).
- Turcotte, D.L., and Schubert, G., 2002. *Geodynamics*: Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 456 p.

- Simões Neto, F. de L., Julià, J., and Schimmel, M., 2017. Estudo do manto superior com tomografia telessísmica, Simpósio de Geologia do Nordeste, 27th, João Pessoa, PB, Abstract REPPB380.
- Schilling, J. G., Hanan, B. B., McCully, B., Kingsley, R. H., & Fontignie, D., 1994. Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb isotopic study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **99(B6)**, 12005-12028.
- Sobolev, S. V., Sobolev, A. V., Kuzmin, D. V., Krivolutsкая, N. A., Petrunin, A. G., Arndt, N. T., ... & Vasiliev, Y. R., 2011. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. *Nature*, **477(7364)**, 312-316.
- Zhang, Y. S., & Tanimoto, T., 1992. Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps. *Nature*, **355(6355)**, 45-49.

FIGURES

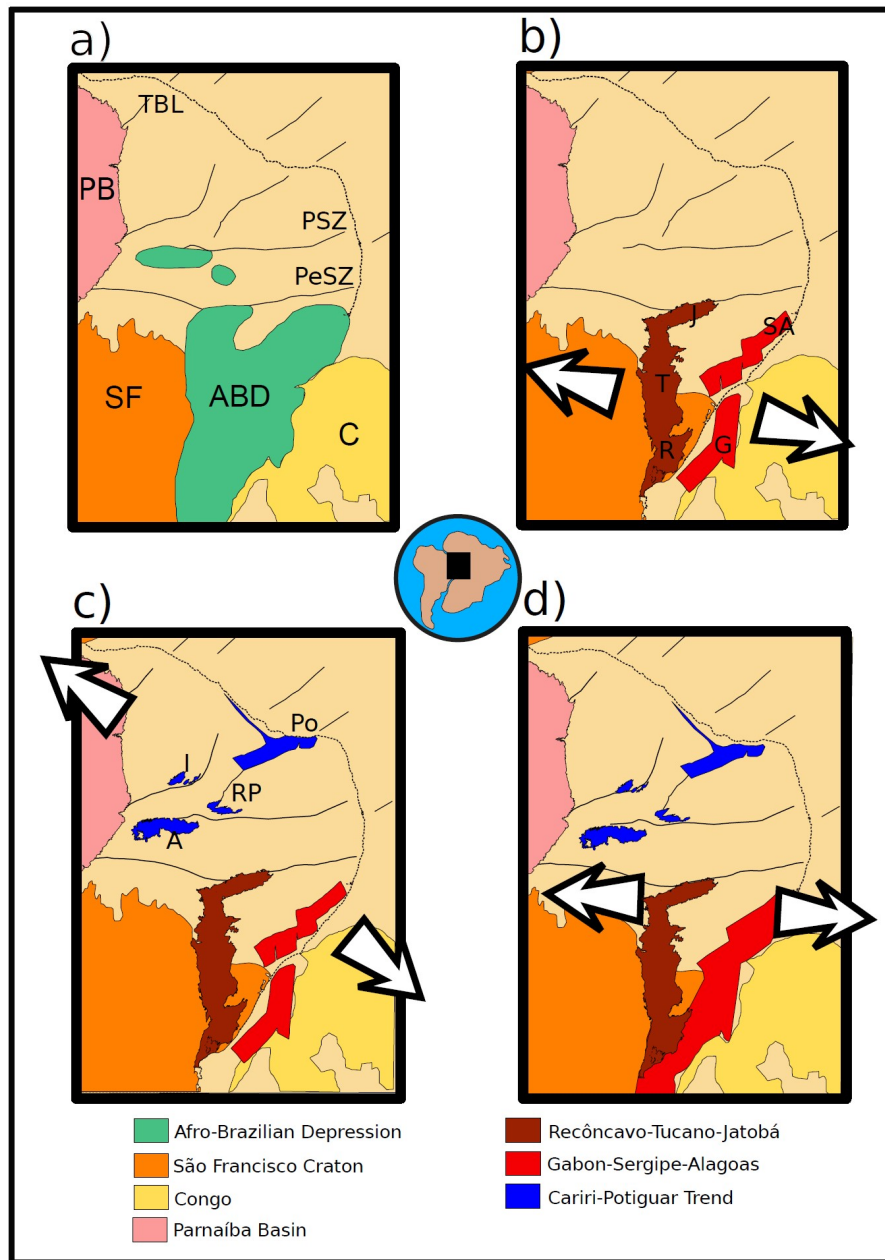


Figure 01 – Schematic representation of the kinematic framework of Matos (1999) for the Northeast Brazilian rift system. (A) Syn-rift I - An Afro-Brazilian Depression is formed through extensional deformation south of the Patos Lineament. (B) Syn-rift IIa – Continental stretching driven by EW oriented regional stresses initiates synchronously along the GSA and RTJ trends. (C) Syn-rift IIb – Rifting is slowed down or arrested along the GSA and RTJ trends, migrating northwestwards to initiate rifting along the NE-SW oriented CP trend. (D) Syn-rift III –

Northward propagation of the GSA trend is resumed and rifting along the Equatorial branch is initiated. Adapted from Matos (1999). TBL – Transbrasiliano Lineament; SF – São Francisco Craton; C – Congo Craton; ABD – Afro-Brazilian Depression; PB – Parnaíba Basin; PSZ – Patos Shear Zone; PeSZ – Pernambuco Shear Zone; R – Recôncavo; T – Tucano; J – Jatobá; G – Gabon; SA – Sergipe-Alagoas; A – Araripe Basin; I – Iguatu, Lima Campos, Icó Basin; RP – Rio Do Peixe Basin

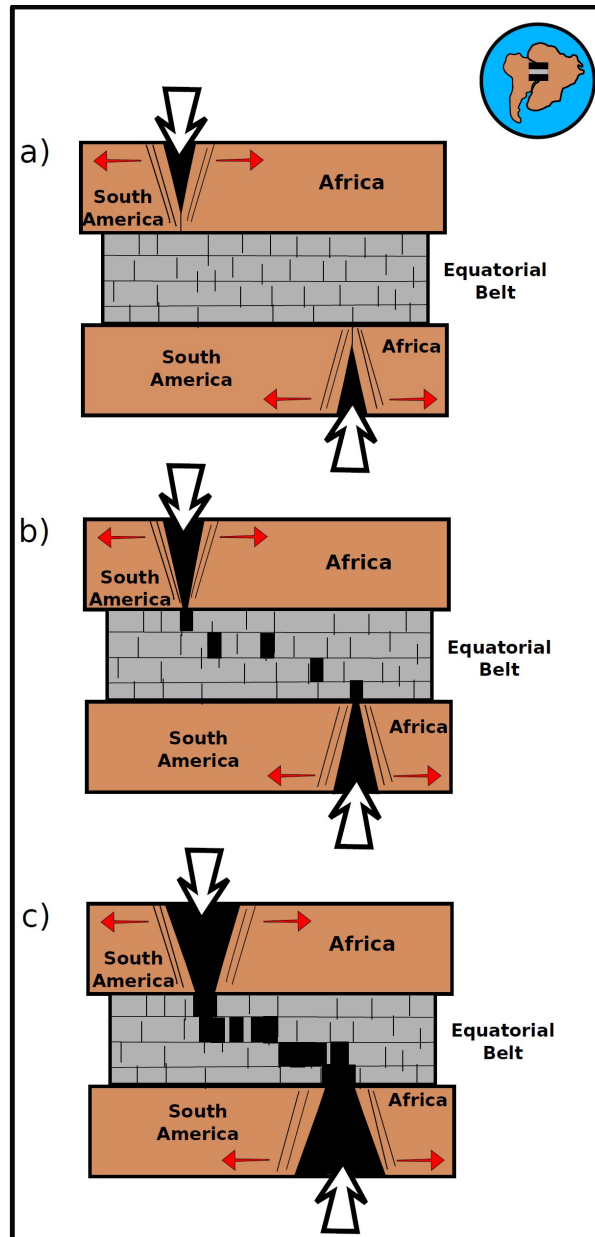


Figure 02 – Opening of the Equatorial Atlantic across cold lithosphere overlying an Equatorial mantle thermal minimum. (A) Impingement of the South Atlantic rift branch and (perhaps) the Central Atlantic rift branch upon the cold lithosphere creates a zone of diffuse deformation; (B) Initial rifting occurs as amagmatic extension along continent-continent transforms separating small, short-lived ridge segments within the zone of diffuse deformation; (C) Further opening results in the formation of long-offset transforms separating short ridge segments in the Equatorial zone. Adapted from (Bonatti, 1996).

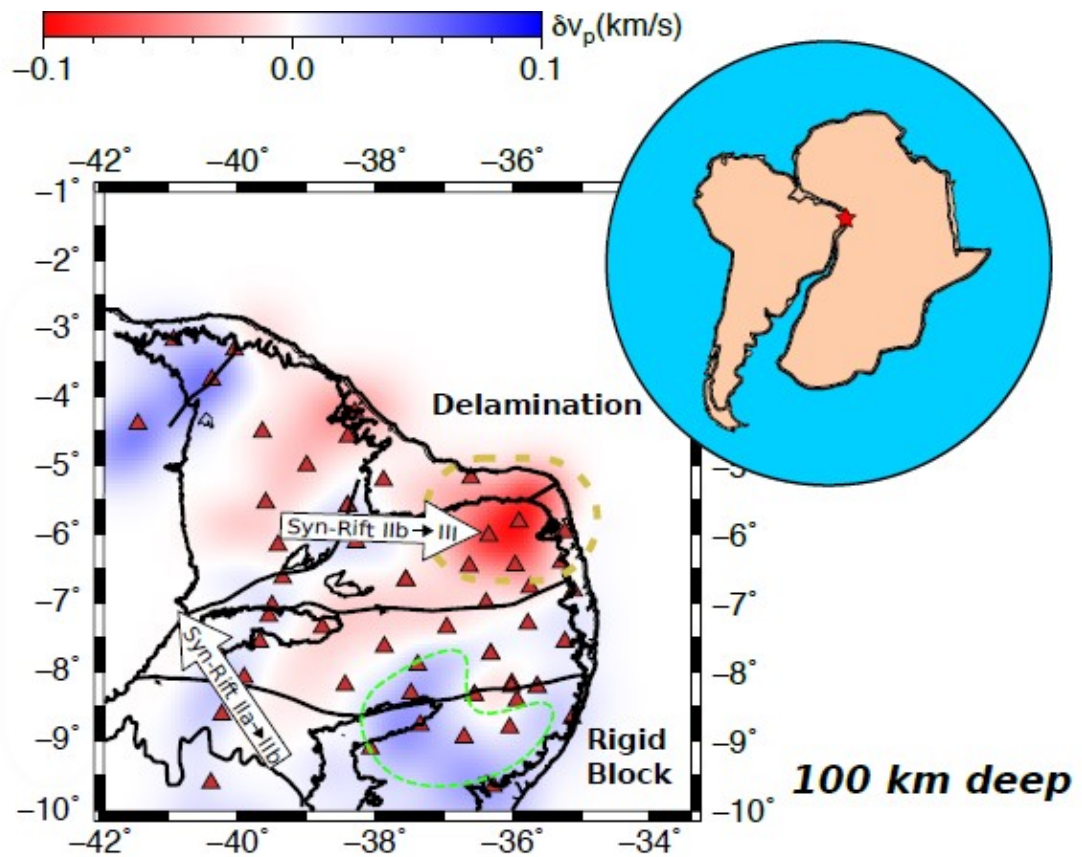
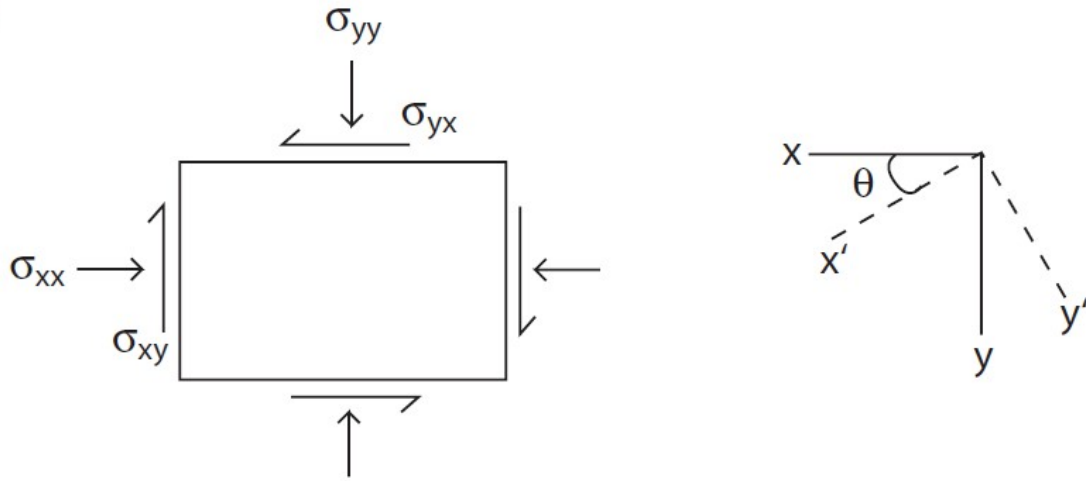


Figure 03 – Tomographic slice at 100 km depth with the postulated regions of strong rheology and delamination superimposed. Blue areas signify faster-than-average velocities, and are generally associated to regions of low temperature and strong rheology; red areas signify slower-than-average velocities, and are generally associated to regions of high temperature and weak rheology. Triangles indicate the location of seismic stations utilized in the tomographic study. The inset indicates the location of the St. Helena hotspot at the time of initiation of rifting in the Equatorial Atlantic. Adapted from Simões Neto et al. (2017).

A)



B)

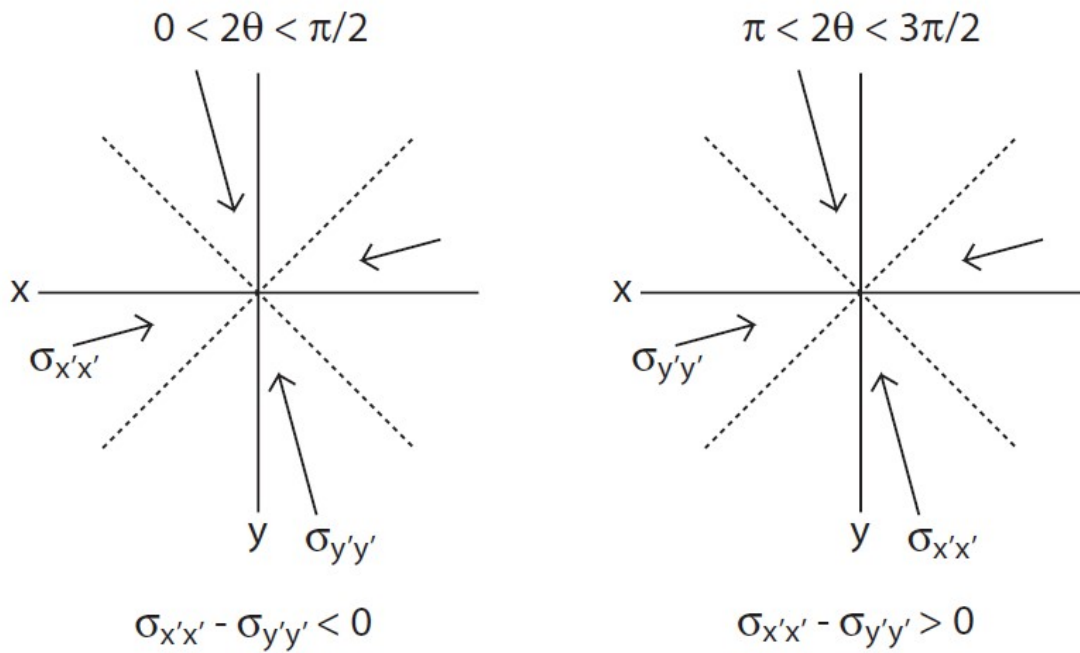


Figure A1 – (A) Stress diagram showing the positive direction of normal (compressional) and shear (left-lateral) stresses (left), according to the coordinate system with a positive-left x -axis and a positive-down y -axis (right). (B) Stress diagram showing the direction and relative size of the principal stresses obtained from eq. (A.4) and (A.5). Note that, in both situations, the least principal stress is rotated counter-clockwise with respect to the x -axis.

Capítulo 6

Discussão

As características mais importantes reveladas pelas imagens tomográficas do manto superior da Província Borborema desenvolvidas neste estudo, são: (i) a existência de um manto litosférico relativamente mais rápido sob a parte sul do Planalto da Borborema, em comparação com as regiões próximas (incluindo a parte norte do planalto); (ii) a presença de uma anomalia de baixa velocidade rasa (< 150 km) sob o canto mais ao norte da Província Borborema e (iii) a presença de uma faixa com tendência nordeste-sudoeste de material de baixa velocidade em profundidades astenosféricas. Essas observações trazem informações importantes para os modelos de soerguimento do planalto (intraplaca) e vulcanismo propostos para a Província de Borborema, assim como para modelos de abertura do Oceano Atlântico na zona equatorial.

6.1 Vulcanismo intraplaca

O vulcanismo Cenozoico é evidenciado ao longo de dois alinhamentos magmáticos: o Alinhamento Fernando Noronha-Mecejana (AFNM), principalmente *off-shore* e tendência na direção leste-oeste, e o Alinhamento Macau-Queimadas (AMQ), localizado *on-shore* e tendência na direção norte-sul. Uma análise regional da distribuição espacial e temporal de idades K/Ar para amostras de rochas magmáticas e vulcânicas na Província Borborema por Mizusaki et al. (2002) concluíram que as idades radiométricas com menos de 80 Ma se formaram após atividades de *hot-spot*. Os autores observaram que, de acordo com os dados petrográficos e geoquímicos, as rochas provavelmente foram formadas durante o processo tectônico de deriva para o oeste da Placa Sul-Americana, depois de ser separada da Placa Africana, e que representavam os restos de uma grande pluma (St. Helena) que

induziu a separação continental e a abertura do Atlântico equatorial. Os autores também observaram que o *hot-spot* mais intenso teria evoluído ao longo do AFNM, que exibe uma tendência para o oeste. A origem do vulcanismo do AMQ relacionada a uma pluma do manto também havia sido proposta por Jardim de Sá et al. (1999), apesar da sua falta de uma progressão da idade e da sua orientação ortogonal em relação ao movimento da placa (Almeida et al., 1988). Além disso, a análise de dados geoquímicos mostrou que o magmatismo AMQ poderia ser igualmente explicado através de processos metassomáticos na litosfera inferior seguido de movimento ascendente do manto terrestre para uma área de menor pressão (Silveira, 2006).

Com base em determinações de idade de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Knesel et al. (2011) observaram que a atividade vulcânica no continente foi ativa entre 93 e 7 Ma e que não parou antes do início do vulcanismo em Fernando de Noronha, demonstrando que a sobreposição de tempo é superior a 15 Ma entre os alinhamentos magmáticos. Os autores argumentaram que a duração prolongada, o pequeno volume e a falta de progressão clara do vulcanismo *on-shore* com a idade, sugerem que essa atividade seria originada por uma convecção *edge-driven*. De acordo com o resultado da modelagem numérica (King e Anderson, 1998), uma célula de convecção de pequena escala pode se formar no manto sub-litosférico ao lado de mudanças rápidas na espessura litosférica, quando os contrastes das temperaturas através do limite quase vertical são pequenos. O fluxo descendente é esperado ao lado da fronteira, enquanto o fluxo na direção ascendente seria observado a distâncias entre 100 e 600 km. De acordo com Knesel et al. (2011) as correntes de convecção *edge-driven* são capazes de produzir, ao longo do tempo, magmatismo intraplaca e produzir um arrasto do manto litosférico frio para o interior do manto subjacente quente. Esse fluxo também explicaria a falta de progressão da idade ao longo da MQA e, como uma célula de convecção em pequena escala viajaria com a placa, também explicaria o caráter de longa vida do vulcanismo *on-shore*.

O mapeamento da espessura da zona de transição sob a Província Borborema com funções de receptor já demonstrou a ausência de anomalias térmicas profundas que poderiam estar relacionadas à passagem de uma pluma do manto (Pinheiro e Julià, 2014). As imagens tomográficas, apresentadas neste trabalho, demonstram a presença de uma anomalia de baixa velocidade sob o canto nordeste da Província a 100 km de profundidade, limitada pelo alinhamento Macau-Queimadas ao oeste e pelo Lineamento Patos ao sul (figura 3.7). A localização desta anomalia de baixa velocidade coincide com a anomalia de

geoide de 10m, relatada por Ussami et al. (1999). A polaridade negativa da anomalia observada, seu caráter superficial e a sobreposição geográfica da borda ocidental com o AMQ, sugerem que esta anomalia pode representar a assinatura sísmica da célula de convecção em pequena escala postulada por Knesel et al. (2011). A modelagem numérica prevê que a convecção de *edge-driven* domine o fluxo sub-litosférico para contrastes de temperatura pequenas, tolerando um fluxo astenosférico do continente para oceano seguindo um fluxo de Couette (King e Anderson, 1998). A seção transversal na latitude 6 °S (figura 3.9 a) mostra uma mudança de velocidade da onda P astenosférica (250 km de profundidade) no AMQ de $\sim 0,1$ km/s, o que se traduziria em uma temperatura contraste de 100 °C (Cammarano et al., 2003). Provavelmente o contraste de velocidade de 0,1 km/s está sendo subestimado, pois o *damping* durante a inversão tomográfica tenderá a suavizar a variação da velocidade. Ainda assim, esse contraste de temperatura é cerca de 1 ordem de grandeza maior do que o requerido para a convecção por *edge-driven*, sugerindo que o fluxo astenosférico, em grande escala e para o leste, é o efeito dominante.

Alternativamente, Sleep (2003) propõe que o vulcanismo intraplaca no nordeste do Brasil, com menos de 85 Ma, pode ser explicado através do fluxo sub-litosférico lateral. A fonte desse fluxo seria a cauda de pluma, agora centrada sob a bacia do Paraná, que foi localizada em outros estudos tomográficos (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003). Embora a anomalia sísmica tenha sido inicialmente interpretada como uma pluma de manto fóssil, relacionada a inundação de basaltos impregnados com os sedimentos da bacia, Sleep (2003) relaciona essa anomalia a uma pluma diferente – a pluma do Paraná - que teria atravessado o cráton Amazônico, há cerca de 85 Ma, e atingiu o nordeste brasileiro através do fluxo lateral ao longo dos canais sublitosféricos. Além disso, o magma, que fluiria lateralmente, teria ficado em frente à espessa litosfera do cráton do São Francisco, que teria se comportado como uma "represa" litosférica. Essa represa teria, eventualmente, sofrido uma ruptura nas bordas norte e sul, atingindo as margens continentais e formando o *hot-spot* de Fernando de Noronha e Martin Vaz.

Curiosamente, as imagens tomográficas com 150 a 300 km de profundidade, apresentadas neste trabalho, revelam um canal de baixa velocidade no manto astenosférico na direção nordeste-sudoeste, contornando o Planalto da Borborema a oeste. Além disso, se este canal de baixa velocidade fosse a assinatura sísmica do fluxo lateral postulado por Sleep (2003), as imagens tomográficas sugerem que o fluxo tem dois ramos: um com

tendências de leste-oeste sob a bacia de Araripe e outro ao longo do Lineamento Patos, e que ele se espalha ao longo da margem equatorial ao atingir a Bacia Potiguar. Importante notar que as secções transversais mostram que a anomalia rasa de baixa velocidade (100 km de profundidade) está conectada a esse fluxo lateral, suportando a interpretação de material de pluma que ficou acumulada na borda do continente ao invés de uma célula de convecção de pequena escala independente. Contudo, essa conexão pode ser resultado dos efeitos resultantes da distribuição dos raios (veja figura 2.2).

6.2 Soerguimento do Planalto

Em relação ao soerguimento do Planalto de Borborema, as explicações tradicionais se enquadram em uma das seguintes duas categorias: (i) topografia permanente, na qual a topografia alta é explicada através da compensação isostática devido ao espessamento da crosta subjacente (Oliveira e Medeiros, 2012; Morais Neto et al., 2009); e (ii) topografia dinâmica, na qual a topografia alta é explicada através de elevação térmica devido a uma pluma do manto (Jardim de Sá et al., 1999) ou a um corpo quente e de baixa densidade no manto superior (Ussami et al., 1999). Alternativamente, foi proposto que a alta topografia do Planalto de Borborema não seja o resultado do soerguimento tectônico, mas ao estiramento diferencial da litosfera devido à diferença de reologia entre o Planalto da Borborema e a Depressão Sertaneja (Luz et al., 2015).

As anomalias de velocidade rápida e baixa, observadas nas imagens tomográficas do manto superior, são comumente interpretadas em termos de variação de temperatura (Goes et al., 2000, 2005; James et al., 2004). No entanto, variações na velocidade sísmica também podem resultar de mudanças na composição química, *partial melting* e/ou fluidos. Artemieva et al. (2004), avaliou as contribuições relativas dos efeitos térmicos e não térmicos nos mapas tomográficos globais da velocidade da onda S (V_S) e da atenuação (Q_S) através da comparação com mapas da estrutura térmica do manto superior continental. Os autores relataram que o sinal de V_S (e Q_S) geralmente se correlaciona inversamente com a temperatura litosférica, e os valores teóricos V_S^T (e Q_S^T) calculados exclusivamente a partir de anomalias de temperatura são capazes de explicar variações observadas em V_S (e Q_S) em 50 % das áreas continentais a 100 km de profundidade. Além disso, uma inspeção detalhada dos mapas de comparação mostra que grande parte do Nordeste Brasileiro pertence

a esses 50 %, embora a metade oriental da Província de Borborema pareça ter velocidades S um pouco acima do valor teórico (~ 2 %). Em qualquer caso, Artemieva et al. (2004) alertaram sobre a interpretação de anomalias em pequena escala devido à resolução lateral diferente entre a temperatura e os mapas tomográficos.

Processos de deformação por fluxo lento na litosfera inferior podem ser modelados através de um meio viscoelástico em que a viscosidade depende exponencialmente da pressão e do inverso da temperatura absoluta (Turcotte e Schubert, 1973). Assim, para as rochas mantidas a uma dada pressão (ou profundidade), um aumento de temperatura diminuirá rapidamente a viscosidade, reduzindo a profundidade na qual o relaxamento viscoelástico ocorre e tornando a litosfera mais facilmente deformável. As fatias tomográficas desenvolvidas neste estudo a 100-150 km de profundidade (figura 3.6a, b) demonstram que o planalto do sul está subjacente a um manto litosférico relativamente mais rápido. As velocidades rápidas continuam na fronteira sul do planalto e no Cráton São Francisco, mas, conforme discutido nos testes de resolução, a estrutura sísmica não está bem resolvida ao sul da latitude de 10° S (figura 3.11). Utilizando uma interpretação térmica das anomalias de velocidade (Artemieva et al., 2004), e relacionando ainda a temperatura com a reologia (Turcotte e Schubert, 1973), é possível concluir que o sul do Planalto constitui um bloco litosférico mais frio e reologicamente mais forte dentro da Província Borborema. Assim, se a interpretação térmica das anomalias de velocidade apresentada neste trabalho estiver correta, as imagens tomográficas desenvolvidas para a Província Borborema favorecem o modelo de estiramento diferencial proposto por Luz et al. (2015).

A origem da elevação observada ao norte do planalto, no entanto, permanece inexplicada. A seção transversal vertical ao longo da latitude 6° S (figura 3.9a) mostra que a anomalia de baixa velocidade a 150 km de profundidade abaixo da parte norte do planalto está conectada com o fluxo lateral postulado, que faz fronteira com o planalto do sul a oeste. Isso sugere um domeamento térmico devido a um manto mais quente do que a média como origem para o soerguimento tectônico na parte norte do Planalto. No entanto, todo o manto litosférico logo acima do fluxo lateral postulado parece ter sido aquecido termicamente enquanto apenas a região entre a parte sul do Planalto e a bacia de Araripe exibem uma topografia elevada. Cabe mencionar que Oliveira e Medeiros (2012) observaram anomalias gravimétricas de ar-livre não nulas em toda a Província Borborema, o que indica que sua topografia poderia ter um componente dinâmico regional. A topografia dinâmica

devido ao domeamento térmico, ao longo do fluxo do manto lateral postulado, poderia ser responsável pelo componente dinâmico da elevação em uma escala regional.

6.3 Transferências de esforços durante a Abertura do Atlântico na zona equatorial

O bloco reologicamente mais forte, postulado através dos resultados tomográficos apresentados, poderia também explicar o marco cinemático, proposto por Matos (1999), para a migração do rifteamento nas bacias do Nordeste. Em primeiro lugar, avaliamos a viabilidade que um manto frio na zona equatorial, como proposto por Bonatti (1996), possa explicar a rotação dos esforços descritos por Matos (1999). É possível estimar a influência desse manto superior frio, durante a abertura do Atlântico equatorial, através de cálculos do campo de esforços teóricos. O choque da abertura do Atlântico Sul, que se propagava na direção norte, nesse cinturão frio resultaria em tensões de cisalhamento sobre a litosfera, que se adicionariam aos esforços regionais resultantes da propagação do rifte do Atlântico Sul. Seguindo Turcotte e Schubert (2002), o novo ângulo do esforço principal mínimo seria:

$$\tan 2\theta = \frac{2\sigma_{xy}}{\sigma_{xx} - \sigma_{yy}}, \quad (6.1)$$

onde σ_{xx} será o esforço compressivo mínimo, σ_{yy} será o esforço compressivo máximo, σ_{xy} será o esforço de cisalhamento adicional na litosfera fria e θ representará o ângulo de rotação (onde é assumido que o sentido anti-horário será positivo). Utilizando a convenção adotada por Turcotte e Schubert (2002), na qual os esforços compressivos são positivos, é obtido que $\sigma_{xx} - \sigma_{yy} < 0$ e $\sigma_{xy} < 0$, onde, de acordo com a equação (6.1), $\tan 2\theta > 0$. Este resultado mostra que o esforço principal mínimo será rotacionado no sentido anti-horário em um ângulo de $\theta < 45^\circ$. Esta análise demonstra que o cisalhamento adicionado aos esforços regionais pode rotacionar o esforço mínimo principal; no entanto, um sinal positivo na tangente do ângulo indica uma rotação no sentido anti-horário, contrariamente à relatada em Matos (1999).

O resultado descrito sugere que o cisalhamento do manto litosférico frio postulado no equador foi insignificante. Assim, a rotação de esforços relatada poderia ter sido o resultado da soma do campo de esforços regionais com o campo de esforços locais, gerado

por estruturas Pré-Cambrianas locais preexistentes (estruturas essas relatadas por de Matos (1999). Curiosamente, Matos (1999) também invocou um campo local de esforços - devido a um bloco crustal triangular que separa os trends RTJ e GSA - para explicar a preservação dos esforços noroeste-sudoeste no trend RTJ durante o estágio Syn-rift III. Além disso, se as estruturas Pré-Cambrianas preexistentes fossem responsáveis pela primeira rotação dos esforços no sentido horário, a segunda rotação no sentido anti-horário, associada à transição Syn-rift IIb para Syn-rift III, resultaria simplesmente da migração do rifteamento para leste ao longo do trend GSA, longe das estruturas do trend CP.

Outra consequência importante do quadro cinemático apresentado em Matos (1999) é a migração do rifteamento durante a transição do Syn-rift IIa para o estágio Syn-rift IIb e do Syn-rift IIb para o estágio Syn-rift III. Para a primeira migração, Matos (1999) relata que o rifteamento ao longo dos trends GSA e RTJ foi abortado (ou desacelerado) para pular para o noroeste até o trend CP; e, para a segunda migração, o rifteamento ao longo do trend CP abortou, e foi imediatamente retomado para o leste ao longo do trend GSA. Mais importante, a segunda transferência ocorreu enquanto o cisalhamento e rifteamento intracontinental iniciou ao longo da Depressão de Benue e da região Equatorial.

A migração do rifteamento pode ser explicada através de mecanismos que invocam a transferência de esforços através de blocos rígidos, semelhante ao proposto por Nyblade e Brazier (2002) para o Sistema de Riftes do Leste Africano (EARS¹). O EARS consiste em dois ramos - o rifte oriental e o rifte ocidental - que se desenvolveram principalmente nos cinturões orogênicos do Proterozoico que cercam o cráton da Tanzânia. A medida que o rifte oriental termina abruptamente ao se cruzar com a margem oriental do cráton, Nyblade e Brazier (2002) propuseram que o cráton da Tanzânia se comportou como um bloco tectônico rígido que transferiu os esforços, que estavam concentrados no rifte oriental, para o rifte ocidental. De modo similar, um bloco reologicamente forte foi identificado sob a parte sul do Planalto Borborema a partir da modelagem da função de receptor (Almeida et al., 2015; Luz et al., 2015) e as imagens tomográficas realizadas neste trabalho; foi observado que o trend RTJ termina abruptamente após o choque neste bloco forte (ver figura 6.1). Assim, para a primeira migração do rifte (Syn-rift IIa para Syn-rift IIb), o rifteamento ao longo dos trends RTJ e GSA poderia ter sido bloqueado após o choque contra essa litosfera rígida no final do Berriasiano, e os esforços transferidos para Oeste

¹ inglês: *East African Rift System*

para iniciar rifteamento ao longo da litosfera mais fraca do trend CP.

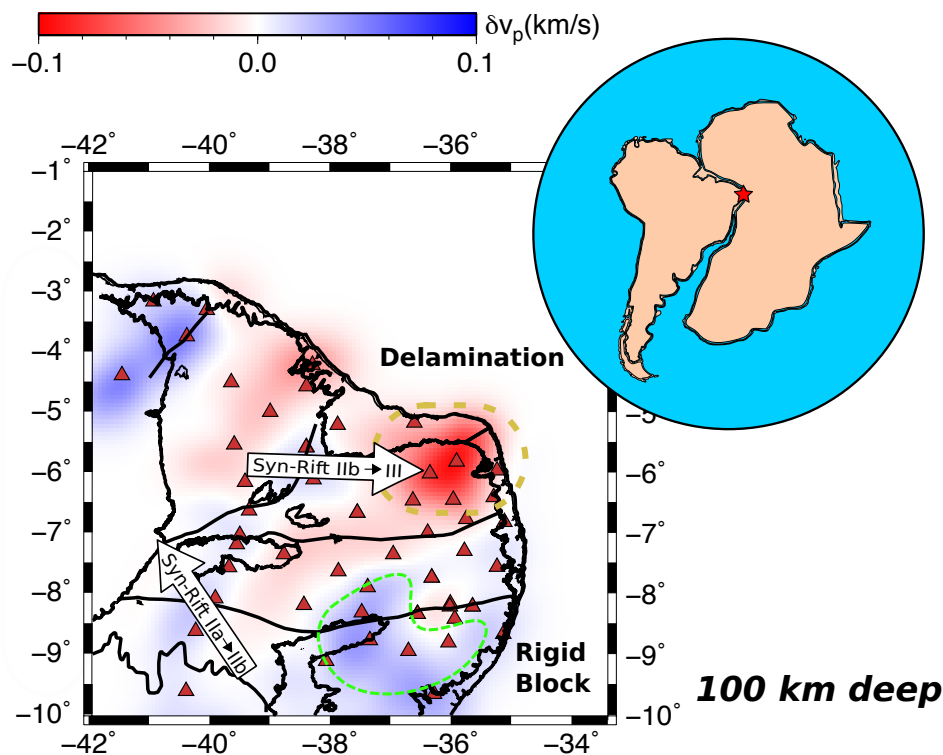


Figura 6.1: Fatia tomográfica a 100 km de profundidade com as regiões postuladas de reologia forte e delimitação superpostas. As áreas azuis significam velocidades mais rápidas do que a média, e geralmente são associadas a regiões de baixa temperatura e reologia forte; As áreas vermelhas significam velocidades mais lentas do que a média, e geralmente são associadas a regiões de alta temperatura e reologia fraca. Os triângulos indicam a localização das estações sísmicas utilizadas no estudo tomográfico. A inserção indica a localização do *hotspot* de St. Helena no momento do início do rifting no Atlântico Equatorial.

Para a segunda migração (Syn-rift IIb para Syn-rift III), é proposto que a transferência de esforços foi promovida através do enfraquecimento da litosfera sob a Fossa de Benue, após a erosão causada por uma pluma. As reconstruções paleogeográficas mostram que o *hotspot* de St. Helena foi centrado no ponto de contato entre a Depressão de Benue, e o atual nordeste da América do Sul (ver inserção na figura 6.1). Experimentos numéricos demonstraram que as plumas têm o potencial de corroer a base da litosfera e promover a acumulação de magma que enfraqueceria a litosfera subjacente (por exemplo, Sobolev et al. (2011)). A fatia tomográfica exibe uma notória anomalia de baixa velocidade a 100

km de profundidade, abaixo deste canto do nordeste (figura 6.1), sugerindo uma litosfera extremamente fina. Além disso, a delaminação litosférica também foi sugerida a partir de um estudo de rochas coletadas nas zonas de fratura equatorial (Schilling et al., 1994), o qual encontrou elementos que indicaram a dispersão da pluma de Santa Helena sob a litosfera, seguida da redistribuição devido ao cisalhamento, delaminação da litosfera continental e uma convecção secundária no manto. Além disso, uma recente reconstrução paleogeográfica da espessura litosférica de Pangeia, com base em mapas de tomografia de ondas de superfície atuais (McKenzie et al., 2015), sugere que a região da litosfera fina poderia ter se estendido mais a norte e leste sob a África antes da separação continental. A delaminação ocasionada pela pluma poderia, portanto, ter sido o evento que enfraqueceu a litosfera sob a Depressão de Benue, transferindo esforços extensionais para o leste através da litosfera mais rígida separando o trend CP, a Depressão de Benue e as bacias de rifte GSA.

Capítulo 7

Conclusões

As imagens tomográficas revelam uma anomalia de baixa velocidade perto da borda ocidental do Planalto da Borborema que poderia ter sido originada por um fluxo lateral proveniente da pluma do Paraná. Os resultados indicam que o vulcanismo intraplaca é o resultado da acumulação deste fluxo lateral no canto do continente e que este canal de baixa velocidade possa ser responsável por um componente dinâmico da topografia regional da Província Borborema. As imagens tomográficas também revelam que a litosfera ao norte do Lineamento Patos é mais lenta do que a litosfera ao sul do lineamento, apoiando o modelo de estiramento diferencial de Luz et al. (2015) como uma explicação válida para a elevação da parte sul do Planalto da Borborema. A razão para a região norte do planalto também estar elevada, no entanto, continua sendo enigmática.

Esses resultados tomográficos também foram usados para comprovar o marco cinemático de Matos (1999). A partir dos cálculos teóricos do campo de esforços, realizados nesse trabalho, foi mostrado que o cisalhamento de uma litosfera fria e espessa sobre o mínimo térmico equatorial, postulado em Bonatti (1996), é inconsistente com a rotação dos esforços registrada nas bacias de rifte da região Nordeste. Além disso, a presença dessa litosfera mais fria e rígida contrasta com os resultados tomográficos do manto superior. Portanto, é proposto que a transferência de esforços em um bloco rígido, localizado na parte sul do planalto da Borborema, (Syn-rift IIa para Syn-rift IIb) e uma litosfera rígida após a delaminação assistida por uma pluma (Syn-rift IIb para Syn-rift III) fornecem uma explicação mais plausível do marco cinemático.

Referências Bibliográficas

- Achauer U., New ideas on the Kenya rift based on the inversion of the combined dataset of the 1985 and 1989/90 seismic tomography experiments, *Journal = Tectonophysics*, 1994
- Aki K., Christofferson A., Husebye E., Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1977, p. 277–296
- Almeida F., Carneiro C., Machado Jr D., Dehira L., Magmatismo Pós-Paleozoico no Nordeste Oriental do Brasil, *Revista Brasileira de Geociências*, *Revista Brasileira de Geociências.*, 1988, vol. 18, p. 451
- Almeida F., Hasui Y., Brito Neves B., Fuck H., Brazilian structural provinces: an introduction., *Earth-Science Reviews.*, 1981, pp 1–29
- Almeida Y., Julià J., Frassetto A., Crustal architecture of the Borborema Province, NE Brazil, from receiver function CCP stacks: Implications for Mesozoic stretching and Cenozoic uplift, *Tectonophysics*, 2015, pp 68–80
- Artemieva I. M., Billien M., Lévêque J.-J., Mooney W. D., Shear wave velocity, seismic attenuation, and thermal structure of the continental upper mantle, *Geophysical Journal International*, 2004, vol. 157, p. 607
- Bartels R. H., Beatty J. C., Barsky B. A., An introduction to splines for use in computer graphics and geometric modeling. Morgan Kaufmann, 1987
- Bastow I., Nyblade A., Stuart G., Rooney T., Benoit M., Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot: Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly, *Geophysical Research.*, 2008, vol. 30

- Benoit M., Nyblade A., VanDecar J., Gurrola H., Upper mantle P wave velocity structure and transition zone thickness beneath the Arabian Shield, *Geophysical Research.*, 2003, vol. 30
- Benz H. M., Zandt. G., Teleseismic tomography: lithospheric structure of the San Andreas fault system in northern and central California., *journal = Seismic Tomography: Theory and practice.*, 1993
- Bonatti E., Anomalous opening of the Equatorial Atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum, *Earth and planetary science letters*, 1996, vol. 143, p. 147
- Bonatti E., Seyler M., Sushevskaya N., A cold suboceanic mantle belt at the Earth's equator, *Science*, 1993, vol. 261, p. 315
- Brito Neves B. B., Cordani U. G., Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic, *Precambrian Research*, 1991, vol. 53, p. 23
- Bungum H., Husebye E., Ringdal F., The NORSAR array and preliminary results of data analysis, *Geophysical Journal International*, 1971, vol. 25, p. 115
- Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D., Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2003, vol. 138, p. 197
- Cordani U. G., Brito-Neves B. B., D'Agrella-Filho M. S., From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America, *Gondwana Research*, 2003, vol. 6, p. 275
- de Matos R. M. D., History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa, *Geological Society, London, Special Publications*, 1999, vol. 153, p. 55
- de Sá J., Macedo M. H., Fuck R. A., Kawashita K., Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco, *Brazilian Journal of Geology*, 1992, vol. 22, p. 472
- Glahn A., Granet M., Southern Rhine Graben: small-wavelength tomographic study and implications for the dynamic evolution of the graben, *Geophysical Journal International*, 1993, vol. 113, p. 399
-

- Goes S., Govers R., Vacher P., Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2000, vol. 105, p. 11153
- Goes S., Simons F. J., Yoshizawa K., Seismic constraints on temperature of the Australian uppermost mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, vol. 236, p. 227
- Graeber F. M., Houseman G. A., Greenhalgh S. A., Regional teleseismic tomography of the western Lachlan Orogen and the Newer Volcanic Province, southeast Australia, *Geophysical Journal International*, 2002, vol. 149, p. 249
- Hansen S., Nyblade A., Benoit M., Mantle structure beneath Africa and Arabia from adaptively parameterized P-wave tomography: Implications for the origin of Cenozoic Afro-Arabian tectonism, *Earth Planet Science Letters.*, 2012, pp 23–34
- Humphreys E. D., Clayton R. W., Tomographic image of the southern California mantle, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1990, vol. 95, p. 19725
- James D. E., Boyd F., Schutt D., Bell D., Carlson R., Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2004, vol. 5
- Jardim de Sá E., Tectônica cenozóica na margem equatorial da Província Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuição da Geologia Estrutural no continente), 8 Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 2001
- Jardim de Sá E., Souza Z., Vasconcelos P., Saadi A., Galindo A., Lima M., Oliveira M., Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. In X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos–IV International Symposium on Tectonics. SBG, Curitiba, Abstracts CD , 2005, p. 160
- Jardim de Sá E., Matos R., Moraes Neto J., Saadi A., Epirogenia cenozoica na Província Borborema:síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados., VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Sociedade Brasileira de Geologia, Lençóis, Brazil, Boletim de Resumos Expandidos., 1999, pp 160–162
-

- Kennett B. L. N., Engdahl E. R., Buland R., Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times., *Geophys. J. Int.*, 1995
- Kennett B. L. N., Sambridge M. S., Williamson P. R., Subspace methods for large scale inverse problems involving multiple parameter classes, *Geophysical Journal.*, 1988
- King S. D., Anderson D. L., Edge-driven convection, *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, vol. 160, p. 289
- King S. D., Ritsema J., African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons, *Science*, 2000, vol. 290, p. 1137
- Klitgord K., Schouten H., Plate kinematics of the central Atlantic The Geology of North America, M, The Western North Atlantic Region PR Vogt, BE Tucholke, 1986, pp 351–378
- Knesel K., Souza Z., Vasconcelos P., Cohen B., Silveira F., Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume in the continent., *Earth and Planetary Science Letters.*, 2011, pp 38–50
- Kusznir N., Karner G., Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: application to the Woodlark, Newfoundland and Iberia margins, *Geological Society, London, Special Publications*, 2007, vol. 282, p. 389
- Lay T., Wallace T. C., *Modern global seismology.* vol. 58, Academic press, 1995
- Lee W. H. K., Pereyra V., *Mathematical Introduction to Seismic Tomography.*, *Seismic Tomography: Theory and practice.*, 1993
- Luz R., Julià J., Nascimento A. F., Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2015, vol. 120, p. 3848
- McKenzie D., Daly M. C., Priestley K., The lithospheric structure of Pangea, *Geology*, 2015, vol. 43, p. 783
- Magnavita L. P., *Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, NE Brazil.*, University of Oxford, 1992, Tese de Doutorado
-

- Marzoli A., Renne P. R., Piccirillo E. M., Ernesto M., Bellieni G., De Min A., Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province, *Science*, 1999, vol. 284, p. 616
- Menezes M., Moraes Neto J., Szatmari P., York D., Relação cronológica entre o vulcanismo Macau e a Formação Serra do Martins com base em datação Ar-Ar do plug basáltico Serrote Preto (RN, Nordeste do Brasil), SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2003, vol. 9, p. 246
- Menke W., Applications of the POCS inversion method to interpolating topography and other geophysical fields, *Geophysical Research Letters*, 1991, vol. 18, p. 435
- Michaelson C. A., Weaver C. S., Upper mantle structure from teleseismic P wave arrivals in Washington and northern Oregon, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1986, vol. 91, p. 2077
- Mizusaki A., Thomaz-Filho A., Milani E., Césero P., Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil., *Earth Planet Science Letters.*, 2002, pp 183–198
- Morais Neto J., Hegarty K., Karner G., Alkmim F., Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil., *Marine and Petroleum Geology.*, 2009
- Netto A. S. T., Oliveira J., O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo, *Revista Brasileira de Geociências*, 1985, vol. 15, p. 97
- Neves S. P., Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana, *Tectonics*, 2003, vol. 22
- Nyblade A. A., Brazier R. A., Precambrian lithospheric controls on the development of the East African rift system, *Geology*, 2002, vol. 30, p. 755
- Oliveira D., O papel do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim na evolução tectônica do nordeste oriental (Brasil): implicações na formação do Rifte Potiguar, Ms. C. thesis, Univ. Fed. de Ouro Preto, Ouro Preto, Brazil, 1992
-

- Oliveira E. P., Windley B. F., Araújo M. N., The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana, *Precambrian Research*, 2010, vol. 181, p. 64
- Oliveira R., Medeiros W., Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates., *Journal of South American Earth Sciences*., 2012, pp 60–76
- Oliver J., Murphy L., WWNSS: Seismology's global network of observing stations, *Science*, 1971, vol. 174, p. 254
- Oncescu M. C., Burlacu V., Anghel M., Smalbergher V., Three-dimensional P-wave velocity image under the Carpathian Arc, *Geophys. J. Int.*, 1984
- Pinheiro A., Julià J., Normal thickness of the upper mantle transition zone in the NE Brazil does not favor mantle plumes as origin for intraplate Cenozoic volcanism., *Geophysical Journal International*., 2014, vol. 199, p. 996
- Plomerová J., Babuška V., Kozlovskaya E., Vecsey L., Hyvönen L., Seismic anisotropy—a key to resolve fabrics of mantle lithosphere of Fennoscandia, *Tectonophysics*, 2008, vol. 462, p. 125
- Rasmussen J., Humphreys E., Tomographic image of the Juan de Fuca Plate beneath Washington and western Oregon using teleseismic P-wave travel times, *Geophysical Research Letters*, 1988, vol. 15, p. 1417
- Rawlinson N., Houseman G. A., Collins. C. D. N., Inversion of seismic refraction and wide-angle reflection traveltimes for 3-D layered crustal structure., *journal = Geophysical Journal*, 2001
- Rawlinson N., Kennett B., Teleseismic tomography of the upper mantle beneath the southern Lachlan Orogen, Australia, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2008, vol. 167, p. 84
- Rawlinson N., Pozgay S., Fishwick S., Seismic tomography: a window into deep Earth, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2010, vol. 178, p. 101
-

- Rawlinson N., Reading A. M., N. K. B. L., Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography., *Journal of Geophysical Research*, 2006, vol. 111
- Rawlinson N., Sambridge M., Seismic traveltime tomography of the crust and lithosphere., *journal = Adv. Geophysic*, 2003
- Rawlinson N., Sambridge M., Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the Fast Marching Method., *Geophys. J. Int.*, 2004
- Ritsema J., Nyblade A., Owens T., Langston C., VanDecar J., Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, East Africa: implications for the stability of cratonic lithosphere., *Geophysical Research*., 1998
- Saltzer R. L., Humphreys E. D., Upper mantle P wave velocity structure of the eastern Snake River Plain and its relationship to geodynamic models of the region, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1997, vol. 102, p. 11829
- Santos A. C., Padilha A. L., Fuck R. A., Pires A. C., Vitorello I., Pádua M. B., Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema province, NE Brazil, *Tectonophysics*, 2014, vol. 610, p. 39
- Santos T. J. S., Fetter A. H., Hackspacher P. C., Van Schmus W., Neto J. N., Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana, *Journal of South American Earth Sciences*, 2008, vol. 25, p. 271
- Schilling J.-G., Hanan B. B., McCully B., Kingsley R., Fontignie D., Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb isotopic study, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1994, vol. 99, p. 12005
- Schimmel M., Phase Cross-Correlations: Design, Comparisons, and Applications., *Bulletin of the Seismological of America*, 1999
- Schimmel M., Assumpção M., VanDecar J., Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2003, vol. 108
-

- Schimmel M., Assumpção M., VanDecar J., Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions, *Geophysical Research*., 2003
- Schimmel M., Paulssen H., Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks, *Geophysical Journal International*, 1997, vol. 130, p. 497
- Sethian J. A., Popovici A. M., 3-D travelttime computation using the fast marching methods., *Geophys.*, 1999
- Silveira F. V., Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil, 2006
- Sleep N. H., Fate of mantle plume material trapped within a lithospheric catchment with reference to Brazil, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, vol. 4
- Sobolev S. V., Sobolev A. V., Kuzmin D. V., Krivolutsкая N. A., Petrunin A. G., Arndt N. T., Radko V. A., Vasiliev Y. R., Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes, *Nature*, 2011, vol. 477, p. 312
- Steck L. K., Thurber C. H., Fehler M. C., Lutter W. J., Roberts P. M., Baldrige W. S., Stafford D. G., Sessions R., Crust and upper mantle P wave velocity structure beneath Valles caldera, New Mexico: results from the Jemez teleseismic tomography experiment, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998, vol. 103, p. 24301
- Torsvik T. H., Müller R. D., Van der Voo R., Steinberger B., Gaina C., Global plate motion frames: toward a unified model, *Reviews of geophysics*, 2008, vol. 46
- Trompette R. R. T., Geology of western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-Africa-Brasiliano aggregation of South America and Africa. No. 55 (215-13) TRO, 1994
- Turcotte D., Schubert G., Frictional heating of the descending lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 1973, vol. 78, p. 5876
- Turcotte D., Schubert G., , 2002 *Geodynamics*, 456 pp
- Ussami N., Molina E., Medeiros W., Novos Vínculos sobre a Evolução Térmica da Margem Continental Leste do Brasil., VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis - BA. Resumos Expandidos. Salvador - BA : Sociedade Brasileira de Geologia., 1999
-

-
- Van Schmus W., Oliveira E., Da Silva Filho A., Toteu S., Penaye J., Guimarães I., Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt, Geological Society, London, Special Publications, 2008, vol. 294, p. 69
- VanDecar J., Upper mantle structure of the Cascadia subduction zone from non-linear travel-time inversion, Tese de Doutorado., 1991, p. 166
- VanDecar J., Crosson R., Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares, Bulletin of the Seismological Society of America, 1990, pp 150–169
- VanDecar J., James D., Assumpção M., Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces, Nature, 1995, pp 25–31
- VanDecar J. C., Snieder R., Obtaining smooth solutions to large, linear, inverse problems, Geophysics, 1994, vol. 59, p. 818
- Vaucher A., Neves S., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V., The Borborema shear zone system, NE Brazil, Journal of South American Earth Sciences, 1995, vol. 8, p. 247
- Zandt G., Seismic images of the deep structure of the San Andreas fault system, central Coast Ranges, California, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1981, vol. 86, p. 5039
- Zhang Y.-S., Tanimoto T., Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps, Nature, 1992, vol. 355, p. 45
- Zhou H.-w., A high-resolution P wave model for the top 1200 km of the mantle, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1996, vol. 101, p. 27791
-

Apêndice

Apêndice A

Resultados para a tomografia telessísmica de onda S

Nesse apêndice serão apresentados os resultados da tomografia telessísmica para a onda S. Na figura A.1, são mostradas as estações sísmicas que registraram as ondas sísmicas com fase S. A rede combinada de estações inclui: (i) 17 estações de banda larga pertencentes a Rede Sismográfica do Nordeste (RSISNE); (ii) 4 estações de banda larga que operaram sob a iniciativa do Instituto do Milênio; (iii) 8 estações de banda larga que foram implantadas pelo projeto *Borborema Deep Electromagnetic and Sismic* (BODES); (iv) e a estação da Rede Sismográfica Global (GSN: *Global Seismograph Network*, U.S. Geological Survey) localizada em Riachuelo (RCBR), em operação desde 1999. Diferente da tomografia de onda P, não foram utilizadas as estações de período curto para os eventos de fase S, pois a frequência utilizada para filtrar as formas de onda não seria suficiente para registrar essa fase. O período de funcionamento das redes foram sobrepostas no tempo e tinham pelo menos uma estação comum (RCBR).

Para a realização da tomografia foram considerados eventos telessísmicos com distâncias epicentrais (fonte-estação) entre 30° e 95° . Estas distâncias epicentrais garantem que as ondas S diretas sejam registradas nos sismogramas sem interferência com chegadas de outros percursos telessísmicos. Os eventos selecionados possuem magnitudes maiores que 5.5 mb. No total, foram selecionados 108 eventos telessísmicos, resultando em 1561 medições de chegadas de onda S registradas nas estações sismográficas na Província Borborema. Todas as fases foram marcadas nas componentes transversais das formas de onda registradas. A Figura A.2 mostra a distribuição dos eventos com relação ao centro da área de estudo e, para melhor visualizar a frequência de eventos em cada azimuth, é mostrada na Figura A.3 a distribuição de eventos em um diagrama roseta. Assim como os eventos usados para a fase P, grande parte dos eventos que registraram a fase S tem origem na subdução da

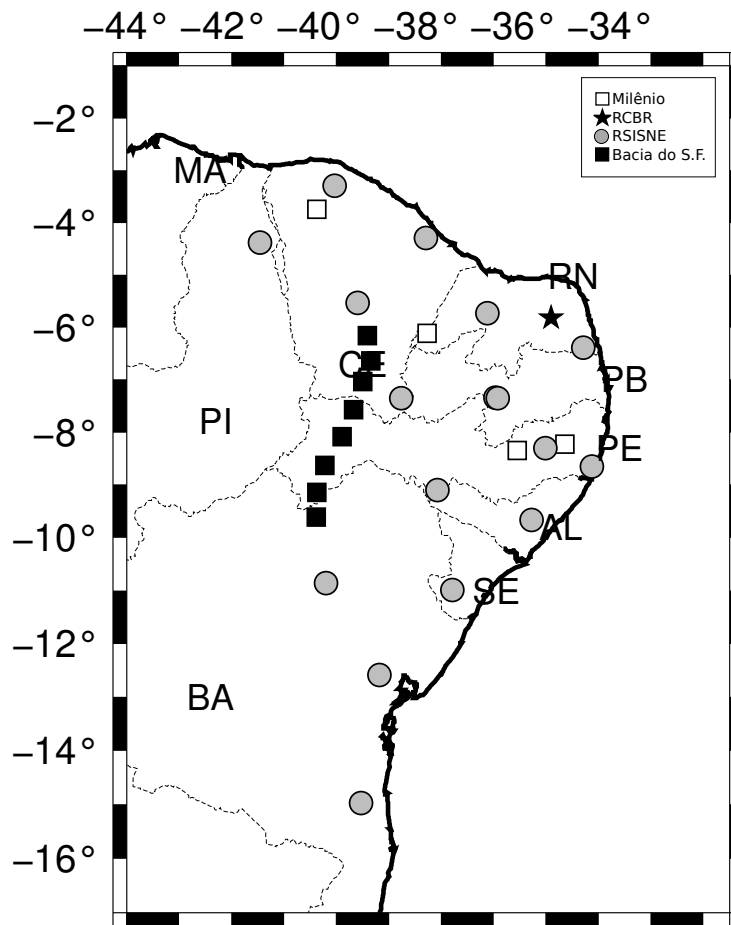


Figura A.1: Localização das 30 estações usadas para gerar as imagens tomográficas para a onda S.

Placa de Nazca sob a Placa Sul Americana.

Histogramas para os resíduos relativos da fase S são mostrados na Figura A.4. Para a fase S a média e desvio padrão são -0.016 e 1,41 s, respectivamente. Na figura A.4a é mostrada a distribuição dos resíduos relativos da fase S após a inversão. Os valores da média dos coeficientes de correlação e dos desvios padrões dos coeficientes de correlação para a fase S são mostrados na figura A.5. Cada ponto corresponde a um evento registrado por um conjunto de estações.

A figura A.6 mostram as curvas de *trade-off* entre o RMS do dado e a rugosidade do modelo final e entre o RMS do dado e a variância do modelo final. A partir dessas curvas, são definidos os valores de η e ϵ . O método para encontrar os valores é o mesmo que foi

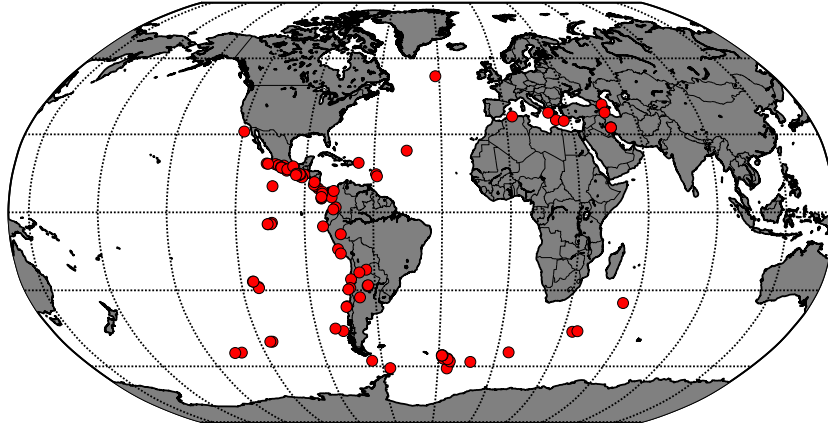


Figura A.2: Distribuição dos eventos utilizados neste trabalho. Os pontos vermelhos marcam os eventos utilizados para marcar a fase S.

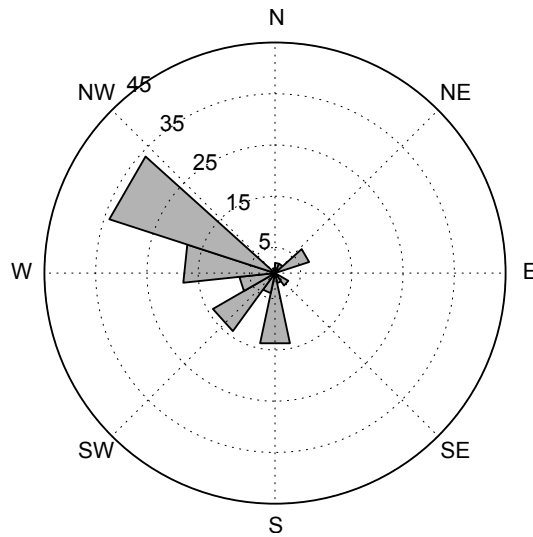


Figura A.3: Distribuição dos 108 eventos telessísmicos (para a fase S) usados para gerar a imagem tomográfica 3D da área de estudo. Para referência a quantidade aproximada de eventos para cada azimute é mostrado na figura.

descrito no capítulo 3. Os valores usado para η e ϵ foram 0,001 e 100, respectivamente. O modelo final reduz o RMS do dado de 1442,73 para 570,36 ms (o que corresponde a uma mudança na variância do dado de $2,083 \text{ s}^2$ para $0,325 \text{ s}^2$), ou seja, 60,6%.

Os resultados tomográficos para a onda S são mostrados nas figuras A.7 a A.10. A figura A.7 contém as principais características geológicas, como o Planalto de Borborema, o cráton de São Francisco, e a Bacia do Parnaíba. Os resultados para a onda S também apresentam as mesmas características dos apresentados para a onda P, mas com menor

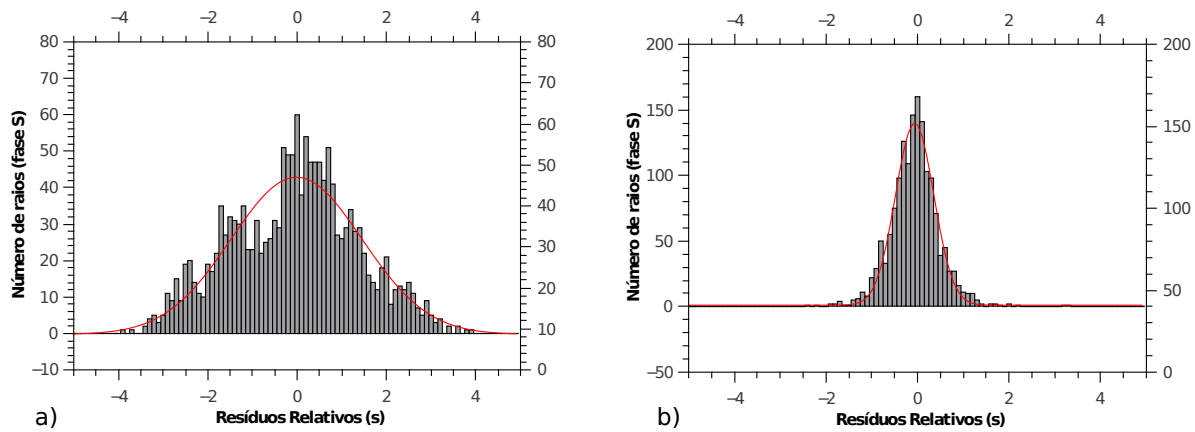


Figura A.4: Histogramas dos resíduos relativos para fase S antes da inversão (a) e a distribuição dos resíduos S após a inversão (direita). Uma função de Gauss (b) foi adicionada para referência.

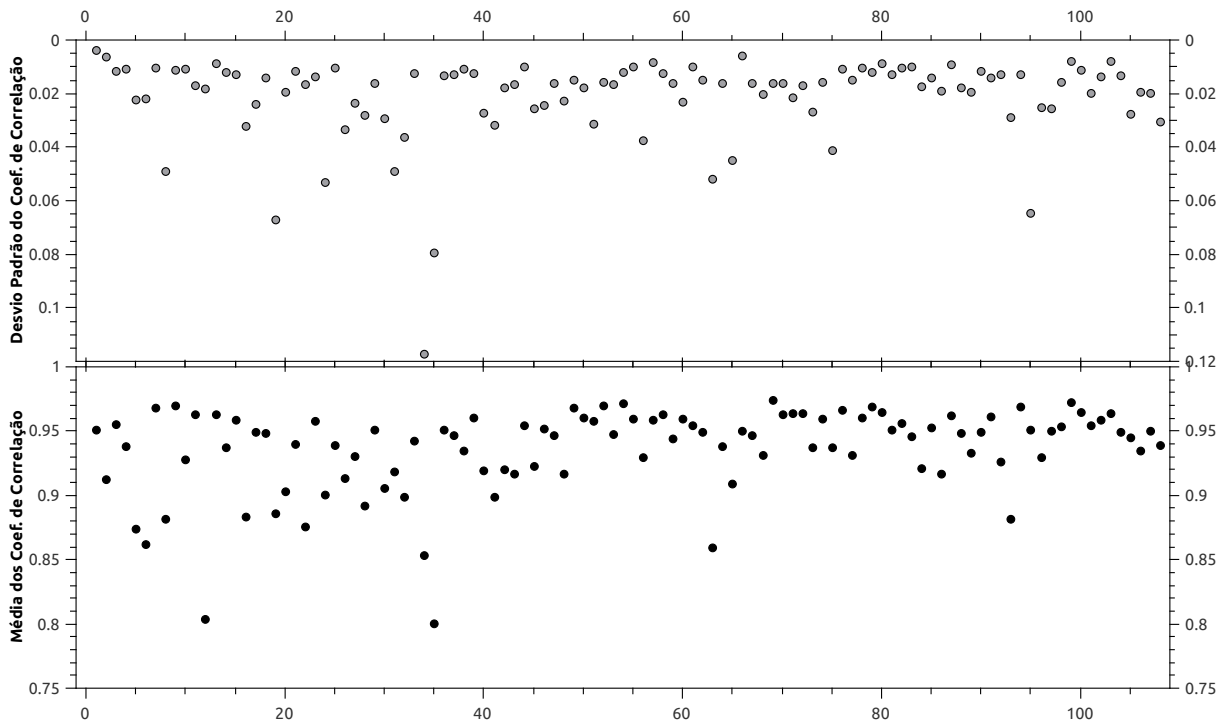
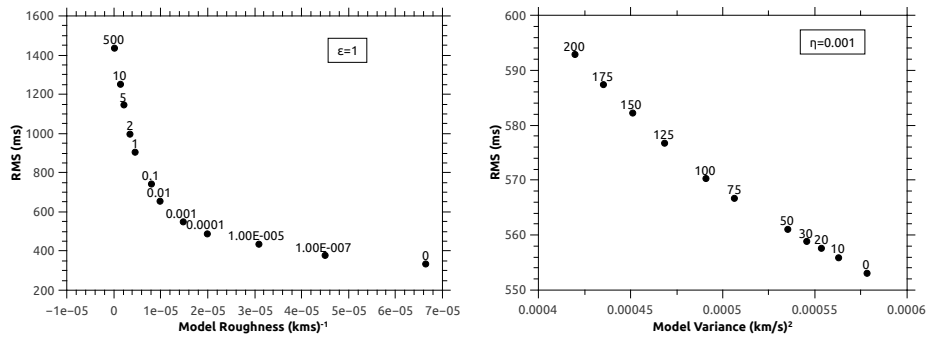
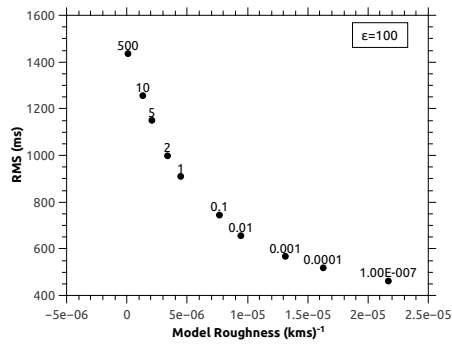


Figura A.5: Estatísticas associadas aos conjuntos de traços para cada evento com fase S. Na parte de cima são mostrados os desvios padrões das medidas dos coeficientes de correlação para cada evento, e na parte de baixo são mostrados os desvios padrões para os coeficientes de correlação cruzada máximo para cada evento. Os valores são associados com cada evento registrado pelo conjunto de estações (108 eventos para a fase S). Todos os valores dos coeficientes de correlação estão acima de 80 %.

resolução. Isso deve-se a menor quantidade de estações, pois foram excluídas as estações de período curto. Mesmo assim é possível localizar a anomalia de baixa velocidade (em



(a) Varia o parâmetro de suavidade. (b) Varia o parâmetro de amortecimento.



(c) Varia o parâmetro de suavidade.

Figura A.6: Método usado para estimar os parâmetros de suavidade e amortecimento na inversão de onda S.

vermelho) na parte norte do Planalto de Borborema e a predominância de anomalias de alta velocidade (em verde) na parte sul.

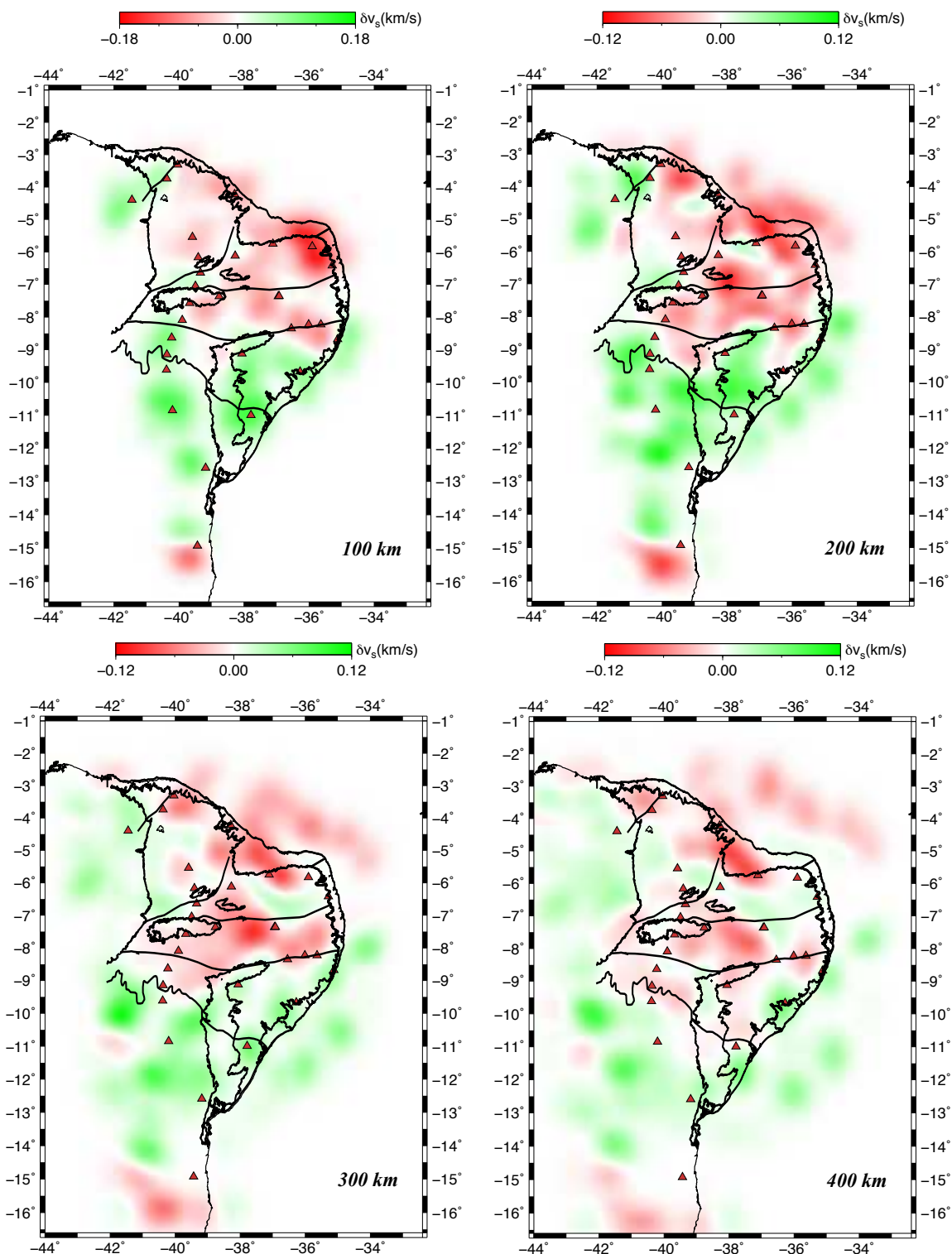


Figura A.7: Fatias horizontais através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados: a) 100 km de profundidade; b) 200 km de profundidade; c) 300 km de profundidade; d) 400 km de profundidade.

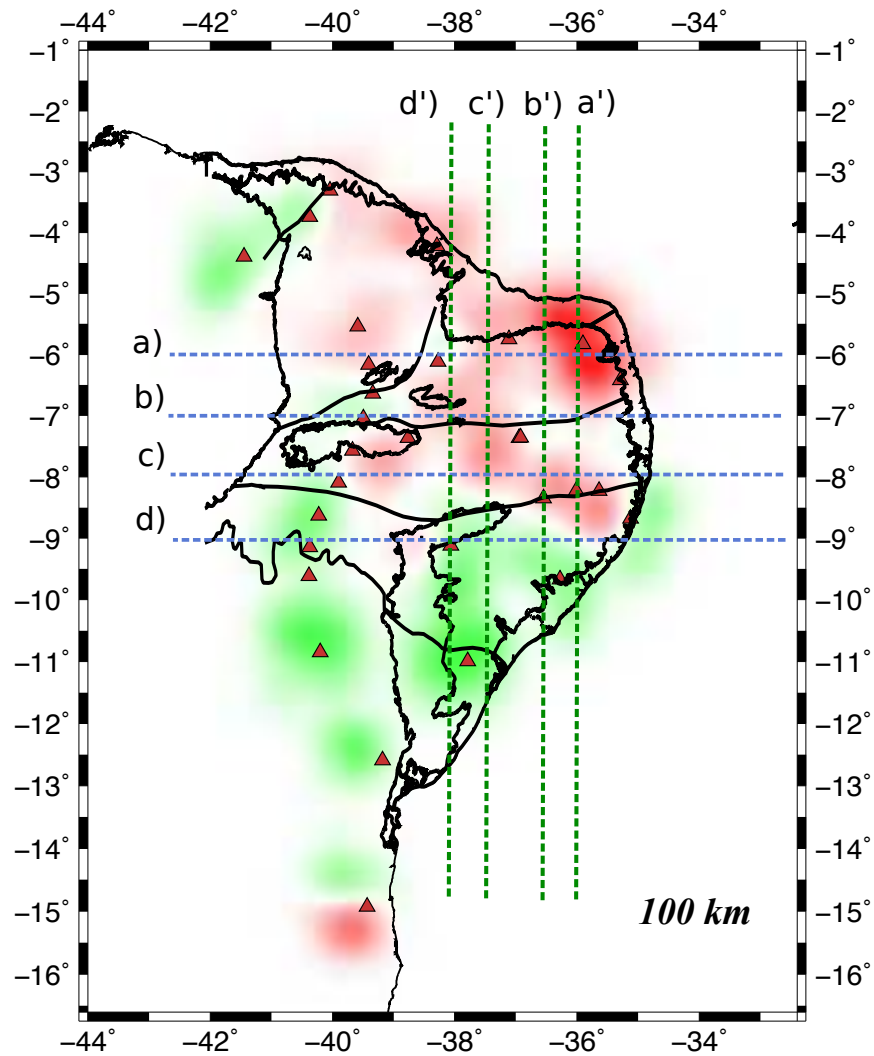


Figura A.8: Fatias verticais através do modelo de solução 3-D.

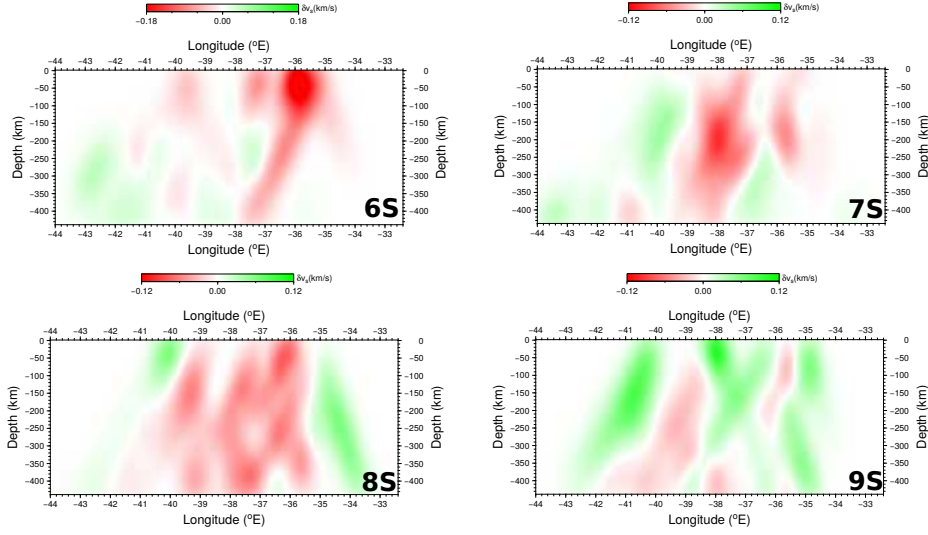


Figura A.9: Fatias verticais (no sentido N-S) através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados (indicado em azul na figura A.5): a) 6°S; b) 7°S; c) 8°S e d) 9°S.

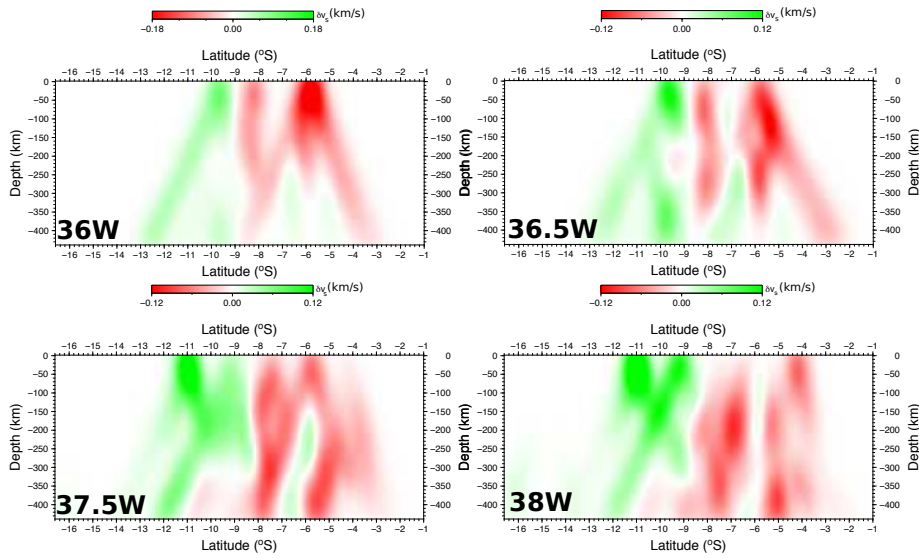


Figura A.10: Fatias verticais (no sentido E-W) através do modelo de solução 3-D obtido por inversão do conjunto de dados (indicado em verde na figura A.5): a') 36°W; b') 36.5°W; c') 37.5°W and d') 38°W.