



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 CRUSTAL E MANTÉLICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA ATRAVÉS
DE FUNÇÕES DO RECEPTOR E DISPERSÃO DE ONDAS SUPERFICIAIS.**

Autor:

ROSANA MARIA DO NASCIMENTO LUZ

Orientador:

Prof. Dr. Jordi Julià Casas

DGEF / PPGG / UFRN

Co-Orientador:

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento

DGEF / PPGG / UFRN

Tese nº 42/PPGG

NATAL/RN, Janeiro de 2015



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 CRUSTAL E MANTÉLICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA ATRAVÉS
DE FUNÇÕES DO RECEPTOR E DISPERSÃO DE ONDAS SUPERFICIAIS.**

Autor:

ROSANA MARIA DO NASCIMENTO LUZ

Tese de Doutorado apresentada em 29 de Janeiro de 2015, ao Programa de Pesquisa e Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica - PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN como requisito à obtenção do Título de Doutor em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração 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 Sousa de Assumpção - (IAG / USP)

Prof. Dr. Sérgio Luiz Fontes - (ON / MCT)

NATAL/RN, Janeiro de 2015

Dedico com muito amor ao meu Esposo Marcos Luz
e ao meu Filho João Marcos Luz.
Meus dois Amores!

“Essentially, all models are wrong, but some are useful.”

George E. P. Box

Agradecimentos

Em primeiro lugar, agradeço à Deus por ter me abençoado ao longo de todo trabalho, me dando acima de tudo forças e não me deixando desanimar. Agradeço também ao Senhor por ter dado muita paciência ao meu Orientador durante o término do trabalho.

Ao meu Esposo, amigo e companheiro Marcos Luz, por sempre estar ao meu lado me ajudando, me apoiando, me dando amor, cuidando e buscando sempre o melhor para nossa Família. Obrigada pela paciência nas horas que estive ausente! Meu muito obrigada também por ter me dado, durante este curso, meu Bem mais precioso: nosso pequeno João Marcos. É com muita alegria que hoje, meus amores, agradeço a vocês dois por tudo!

Aos meus pais, Severino (Boró) e Fátima, obrigada por terem me ensinado a essência da vida.

Ao meu Orientador Prof. Dr. Jordi Julià Casas, pela enorme e incansável dedicação à minha orientação. Por sempre ter me entendido durante minha gravidez, parto e pós parto e por todo auxílio acadêmico e científico durante as discussões e confecções dos artigos. Meu muito Obrigada pela orientação e amizade!

Ao Prof. Dr. Marcelo Assumpção, por todo ensinamento e ajuda com o pacote tomográfico, bem como sua aplicação e grandes ensinamentos sobre Sismologia.

Ao Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento pelos ensinamentos desde a graduação e pela Co-Orientação.

Ao Prof. Dr. Joaquim Mendes Ferreira, por todos os ensinamentos no Laboratório Sismológico

da UFRN.

à minha amiga Rafaela Carreiro Dias por todo apoio e amizade que construímos durante o curso, por estar sempre presente quando mais precisei e pelos períodos curtos de tomografia de ruído ambiente para a inversão conjunta. Meu muito Obrigada querida!

Aos colegas do LabSis: Rafaela Dias, Ygor Almeida, Flodoaldo Simões, Esteban Poveda, Sérgio Luis, Phellipe Nobre, Guilherme Sampaio, Heleno Carlos e Paulo Henrique, pelos momentos de descontração e “resenhas”, e por me “aturarem” todos os dias.

Ao Bruno Collaço, María Laura e Mei Feng pelos dados utilizados para Tomografia de dispersão de ondas superficiais.

Ao Meijian An e Mei Feng pela disponibilização do pacote tomográfico.

Aos técnicos do LabSis: Eduardo Alexandre, Neymar Pereira, Regina Spinelli e Rodrigo Luiz, obrigada pela disponibilidade em ajudar.

À secretária do PPGG, Nilda Araújo, pela maneira carinhosa e eficiente que nos atende, bem como pela amizade construída ao longo dos cursos - Mestrado e Doutorado. Obrigada querida!.

À Capes, pela bolsa concedida.

Ao INCT - Estudos Tectônicos (CNPq) e Peg- BR.

Ao PPGG, pela oportunidade de realização do trabalho.

Ao LabSis, pelos dados cedidos.

Agradeço a todas as pessoas que direta ou indiretamente me ajudaram na realização desse trabalho. E peço desculpas as que não foram citadas nesses singelos agradecimentos.

Resumo

A Província Borborema, localizada no nordeste do Brasil, possui um embasamento de idade Pré-cambriana e um arcabouço tectônico estruturado no Neoproterozóico (740-560 Ma). Após a separação dos continentes Sul-Americano e Africano, durante o Mesozóico formou-se um sistema de riftes no nordeste brasileiro, o qual deu origem às bacias marginais e interiores localizadas na Província. Depois da separação continental, eventos de vulcanismos e epirogenia ocorreram na Província, tais como o soergimento do Planalto da Borborema e o magmatismo ao longo da linha Macau-Queimadas (AMQ), marcando assim a evolução da Província. As causas do soergimento do Planalto poderiam estar associadas a um *underplating* magmático (material máfico preso na base da crosta), talvez relacionado com a geração de plugs continentais jovens (45-7 Ma) ao longo do AMQ devido a um mecanismo de convecção em pequena escala na borda do continente. O objetivo deste trabalho é investigar as causas do soergimento intra-placa e sua possível relação com o vulcanismo AMQ utilizando sismologia de banda larga, tendo em conta a correlação de nossos resultados com estudos geofísicos e geológicos realizados na Província Borborema.

As metodologias de banda larga para investigar a estrutura profunda na Província incluem as funções do receptor e velocidade de dispersão das ondas de superfície. Tanto as funções de receptor quanto a tomografia de dispersão de ondas superficiais são métodos que utilizam eventos telessísmicos e permitem obter estimativas de parâmetros estruturais como espessura crustal, razão V_p/V_s e velocidade de onda S. Os sismogramas utilizados neste trabalho para as funções do receptor foram obtidas de 52 estações localizadas no Nordeste do Brasil: 16 estações de banda larga da rede RSISNE (Rede Sismográfica do Nordeste do Brasil), 21 estações de período curto da rede INCT-ET (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia – Estudos Tectônicos) e 6 estações de banda larga. Estes resultados acrescentam significativamente dados anteriores coletados em estações isoladas como a estação RCBR, da rede global GSN, as estações banda

larga CAUB e AGBL do projeto BLSP (Brazilian Lithosphere Seismic Project IAG/USP) e de 6 estações banda larga do projeto Milênio (Estudos geofísicos e tectônicos na Província Borborema - CNPq). Para dispersão de ondas de superfície foram usados sismogramas de 22 estações: 16 estações de banda larga da rede RSISNE, bem como das 6 estações banda larga do projeto Milênio.

Neste trabalho foram desenvolvidas: (i) estimativas de espessura crustal e razão V_p/V_s para cada estação usando as funções do receptor, (ii) novas medidas de velocidade de grupo de ondas de superfície, que foram integradas com os percursos usados em uma tomografia da América do Sul, já desenvolvida, para ampliar a resolução no Nordeste Brasileiro e (iii) modelos de velocidades de onda S (1D) para vários locais na Província Borborema usando a inversão simultânea de funções do receptor com velocidades de dispersão. Os resultados descrevem velocidades de onda S para a base da crosta que são consistentes com a presença de uma camada máfica de 5-7.5 km de espessura. Foi observada a camada máfica em apenas uma porção da região do planalto (parte sul) e ausência da mesma na parte norte. Outra observação importante e que corrobora estudos de funções do receptor e refração sísmica são as diferentes espessuras crustais, também dividindo o planalto em uma parte de crosta fina (parte norte) e outra parte de crosta espessa (parte sul). Os modelos existentes para evidenciar a epirogenia não conseguem explicar todas essas observações. Sendo assim, propõe-se que durante a orogenia Brasileira, uma camada de material máfico pré-existente foi delaminada, total ou parcialmente, da crosta. A delaminação parcial teria acontecido na parte sul do planalto, onde estudos independentes evidenciaram uma reologia mais resistente à deformação. Após isso, durante o Mesozóico e consequente processo de rifteamento houve afinamento da crosta da região costeira e depressão sertaneja, incluindo a parte norte do planalto. Já no Cenozóico, o soerguimento da parte norte do planalto teria ocorrido e o resultado seria uma parte norte sem material máfico na base da crosta e parte sul com camada máfica parcialmente delaminada, mas ambos com topografia elevada até os dias atuais.

Abstract

The Borborema Province, located in northeastern Brazil, has a basement of Precambrian age and a tectonic framework structured at the Neoproterozoic (740-560 Ma). After separation between South America and Africa during the Mesozoic, a rift system was formed, giving rise to a number of marginal and inland basins in the Province. After continental breakup, episodes of volcanism and uplift characterized the evolution of the Province. Plateau uplift was initially related to magmatic underplating of mafic material at the base of the crust, perhaps related to the generation of young continental plugs (45-7 Ma) along the Macau-Queimadas Alignment (MQA), due to a small-scale convection at the continental edge. The goal of this study is to investigate the causes of intra-plate uplift and its relationship to MQA volcanism, by using broadband seismology and integrating our results with independent geophysical and geological studies in the Borborema Province.

The investigation of the deep structure of the Province with broadband seismic data includes receiver functions and surface-wave dispersion tomography. Both the receiver functions and surface-wave dispersion tomography are methods that use teleseismic events and allow to develop estimates of crustal parameters such as crustal thickness, V_p/V_s ratio, and S-velocity structure. The seismograms used for the receiver function work were obtained from 52 stations in Northeast Brazil: 16 broadband stations from the RSISNE network (*Rede Sismográfica do Nordeste do Brasil*), and 21 short-period and 6 broadband stations from the INCT-ET network (*Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia – Estudos Tectônicos*). These results add significantly to previous datasets collected at individual stations in the Province, which include station RCBR (GSN - Global Seismic Network), stations CAUB and AGBL (Brazilian Lithosphere Seismic Project IAG/USP), and 6 other broadband stations that were part of the *Projeto Milênio - Estudos geofísicos e tectônicos na Província Borborema/CNPq*. For the surface-wave

tomography, seismograms recorded at 22 broadband stations were utilized: 16 broadband stations from the RSISNE network and 6 broadband stations from the Milênio project.

The new constraints developed in this work include: (i) estimates of crustal thickness and bulk V_p/V_s ratio for each station using receiver functions; (ii) new measurements of surface-wave group velocity, which were integrated to existing measurements from a continental-scale tomography for South America, and (iii) S-wave velocity models (1D) at various locations in the Borborema Province, developed through the simultaneous inversion of receiver functions and surface-wave dispersion velocities. The results display S-wave velocity structure down to the base of the crust that are consistent with the presence of a 5-7.5 km thick mafic layer. The mafic layer was observed only in the southern portion of the Plateau and absent in its northern portion. Another important observation is that our models divide the plateau into a region of thin crust (northern Plateau) and a region of thick crust (southern Plateau), confirming results from independent refraction surveys and receiver function analyses. Existing models of plateau uplift, nonetheless, cannot explain all the new observations. It is proposed that during the Brazilian orogeny a layer of preexisting mafic material was delaminated, as a whole or in part, from the original Brasiliano crust. Partial delamination would have happened in the southern portion of the plateau, where independent studies found evidence of a more resistant rheology. During Mesozoic rifting, thinning of the crust around the southern Plateau would have formed the marginal basins and the Sertaneja depression, which would have included the northern part of the Plateau. In the Cenozoic, uplift of the northern Plateau would have occurred, resulting in a northern Plateau without mafic material at the base of the crust and a southern Plateau with partially delaminated mafic layer.

Sumário

Dedicatória	ii
Epígrafe	ii
Agradecimentos	iv
Resumo	v
Abstract	vii
Lista de Figuras	xxi
Lista de Tabelas	xxii
Introdução	1
1 Contextualização	4
2 Área de Estudo - Província Borborema	7
2.1 Introdução	7
2.2 Evolução geotectônica da Província Borborema no Pré-cambriano	8
2.3 As subdivisões da Província em domínios	11
2.4 Os eventos de idades Mesozóicas-Cenozóicas	12
2.5 Modelos de evolução Cenozóica da Província	14
2.6 Estudos Geológicos e Geofísicos na Província Borborema	19
3 Metodologias	21
3.1 Funções do receptor - RF	21

3.1.1	Deconvolução iterativa	23
3.1.2	H- κ Stacking	24
3.2	Tomografia de ondas de superfície	24
3.2.1	Multiple Filter Analysis - MFA	28
3.2.2	Tomografia das velocidades de grupo	31
3.3	Inversão conjunta de RF e curvas de dispersão	32
3.3.1	Detalhes da Inversão conjunta	33
3.3.2	Perfis de velocidade de onda S	39
4	Dados selecionados para o estudo	41
4.1	Seleção de eventos para Funções do receptor	41
4.2	Seleção de eventos para dispersão	42
5	Artigo 1	49
6	Artigo 2	89
7	Discussão	151
7.1	Integração dos resultados dos dois Artigos	151
7.2	Relação entre os modelos já propostos para o soerguimento do Planalto da Borborema e as novas evidências Geofísicas	152
7.3	Modelo de delaminação da camada máfica Proterozóica proposto para explicação do Planalto da Borborema	155
7.4	O Norte do Planalto da Borborema	157
8	Conclusão	159
	Referências Bibliográficas	171
A	Tabela de Símbolos	172
B	Painéis H-κ Stacking	175
C	Figuras tomográficas	188

Lista de Figuras

1.1	Figura de espessura crustal comparativa entre os terrenos arqueanos e Proterozóicos, em várias regiões do mundo, quanto a existência de camada máfica na base da crosta, (Durrheim & Mooney, 1991).	5
2.1	Mapa geológico e topográfico da Província Borborema com os corpos magmáticos, falhas, zonas de cisalhamento (O-Orós, J- Jaguaribe, RF- Rodolfo Fernandes, Pernambuco e Patos) e o Planalto da Borborema. Modificado de De Castro <i>et al.</i> (2008), Mizusaki <i>et al.</i> (2002) e Knesel <i>et al.</i> (2011).	9
2.2	Mapa estrutural esquemático do Gondwana Oeste a 600 Ma. Reproduzido de De Castro <i>et al.</i> (2012)	10
2.3	Domínios tectônicos da Província Borborema. Modificado de Oliveira (2008).	12
2.4	Eventos ocorridos na Província, vulcanismos ocorridos do Cretáceo ao Cenozóico como vulcanismos Cabo, Mecejana e Macau, diques de basaltos e epirogenia cenozóica. A posição dos corpos vulcânicos foram baseadas por Mizusaki <i>et al.</i> (2002).	15
2.5	Integração de dados gravimétricos e geologia de superfície na bacia Potiguar. Mostrando a falha de Carnaubais (CF) e sua continuação na zona de cisalhamento Porta Alegre (PA), segundo De Castro <i>et al.</i> (2012)	16
2.6	Modelos propostos para ocorrência do soerguimento do Planalto da Borborema e magmatismo Cenozóico. Esquerda: modelo de ocorrência de plumas mantélicas relacionado à proposta de Jardim de Sá <i>et al.</i> (1999). Centro superior: mapa gravimétrico de Ussami <i>et al.</i> (1999) que propõe modelo de anomalia térmica. Centro inferior: Modelo de <i>upwelling</i> divergente do Morais Neto <i>et al.</i> (2009). Direita: modelo de células de convecção em pequena escala com <i>underplating</i> magmático proposto por Oliveira & Medeiros (2012).	18

3.1	(a) Ao atingir uma descontinuidade sísmica, as múltiplas conversões P a S reverberam na camada sob o receptor. (b) Cada conversão P para S é representada por um pico na função do receptor. O primeiro pico corresponde a chegada da P direta e os demais correspondem às conversões P a S.	21
3.2	Tomografia para a América do Sul de Feng <i>et al.</i> (2007), com destaque para o Nordeste Brasileiro e mostrando pouca resolução para a região da Província Borborema.	26
3.3	Parte superior - tomografia para toda a América do Sul, períodos de 40s, 70s e 100s. Parte inferior, destaque para a região da Província nos mesmos períodos da parte superior e com os percursos correspondentes para cada período.	27
3.4	Ondas de superfície, Rayleigh e Love, de um evento registrado em RCBR.	28
3.5	Exemplo de dispersão das velocidades de grupo das ondas de superfície, estação NBAN, antes (esquerda) e depois (direita) da aplicação do filtro <i>phase matched</i>	30
3.6	Malha para tomografia da América do sul usada por Feng (2004), mostrando como a área de estudo é dividida em células para obtenção da tomografia, bem como o cálculo do tempo de percurso de um evento entre a fonte e a estação. Para o cálculo desse tempo, utiliza-se o percurso dividido pela vagarosidade em cada célula. Mostra também a forma matricial e analítica do funcional utilizado para o cálculo da tomografia.	31
3.7	Resultados das inversões simultâneas para a estação NBAN com $p=0.1$ a $p=0.9$. Análise da curva L, composta pelo erro RMS das curvas de dispersões e RMS da função do , para cada p. O $p=0.5$ indica o melhor balanço entre ajuste e estabilização do problema.	37
3.8	Análise da curva L, composta pelo erro RMS da inversão em função do roughness, para cada θ . O $\theta=0,75$ indica o melhor balanço entre ajuste e estabilização do problema.	38
3.9	Inversão conjunta para a estação NBAN, rede RSISNE, mostrando o perfil da onda S com a profundidade processado com $p=0,5$ e suavidade $\theta=0.75$. Acima as funções do receptor mostram bem as fases P e Ps e do lado esquerdo o ajuste da curva de dispersão dos dados e a obtida pelo modelo coincidem bem.	40
4.1	a) Percursos utilizados por Feng (2004) no cálculo da tomografia de ondas superficiais para todo continente Sul-Americano. b) Percursos meus acrescentados aos de Feng (2004), evidenciando a grande quantidade de estações no Nordeste do Brasil.	44
4.2	Mapa topográfico mostrando a localização de todas as estações utilizadas nesse trabalho. . . .	45

4.3	Mapa de localização dos epicentros utilizados para estimativas de funções do receptor.	46
7.1	Mapa topográfico da Província Borborema mostrando os dois tipos de crosta, espessa e fina, evidenciadas pelos resultados obtidos nesse trabalho.	153
7.2	Modelo proposto para explicar a elevada altitude da região do Planalto da Borborema. É um modelo baseado nas últimas observações sobre topografia da Moho, descontinuidades e velocidades de onda S sob a Província Borborema. Painel superior: no Proterozóico após formação da Província, ela teria uma camada máfica sob toda a região, similar à outras regiões geologicamente semelhantes da terra estudadas por compilações globais da crosta (Durrheim and Mooney, 1991). No segundo painel: teria ocorrido uma delaminação parcial da camada máfica causada pelos processos de compressão e conseqüentemente encurtamento da crosta causados pela orogenia Brasileira. A camada então teria parcialmente permanecido na região reologicamente mais resistente, o sul do Planalto. Painel inferior: no Mesozóico os processos extensionais que causaram a separação dos continentes Africano e Sul Americano teriam afetado a região que já sofrera delaminação parcial, assim considerada deformável, favorecendo a subsidência dessa parte da região do Planalto que formou a Depressão Sertaneja. A região de crosta espessa com presença de camada máfica é a região sul do Planalto, enquanto a parte norte é a crosta mais fina que subsidiou formando a Depressão Sertaneja que após isso teria passado por processo de soerguimento Cenozóico discutido na seção seguinte.	156
7.3	Mapa topográfico da Província Borborema mostrando os valores de Vs para toda a região. . .	158
B.1	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações KM60, PCBS, PCCC e PCGR pertencentes à rede INCT-ET.	176
B.2	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações PCJG, PCMN, PCPI e PCVS pertencentes à rede INCT-ET.	177
B.3	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações PCAC, PCCG, PCGU pertencentes à rede INCT-ET.	178
B.4	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações PCJA, PCQP, PCSA e PCSE pertencentes à rede INCT-ET.	179
B.5	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações PCSL, PCSO, PCST, PCTU e PCTV pertencentes à rede INCT-ET.	180

B.6	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações LP02, LP04, LP05, LP06 e LP07 pertencentes à rede INCT-ET.	181
B.7	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações OCBR, PFBR, SABR, SBBR e SLBR pertencentes à rede Milênio.	182
B.8	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações AGBL, CAUB pertencentes à rede BLSP-USP. Estações LP01 (INCT-ET) e RCBR (GSN)	183
B.9	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações NBAN, NBCA, NBCL e NBPC pertencentes à rede RSISNE.	184
B.10	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações NBIT, NBLA, NBLI e NBMA pertencentes à rede RSISNE.	185
B.11	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações NBMO, NBPA, NBPB e NBPN pertencentes à rede RSISNE.	186
B.12	Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações NBPS, NBPV, NBRF e NBTA pertencentes à rede RSISNE.	187
C.1	Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 10s.	189
C.2	Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 20s.	190
C.3	Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 30s.	191
C.4	Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 40s.	192
C.5	Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 50s.	193
C.6	Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 70s.	194
C.7	Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 100s.	195
D.1	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação AGBR. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	197
D.2	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação OCBR. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	198

D.3	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PFBR. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	199
D.4	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação SABR. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	200
D.5	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação SBBR. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	201
D.6	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação LP02. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	202
D.7	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação LP04. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	203
D.8	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação LP05. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	204
D.9	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação LP06. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	205

D.10	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação LP07. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	206
D.11	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBAN. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	207
D.12	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBCA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	208
D.13	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBCL. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	209
D.14	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBCP. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	210
D.15	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBIT. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	211
D.16	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBLA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	212

D.17	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBLI. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	213
D.18	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBMA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	214
D.19	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBM0. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	215
D.20	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBPA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	216
D.21	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBPB. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	217
D.22	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBPS. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	218
D.23	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBPV. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	219

D.24	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBRF. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	220
D.25	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBTA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	221
D.26	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCAC. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	222
D.27	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCAL. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	223
D.28	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCBS. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	224
D.29	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCCC. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	225
D.30	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCCG. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	226

D.31	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCGR. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	227
D.32	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCGU. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	228
D.33	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCJA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	229
D.34	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCJG. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	230
D.35	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCMN. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	231
D.36	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCQP. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	232
D.37	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCSA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	233

D.38	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCSE. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	234
D.39	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCSL. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	235
D.40	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCST. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	236
D.41	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCTU. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	237
D.42	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCTV. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	238
D.43	Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCVS. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.	239

Lista de Tabelas

4.1	Estações Sísmicas instaladas no Nordeste do Brasil.	47
A.1	Símbolos usados ao longo do trabalho.	172

Introdução

A ocorrência de magmatismo e soerguimento de platôs em terrenos de idades Precambrianas, são fenômenos comumente observados em regiões intraplaca (Julià *et al.*, 2008; Dugda *et al.*, 2009; Hansen *et al.*, 2009; Tokam *et al.*, 2010). Mecanismos utilizados para tentar descrever como esses episódios ocorreram ainda são pouco compreendidos e modelos postulados para explicar a ocorrência desses eventos são amplamente discutidos para essas regiões. Tais mecanismos incluem: plumas mantélicas (Windley & Allen, 1993; Nyblade & Sleep, 2003), origem por expansões térmicas (Roy *et al.*, 2009), *underplate* magmáticos (Persano *et al.*, 2007), células de convecção em pequena escala (Van Wijk *et al.*, 2010), remoção de material litosférico por erosão e/ou delaminação (Bao *et al.*, 2014) e *upwelling* divergentes (Kusznir & Karner, 2007) dentre outros. Uma das maiores dificuldades na interpretação e aceitação desses modelos é que cada um deles não explica, separadamente, todas as estimativas e evidências inferidas por estudos geológicos e geofísicos.

A Província Borborema, Nordeste do Brasil, é caracterizada por uma evolução tectônica e magmática complexa. A estruturação da Província aconteceu a partir da orogenia Brasiliana no final do Neoproterozóico (~ 600 Ma) sendo fortemente deformada por processos de rifteamento no Mesozóico, e afetada por episódios de magmatismo e soerguimento após a separação continental. O magmatismo é principalmente identificado ao longo dos alinhamentos magmáticos Fernando de Noronha-Mecejana (FNMA), *offshore* e trending na direção leste-oeste e o Macau-Queimadas (AMQ), *onshore* e trending norte-sul (Mizusaki *et al.*, 2002). Para ambos os alinhamentos inicialmente foi admitido uma origem de plumas do manto (Almeida, 1988; Jardim de Sá *et al.*, 1999; Mizusaki *et al.*, 2002). No entanto, o arranjo ortogonal dos alinhamentos e o caráter de longa duração do magmatismo-*onshore* inferida a partir de recentes datações Ar-Ar, favorece a idéia de que processos mais rasos como a convecção em pequena escala na borda cratônica possam fornecer uma explicação mais plausível para esse magmatismo (Knesel *et al.*,

2011). O soerguimento teve sua melhor expressão no planalto da Borborema, onde o modelo mais recente admite que tal epirogenia teria resultado de um *underplate* magmático associado a uma célula de convecção em pequena escala (Oliveira & Medeiros, 2012). Outro modelo propõe que o soerguimento seja atribuído a um espessamento da crosta sob o planalto, causado por um fluxo lateral relacionado ao rifteamento do Mesozóico e somado a um *underplate* magmático (Morais Neto *et al.*, 2009).

A evidência do soerguimento do planalto da Borborema é atestada pela presença de sedimentos da formação Serra dos Martins em altitudes elevadas da Província, indicando idades mais recentes que o Paleogeno (Morais Neto *et al.*, 2009). Datações por traços de fissão de apatita em amostras de granitos-gnaisses evidenciam a ocorrência de dois eventos de resfriamento: (i) no Cretáceo inferior, 100-90 Ma que teria dado início ao soerguimento do planalto e outro (ii) no Cenozóico, 20-0 Ma associado a mudanças na taxa de erosão. Assim, Morais Neto *et al.* (2009) propõem uma origem por *upwelling* divergente, um fluxo lateral que teria se estendido para o interior da Província e somado a um *underplate* magmático explicariam a epirogenia do planalto.

Estudos recentes de funções do receptor e refração sísmica (Luz *et al.*, 2015; Almeida *et al.*, 2015; de Lima *et al.*, 2015) sobre a estrutura crustal da Província, revelaram que o norte do planalto, bem como regiões circunvizinhas, possuem crosta mais afinada. E estudos independentes de dados magnetotélúricos (Santos *et al.*, 2014), cruzando a bacia do Jatobá, postulam que o sul do planalto seria um bloco reologicamente forte que teria resistido ao rifteamento Mesozóico, evidência também admitida por Almeida *et al.* (2015). Nenhum dos modelos propostos para o soerguimento do planalto explica, de fato, essas novas evidências sendo preciso revê-los.

Com o intuito de entender mais sobre a evolução da Província Borborema, foram estimados modelos de velocidade de ondas S para a crosta e manto litosférico, usando a inversão conjunta de dispersão de ondas superficiais e funções do receptor. Esses modelos de velocidade permitem obter imagens da estrutura profunda da Província e testam a validade dos modelos geodinâmicos propostos para a região. Como consequência, foram melhorados os resultados de topografia da Moho em toda a região, uma vez que estudos anteriores usando sismologia utilizaram poucas estações sismográficas instaladas na Província. Outra consequência dos resultados é a melhora dos modelos regionais de velocidade de onda S, através da tomografia da dispersão de ondas superficiais e sua integração com os dados tomográficos de Feng *et al.* (2007) para

toda a América do Sul. As estações usadas nos trabalhos são ao todo cinquenta e duas estações espalhadas na Província Borborema (Tabela 4.1), 16 do projeto rede sismográfica do Nordeste (RSISNE), 21 do projeto INCT-ET com a Petrobras, 6 do projeto Milênio, 6 da rede LP (Linha Passiva), estação RCBR da rede mundial GSN e as estações AGBL e CAUB do projeto BLSP (IAG-USP).

Os perfis de velocidade da onda S com a profundidade corroboraram os resultados para a presença de uma crosta mais espessa sob o sul do Planalto e uma mais fina sob o norte do Planalto e vizinhança, relatados por Luz *et al.* (2015), Almeida *et al.* (2015) e Oliveira & Medeiros (2012). Os perfis mostram que a crosta mais espessa exibe uma camada fina com velocidades características de material máfico, que é interpretado como uma camada de *underplate* máfico. Embora essa camada máfica esteja presente em alguns modelos propostos para os eventos do Cenozóico (Morais Neto *et al.*, 2009; Oliveira & Medeiros, 2012), propõe-se que ela teria sido delaminada durante a orogênese Brasileira e que a topografia do planalto estaria principalmente associada a processos de afinamento crustal das regiões circunvizinhas no Mesozóico, subsidindo a parte da Província que inclui a Depressão Sertaneja, as bacias costeiras e o Norte do Planalto. O soerguimento da parte Norte do Planalto não tem um mecanismo claro e propõe-se um *buckling* litosférico provocado pela compressão que a região está sofrendo desde o Cenozóico. Assim, através dos modelos de velocidades de onda S obtidos no estudo, contribuimos com os trabalhos de evolução tanto da crosta, quanto para o manto litosférico da Província Borborema.

Os capítulos a seguir tratam da contextualização do problema, da área de estudo, das metodologias usadas, dos dados selecionados e dos artigos submetidos, exigidos para a apresentação do referido trabalho. Nos artigos mostram-se os resultados finais, já publicados e/ou submetidos, e em seguida a discussão e conclusão de todo o trabalho.

Capítulo 1

Contextualização

Ao contrário dos eventos tectônicos que ocorrem nas bordas das placas tectônicas, eventos tais como soerguimentos e magmatismos, quando ocorrem no interior das placas, não são facilmente compreendidos. Para a maioria das regiões, são atribuídos modelos geodinâmicos para explicar tais evoluções, como: plumas mantélicas, *underplating* magmático, células de convecção em pequena escala, fluxos laterais, remoção de material litosférico por delaminação e/ou erosão, entre outros. Um bom exemplo é para a região do Planalto do Colorado, Sudoeste dos Estados Unidos, onde Van Wijk *et al.* (2010) sugerem uma explicação por células de convecção e McQuarrie & Chase (2000) por soerguimento isostático e espessamento crustal. Outro exemplo é o Planalto da Mongólia, na Ásia Central, onde o magmatismo e soerguimento tem sido explicado por uma pluma isolada (Windley and Allen, 1993) ou consequência da colisão entre os continentes Asiático e Indiano (Calais *et al.*, 2003; 2006).

Da mesma maneira, os terrenos complexos que compreendem a Província Borborema possuem magmatismo alcalino, em pequenos volumes e com idades muito dispersas entre 93 e 7 Ma (Mizusaki *et al.*, 2002; Knesel *et al.*, 2011). Também há na região da Província, soerguimento de idade aparentemente Cenozóica, exemplificados na Figura 2.1. Diante dessa sobreposição de eventos no Cenozóico, alguns modelos para explicar o soerguimento foram propostos com base em observações geológicas e geofísicas. Oliveira (2008) processou dados gravimétricos e magnéticos para sugerir explicações baseadas em modelos isostáticos para a região. Recentemente, muitas estações sismológicas foram implantadas e agora podemos investigar e mapear a crosta e o manto superior sob a Província com um detalhe sem precedentes. A maioria dos modelos propostos, prévios às pesquisas sismológicas, exigem uma camada de material máfico

na base da crosta para justificar o soergimento da região (Morais Neto *et al.*, 2009; Oliveira & Medeiros, 2012). Porém, estudos de compilação global de estrutura crustal (V_p) mostram que a crosta de idade Proterozóica é muitas vezes sustentada por uma camada de velocidades mais elevadas, geralmente interpretada como sendo de composição máfica (Durrheim & Mooney, 1991; Rudnick & Gao, 2003). A Figura 1.1 ilustra tal afirmação e também mostra que nas regiões Proterozóicas existe uma camada máfica e as espessuras crustais ultrapassam os 40 km. Para terrenos arqueanos a crosta é menor do que 40 km e não tem a camada máfica, talvez devido à delaminação da mesma (Rudnick & Gao, 2003).

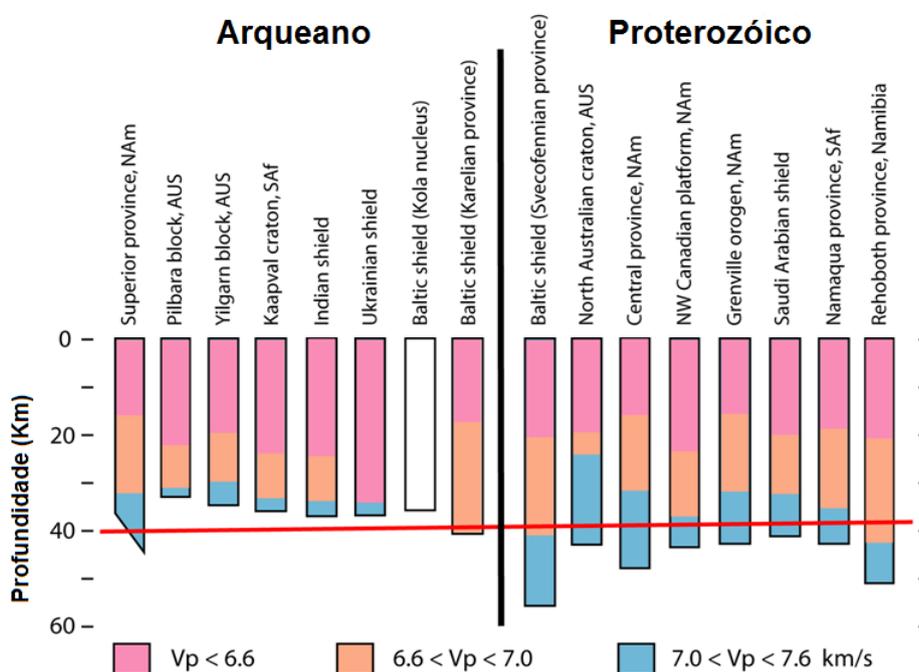


Figura 1.1: Figura de espessura crustal comparativa entre os terrenos arqueanos e Proterozóicos, em várias regiões do mundo, quanto a existência de camada máfica na base da crosta, (Durrheim & Mooney, 1991).

Todos os estudos geofísicos realizados na Província até hoje realizaram a inversão de um conjunto de dados por vez e, através dele, inferiram algum determinado parâmetro geofísico. Sabe-se que cada conjunto de dados é sensível a um ou mais parâmetros físicos e, por isso, estudos realizados em outros terrenos com idades similares em várias regiões do mundo (Julià *et al.*, 2000; Julià *et al.*, 2003; Dugda *et al.*, 2005; Hansen *et al.*, 2009), que possuem características geológicas parecidas ou não com a Província Borborema, consideraram mais de um conjunto de dados distintos em suas inversões, a fim de complementar as vantagens fornecidas por cada um deles independentemente e assim obter mais informações sobre a estrutura da região. A

inversão conjunta de dispersão de ondas superficiais e funções do receptor, desenvolvida e aprimorada por Julià *et al.* (2000) e Julià *et al.* (2003) permite inferir sobre o modelo de velocidades para a onda S, desde a crosta até o manto litosférico. Foram utilizadas funções do receptor de alta e baixa frequências para 52 estações instaladas no NE do Brasil (Luz *et al.*, 2015; Capítulo 5), curvas de dispersão regionalizadas retiradas de uma tomografia de velocidades de dispersão de ondas superficiais para toda a América do Sul (Capítulo 3) e de uma tomografia de ruído ambiente na Província Borborema (Dias *et al.*, 2014). A tomografia para a América do Sul foi desenvolvida no contexto deste trabalho usando dados de 22 estações de banda larga localizadas na Província, estações pertencentes ao IAG-USP instaladas na bacia do Paraná e outros estados Brasileiros e Argentinos, bem como integração de dados de Feng *et al.* (2007).

Assim, utilizando 52 estações sismológicas para realizar todas as medidas de dados utilizados nesse trabalho, mais informações foram acrescentadas ao banco de dados da Província, tanto localmente, sobre espessuras crustais, velocidades superficiais regionalizadas e estrutura da onda S, quanto globalmente com a tomografia da América do Sul. Além disso foi proposto um novo modelo evolutivo que explica a topografia atual da Província Borborema, que integra as novas informações obtidas dos estudos sismológicos e que é consistente com os dados gravimétricos pré-existentes para a Província.

Capítulo 2

Área de Estudo - Província Borborema

2.1 Introdução

A área de estudo é uma das Províncias estruturais que pertence à plataforma Sul-Americana e foi denominada por Almeida *et al.* (2000) de Província Borborema, a qual está localizada no Nordeste do Brasil. Ela possui um embasamento de idade Paleoproterozóica com dois núcleos arqueanos e um arcabouço tectônico que foi estruturado pela orogênese Brasileira (740-560 Ma), no Neoproterozóico. Devido a diferentes características geológicas e geofísicas dos diversos blocos crustais que compõem a região da província, alguns estudiosos propuseram sua subdivisão em domínios, os quais estão limitados pela Bacia do Parnaíba (Paleozóico), pelo cráton do São Francisco (Arqueano e Proterozóico) e pelas bacias sedimentares costeiras (Mesozóico).

Para descrever a trajetória da Província durante o Pré-Cambriano, Brito Neves & Cordani (1991) e Cordani *et al.* (2003) sugeriram que a sua formação ocorreu durante o ciclo Brasileiro (740-560 Ma) entre a fissão do supercontinente Rodínia e a aglutinação do Gondwana Oeste. Além disso, supõe-se que o arcabouço estrutural da Província teria sido modificado pela orogênese Brasileira. Para alguns autores, a Província Borborema passou por mais de uma orogênese ao longo do Proterozóico: a orogênese Cariris Velhos (início do Mesoproterozóico) e a Brasileira (fim do Neoproterozóico). Assim, terrenos de origens distintas formariam a Província e estariam separados pelas grandes zonas de cisalhamento (Santos *et al.* 2000; 2010), as quais têm continuidade no continente Africano. Para outros, ela fez parte de um grande bloco tectônico, antes do *breakup* do Pangea, e esteve consolidada desde 2 Ga (Neves, 2003). No Me-

sozóico, com esse *breakup* e consequente separação dos continentes Sul-Americano e Africano, houve a formação das bacias marginais Brasileiras (Matos, 1992) e, no Cenozóico ou talvez no Cretáceo inferior, o soerguimento do Planalto da Borborema (Morais Neto *et al.*, 2009) e os eventos magmáticos de Mecejana e Macau (Mizusaki *et al.*, 2002). A Figura 2.1 mostra a região da Província Borborema e a sua geologia incluindo os corpos magmáticos, o planalto da Borborema e as principais bacias interiores.

Alguns estudos geológicos e geofísicos foram realizados na Província, resumidos na Seção 2.6, e assim alguns modelos foram propostos para explicar a ocorrência dos eventos durante o Cenozóico.

2.2 Evolução geotectônica da Província Borborema no Pré-cambriano

O fechamento de oceanos e braços de oceanos, relacionados à fissão do antigo supercontinente Rodínia (idade Mesoproterozóica), deu origem a pedaços de placas e continentes, que por sua vez eram formados por terrenos de tamanhos e idades diferentes. Esses fragmentos se localizavam entre os crátons Congo-São Francisco e Oeste-Africano e interagem de forma complexa, de modo que, em tempo formaram a Província Borborema (Brito Neves & Cordani, 1991; Cordani *et al.*, 2003). A Figura 2.2 evidencia a região da Província, recém formada, antes da separação dos continentes Africano e Sul Americano.

Ocorreram, ao longo do Proterozóico, mais de uma orogênese, dentre elas: a orogênese Cariris velhos e a orogênese Brasiliana. O evento Cariris velhos foi resultado de um curto ciclo de Wilson¹, já associado com os processos de aglutinação do Gondwana, e teria ocorrido no início do Neoproterozóico (1000-960 Ma) (Brito Neves *et al.*, 1995). A orogênese Brasiliana foi o principal evento tectônico do ciclo Brasileiro e ocorreu entre 740 e 560 Ma, relacionada também ao fechamento de oceanos e braços de oceanos (Cordani *et al.* 2003). Durante o ciclo Brasileiro, teve início a aglutinação do supercontinente Gondwana (formado pelos crátons Amazônico, Oeste-Africano, Rio de La Plata, Congo-São Francisco e Kalahari). O Gondwana Oeste, a parte oeste do supercontinente Gondwana, era formada basicamente pela América do

¹Ciclo completo de formação, desenvolvimento e fechamento de um oceano relacionado à tectônica de placas.

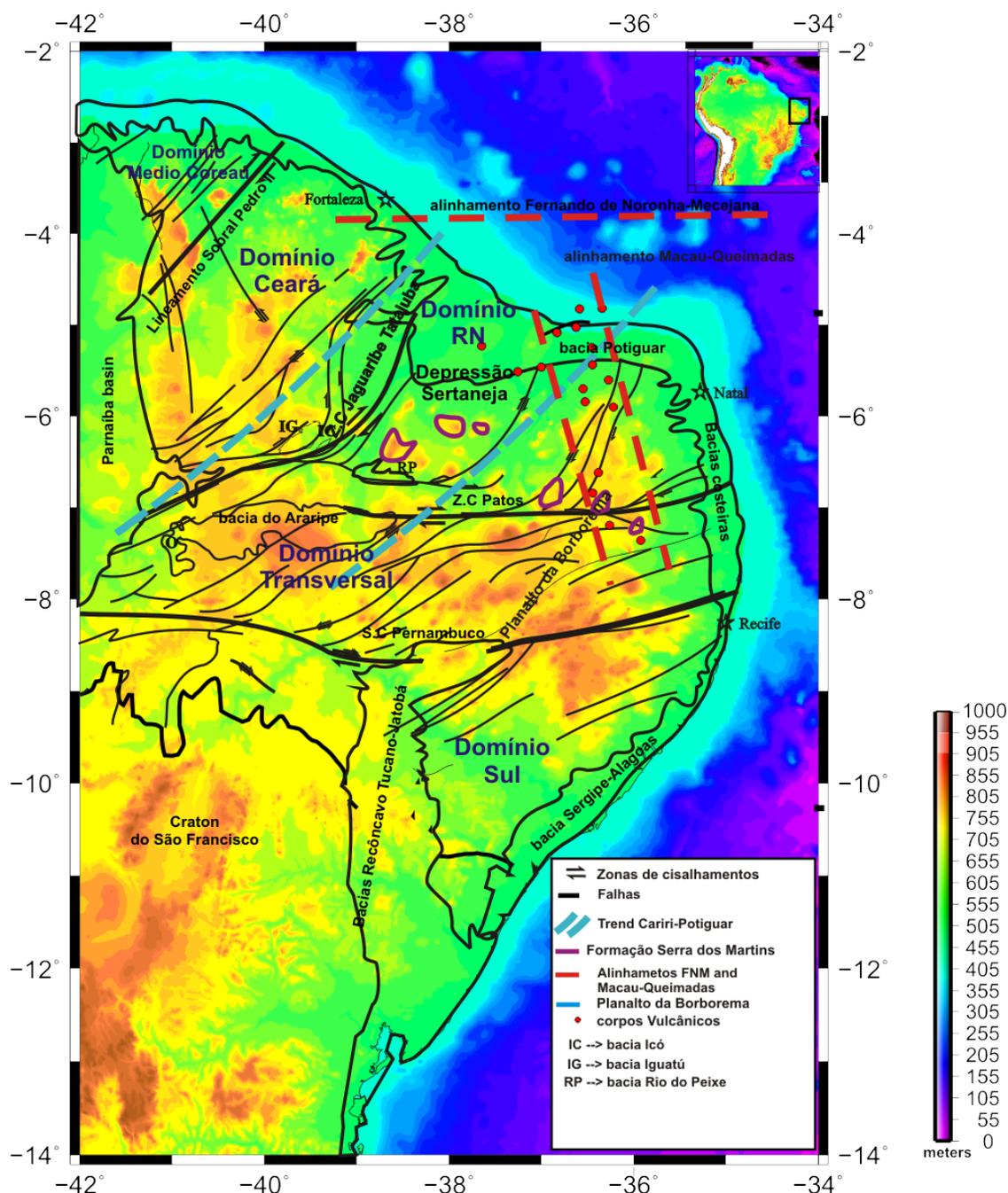


Figura 2.1: Mapa geológico e topográfico da Província Borborema com os corpos magmáticos, falhas, zonas de cisalhamento (O-Orós, J- Jaguaribe, RF- Rodolfo Fernandes, Pernambuco e Patos) e o Planalto da Borborema. Modificado de De Castro *et al.* (2008), Mizusaki *et al.* (2002) e Knesel *et al.* (2011).

Sul e África na fase pré-drifte e sua história geológica foi marcada por eventos relacionados ao ciclo Brasileiro. Os mesmos tiveram início no Proterozoico Superior e cessaram no Cambro-Ordoviciano (Brito Neves & Cordani, 1991; Cordani *et al.*, 2003).

Santos *et al.* (1999, 2000) sugeriu que a Província foi estruturada pela orogênese Cariris

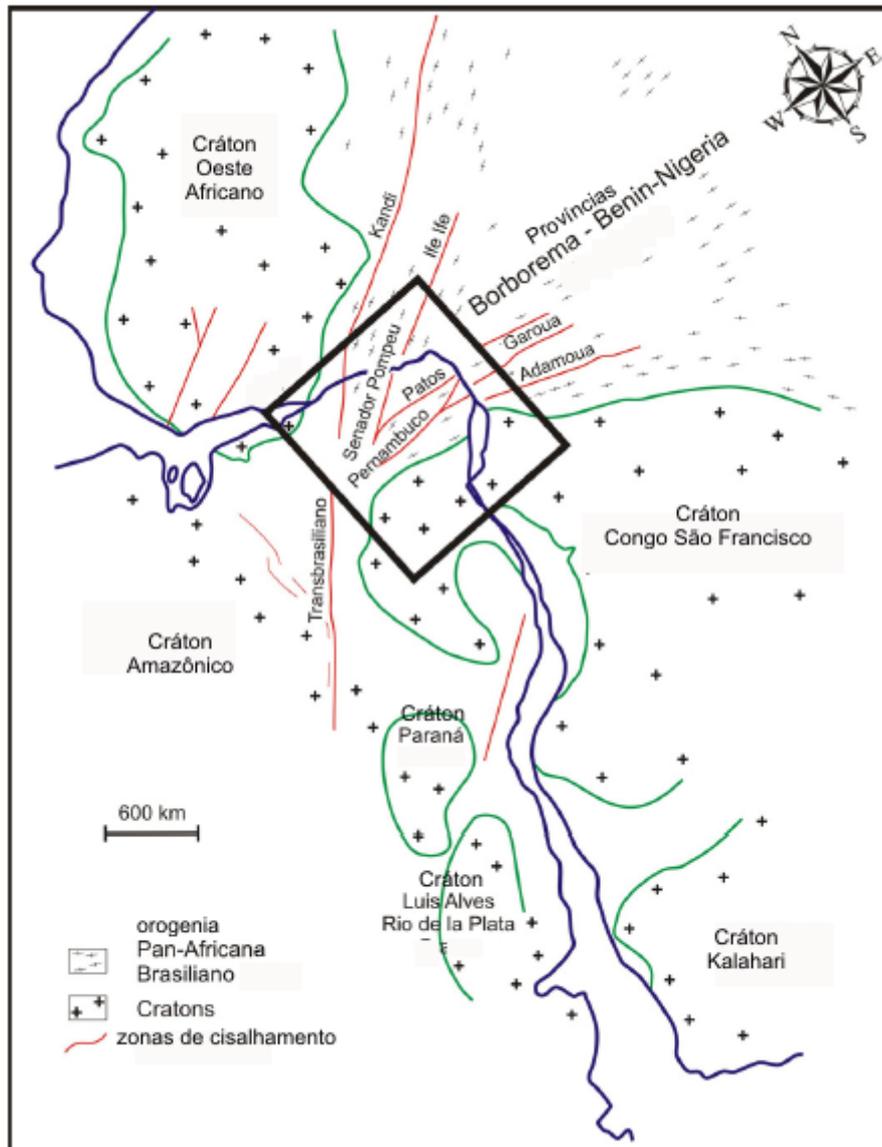


Figura 2.2: Mapa estrutural esquemático do Gondwana Oeste a 600 Ma. Reproduzido de De Castro *et al.* (2012)

Velhos (início do Neoproterozóico) e em seguida pela orogênese Brasileira (final do Neoproterozóico) e que em consequência, ela é formada por terrenos de origens distintas e separados por grandes zonas de cisalhamento que teriam continuidade no continente Africano. Muitas evidências dessa continuidade, como terrenos que teriam sido frações do supercontinente Rodínia, foram encontradas do Noroeste do Ceará até a parte costeira da Província Borborema e para o interior da África (Brito Neves *et al.*, 2001). Outro modelo considera que tanto a região da Província quanto os crátons vizinhos: Amazônico, Oeste-Africano e Congo-São Francisco faziam parte do supercontinente Atlântica, que teria sido consolidado no Paleoproterozóico (~2

Ga). Em cerca de ~ 1 Ga, teriam ocorrido eventos tectônicos levando a um *breakup* desse continente, e assim ele teria feito parte do supercontinente Rodínia (Neves, 2003). Todos os modelos propostos para a evolução da Província reconhecem os eventos magmáticos da orogênese Brasileira como o principal evento de deformação e metamorfismo, mas não têm uma coerência quanto à idade dos vulcanismos. Então, devido à falta de dados paleomagnéticos suficientes para a descrição da trajetória da Província durante o Pré-Cambriano, não se pode afirmar qual modelo verdadeiramente representa a sua evolução (Neves, 2003).

2.3 As subdivisões da Província em domínios

Em Almeida *et al.* (2000), destacam-se terrenos de origens distintas que teriam sido parte do supercontinente Rodínia. Essa denominação foi a primeira divisão da Província Borborema em diferentes blocos. Com os trabalhos de Jardim de Sá (1992), foi possível a identificação de muitas heterogeneidades na Província, o que sugeriu terrenos de evoluções distintas. Os mesmos estariam separados pelas grandes zonas de cisalhamento e teriam sido modificados pelos eventos da orogênese Brasileira.

Através de investigações geofísicas e informações geocronológicas, alguns autores como Jardim de Sá *et al.* (1992), Van Schmus (2008), Santos & Medeiros (1999) dividiram a Província em diferentes terrenos com distintas origens, como mostra a figura 2.3, os quais teriam sido aglutinados durante as orogêneses do Neoproterozóico. Desta forma teria acrescentado à crosta da Província, massas de diferentes idades. A divisão mais citada são em cinco grandes domínios: sul ou externo, zona transversal, Rio Grande do Norte, Ceará e Médio Coreaú.

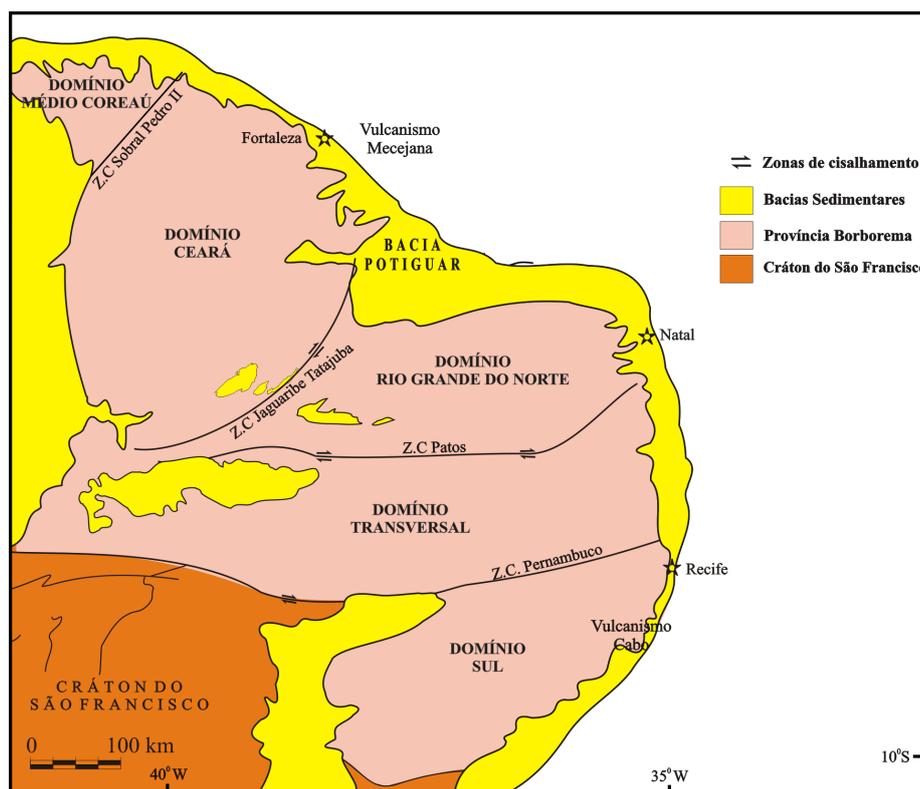


Figura 2.3: Domínios tectônicos da Província Borborema. Modificado de Oliveira (2008).

2.4 Os eventos de idades Mesozóicas-Cenozóicas

Com a abertura do Atlântico sul, no Cretáceo, formou-se um sistema de riftes no Nordeste Brasileiro, o qual deu origem às bacias marginais localizadas na Província, como a Potiguar, Sergipe-Alagoas, Paraíba e Recôncavo-Tucano-Jatobá. Uma dessas bacias é a Potiguar, que está situada na porção setentrional da Província Borborema. Ela é a mais oriental das bacias de margem equatorial do Brasil e originou-se do *breakup* entre as Províncias Borborema (NE-Brasil) e a Província Benin (Nigéria-África) (Matos, 1992). Essa bacia possui um afinamento crustal sob o *trend* Cariri-Potiguar (De Castro *et al.*, 1998), o que geralmente ocorre em uma região de margem continental passiva. Ela é uma das regiões da Província Borborema onde há deformações de idade Cenozóica e as evidências dessas deformações podem ser verificadas nas formações Serra do Martins e Barreiras e pelo vulcanismo Macau.

A assinatura gravimétrica regional, na parte norte da bacia, tem sido dominada por um aumento nos valores das anomalias Bouguer, do continente para o oceano, o que caracteriza um afinamento crustal na zona de transição continente-oceano da margem passiva brasileira (De

Castro *et al.*, 2007). A zona do rifte Potiguar tem uma extensão de 250 km de largura na direção NW-SE (*trend* Cariri-Potiguar) e ocorre na porção mais fina da crosta, assumindo-se que a espessura crustal é de 28 km nessa região (Matos, 1992). A falha de Carnaubais é a principal do rifte, representando a sua continuação na zona de cisalhamento Porto Alegre (Figura 2.5). De Castro *et al.* (2012) mostraram esse rifte através de dados magnéticos e gravimétricos, na bacia e no embasamento Pré-cambriano, onde observou-se uma espessura crustal que varia de 30 km, no continente, até 20 km na margem continental.

Na Província Borborema existem registros de dois eventos, ocorridos no Cenozóico após o break-up continental: a epirogenia com idade mínima de 25 Ma (Morais Neto *et al.*, 2008) e os magmatismos Macau com idades de 45 a 7 Ma e Cuó com idades de 90-93 Ma (Knesel *et al.*, 2011). Assim, acredita-se que o soerguimento do Planalto da Borborema e o magmatismo Cenozóico possuem uma correlação temporal (Jardim de Sá *et al.*, 2005). Desde então, os autores procuram um modelo de evolução que descreva todos os eventos registrados na Província.

Para a evidência de vulcanismo, Almeida *et al.* (1988) identificaram quatro eventos magmáticos, de idades distintas e de distribuição dispersa, mas que atingiram grande parte da área continental e da margem continental adjacente. As rochas desses quatro eventos possuem composições distintas, sendo as do primeiro evento (Juro-Cretáceo) de natureza essencialmente toleítica e formando diques na borda da bacia Potiguar denominado de magmatismo Rio Ceará Mirim, já o magmatismo Serra do Cuó (Oliveira, 1996), apresenta idades K-Ar de 90-93 Ma com rochas basálticas de natureza toleítica a moderadamente alcalina. No terceiro evento (Aptiano-Albiano) são tipicamente félsicas, denominando-se de vulcanismo Cabo e localizado ao sul de Recife. No último e mais recente evento (Eoceno-Mioceno) o material possui características alcalinas, está espalhado por grande parte da Província e é denominado vulcanismos Mecejana e Macau. A Figura 2.4 demonstra os quatro eventos. Esses vulcanismos Mesozóicos-Cenozóicos localizados na Província estão organizados em dois principais alinhamentos ortogonais: o alinhamento Fernando de Noronha-Mecejana (AFNM) offshore e o alinhamento Macau-Queimadas (AMQ) onshore. O AFNM possui rochas extrusivas e intrusivas, estando relacionado à proposta de atividades da pluma do manto e à abertura do Atlântico (Almeida *et al.*, 1988; Mizusaki *et al.*, 2002), enquanto o vulcanismo AMQ possui um volume alcalino pequeno de rochas extrusivas e tem sido interpretado como originário de plumas mantélicas (Jardim de Sá *et al.*, 1999). Os plugs ao longo do AMQ são continentais e jovens com idades de

93-6.7 Ma e teriam uma origem diferente do magmatismo jovem de 22-2 Ma que ocorreu em Fernando de Noronha. Além disso, ambas as áreas foram contemporaneamente ativas por pelo menos 5 Ma, o que descarta a hipótese de pluma do manto para a explicação dos dois vulcanismos. Com datações por K-Ar e Ar^{40}/Ar^{39} as idades para o vulcanismo Mecejana estão entre 26-34 Ma (Knesel *et al.*, 2011).

O Planalto da Borborema está localizado na borda leste da Província Borborema e possui um formato elíptico com alinhamento na direção NNE-SSW e com altitudes que chegam a 1200 m na sua parte central e oeste, configurando a região mais elevada da Província. O soerguimento do planalto da Borborema possui uma evidência apartir de análises de traços de fissão de apatita em amostras graníticas-gnaissicas. Essas amostras revelaram a existência de dois episódios de resfriamento: o primeiro com idades de 100-90 Ma (cretáceo inferior) e o outro com idades de 20-0 Ma (Neogeno). O primeiro evento foi associado ao soerguimento e/ou denudação da topografia regional após o breakup continental e não se sobrepõe a nenhuma atividade magmática observada na Província. O segundo evento foi associado a mudanças climáticas, acentuando a erosão da topografia da época e teria sido responsável também pela deposição de sedimentos da formação Barreiras ao longo da costa. Esse último evento teria se sobreposto ao vulcanismo Cenozóico em amostras próximas à bacia Potiguar, mas uma relação foi desconsiderada devido ao pequeno volume do magmatismo que acredita-se incapaz de induzir o soerguimento (Morais Neto *et al.*, 2009). A análise de sedimentos da formação Serra dos Martins observados em grandes altitudes na região, também pelo mesmo método de datação, sugere que as amostras de sedimentos são de idades posteriores ao Paleogeno e assim a hipótese de que o soerguimento teria ocorrido no Cenozóico é reforçada.

2.5 Modelos de evolução Cenozóica da Província

Grande parte dos modelos propostos para explicar os eventos do Cenozóico propõem uma ocorrência contemporânea do soerguimento do planalto da Borborema e do magmatismo Macau, suposição baseada na ocorrência de sedimentos da Formação Serra dos Martins, encontrados em mesas a grandes altitudes. A seguir é descrito um resumo de cada modelo proposto para esses eventos que eles são ilustrados na Figura 2.6.

O primeiro modelo a explicar essa ocorrência contemporânea foi Jardim de Sá *et al.* (1999)

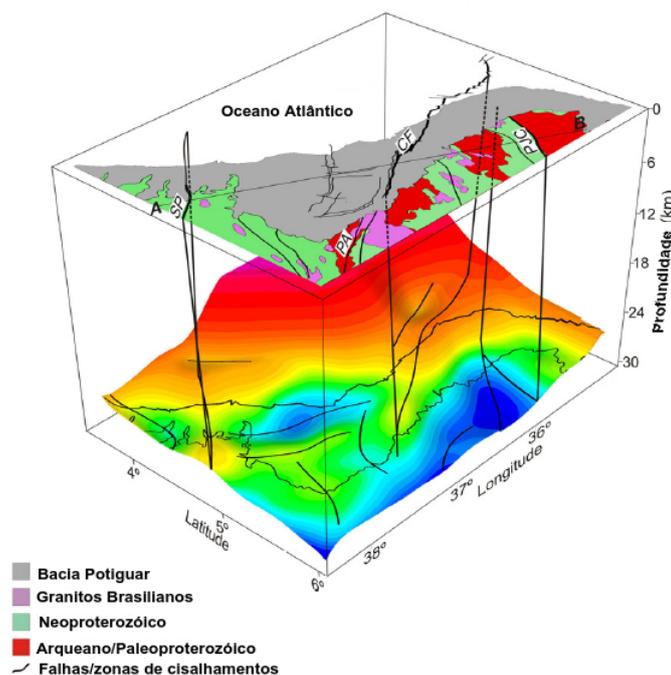


Figura 2.5: Integração de dados gravimétricos e geologia de superfície na bacia Potiguar. Mostrando a falha de Carnaubais (CF) e sua continuação na zona de cisalhamento Porta Alegre (PA), segundo De Castro *et al.* (2012)

metassomático da litosfera inferior, juntamente com fusões de domínios do manto enriquecido foi ativado por eventos tectônicos extensionais que afetaram a Província Borborema, criando condições para uma ascensão do manto. Assim teria aparecido uma anomalia térmica de baixo fluxo de calor que poderia gerar variados graus de fusão de regiões do manto sub-litosférico, ou alternativamente por substituição ou delaminação da litosfera mais inferior em resposta às tensões tectônicas extensionais.

Morais Neto *et al.* (2009) propôs um modelo de *upwelling* divergente, onde um estiramento e afinamento da litosfera teria produzido um fluxo de material da astenosfera para o interior da região, engrossando a litosfera continental adjacente a distâncias superiores às da fonte de rifteamento localizada. Em seguida teria ocorrido um subsequente re-equilíbrio térmico dessa litosfera continental e assim gerado uma elevação de 400-600 m em uma escala de tempo de 60-100 Ma. As distâncias alcançadas pelo mecanismo seriam da ordem de 400-660 km para o interior da Província. Como as altitudes observadas na região da Borborema é de até 1200 m, os autores ainda propõem que este mecanismo seria responsável por uma parcela significativa da elevação observada no Planalto da Borborema que teria sido amplificado por um *underplating* magmático, com uma camada máfica até 10km, associado a plumas mantélicas tais como St.

Helena ou *Ascension*.

Knesel *et al.* (2011) observou que o arranjo ortogonal dos alinhamentos magmáticos, o baixo volume do vulcanismo e falta de uma progressão da idade clara ao longo da linha AMQ, são inconsistentes com uma origem de pluma para o vulcanismo Cenozóico observado. Além do mais, a espessura da zona de transição parece normal sob a Província, consistente com a ausência de perturbações térmicas profundas (Pinheiro e Julià, 2014). Assim, Knesel *et al.* (2011) propôs que uma célula de convecção em pequena escala sob a borda cratônica pode fornecer uma explicação mais plausível para o magmatismo Cenozóico. Oliveira & Medeiros (2012) propuseram assim as causas do soerguimento do Planalto como estando associadas a um *underplating* magmático relacionado com os magmas gerados pela célula de convecção em pequena escala. O modelo propõe que correntes de convecção em pequena escala na borda da litosfera continental teriam produzido magma que haveria extrudido em pequena quantidade na área continental e uma quantidade significativa de material máfico teria ficado preso na base da crosta com espessura de 3-4 km. Após isso, as interações entre rochas magmáticas e o manto circundante teriam provocado deformações na crosta, findando no soerguimento da região, o qual se supõe ter ocorrido até que o planalto aplainasse e atingisse seu equilíbrio isostático. As correntes de convecção geradas pela instabilidade são capazes de produzir, ao longo do tempo, magmatismo intraplaca e, simultaneamente, provocar uma diminuição da estabilidade da interface litosfera continental/manto astenosférico, além de produzir um arrasto do manto litosférico frio para o interior do manto subjacente quente. Esta célula de convecção viajaria com a placa e seria mais provável para explicar o caráter de longa duração do vulcanismo observado e sua falta de progressão da idade. Além disso, o volume de magmatismo esperado a partir de uma célula de convecção em pequena escala, é consideravelmente menor do que o esperado a partir de um pluma do manto profunda (Knesel *et al.*, 2011).

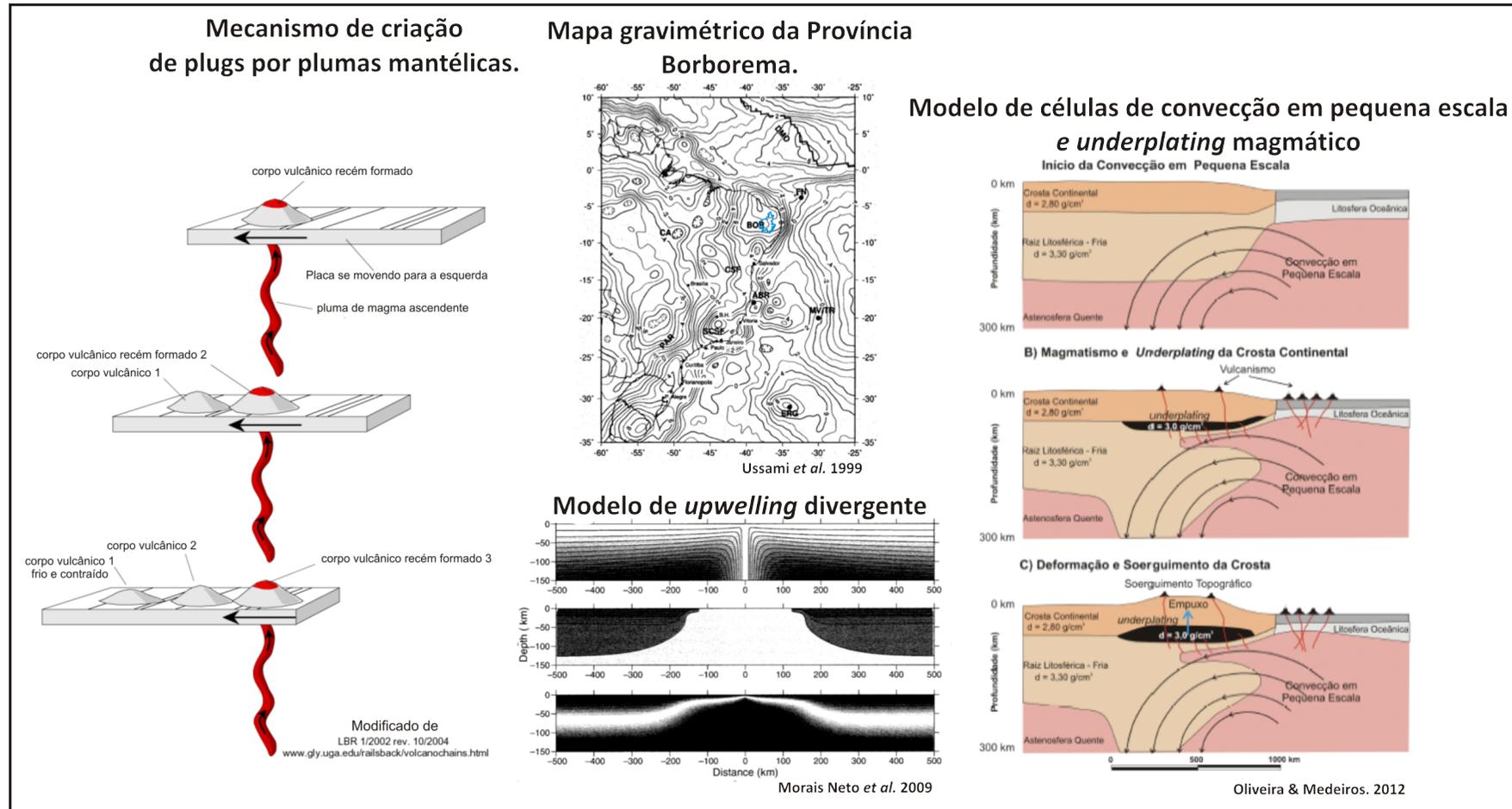


Figura 2.6: Modelos propostos para ocorrência do soergimento do Planalto da Borborema e magmatismo Cenozóico. Esquerda: modelo de ocorrência de plumas mantélicas relacionado à proposta de Jardim de Sá *et al.* (1999). Centro superior: mapa gravimétrico de Ussami *et al.* (1999) que propõe modelo de anomalia térmica. Centro inferior: Modelo de *upwelling* divergente do Morais Neto *et al.* (2009). Direita: modelo de células de convecção em pequena escala com *underplating* magmático proposto por Oliveira & Medeiros (2012).

2.6 Estudos Geológicos e Geofísicos na Província Borborema

Alguns trabalhos geofísicos e geológicos importantes realizados na Província buscaram modelos, ao longo dos anos, que explicassem tanto a evolução de toda a Província quanto a causa dos eventos ocorridos no Cenozóico. Em sua maioria, os estudos foram de caráter regional envolvendo pequenas porções da região. Os estudos de Oliveira & Santos (1999), Oliveira *et al.*, (2000) e Oliveira (2008) foram os primeiros a realizarem integração de dados geológicos e geofísicos para toda a Província. Além disso, há trabalhos que relacionam a Província com o restante do território Brasileiro, tais como: mapas gravimétricos, magnéticos e tomográficos. Abaixo serão citados apenas os trabalhos referentes às estimativas de espessura crustal e modelos propostos para explicação dos eventos mais recentes na Província e estudos sobre a região no cenário Brasileiro.

Muitos estudos realizados na Província levaram a estimativas de espessuras crustais (De Castro *et al.*, 1998; França *et al.*, 2006; Feng *et al.*, 2007; Lloyd *et al.*, 2010; Barbosa *et al.*, 2011; Soares *et al.*, (2011); Oliveira & Medeiros 2012; De Castro *et al.*, 2012; Pavão *et al.*, 2012; Assumpção *et al.*, 2013; Luz *et al.*, (2015); Almeida *et al.*, (2015); de Lima *et al.*, (2015)), evidenciando em geral dois tipos de crosta: (i) uma mais fina, geralmente observada na borda da bacia e rifte Potiguar, e (ii) outra mais espessa observada na região do Planalto da Borborema. De Castro *et al.* (1997 e 1998) fizeram a primeira estimativa para a profundidade da Moho, tentando delimitar os terrenos existentes na região, através de dados gravimétricos. De Castro *et al.* (1998) publicou o mapa gravimétrico de toda a Província baseados em dados de anomalia Bouguer. Outros estudos, tais como Beltrão (1989), Jardim de Sá *et al.* (1997), Campelo (1999) e Oliveira *et al.* (2001) são destacados pela investigação dos limites dos terrenos denominados domínios, bem como investigação da continuação das zonas de cisalhamentos em profundidade por Medeiros (2004). Estudos sobre estimativas para modelos de velocidades sísmicas (Vilar *et al.*, 2005; Feng *et al.*, 2007; Nascimento, 2010), de certo modo, também não verificaram a continuidade das feições superficiais em profundidade, devido à falta de resolução e poucas estações instaladas na Província.

Os trabalhos que postularam modelos para explicar os eventos do Cenozóico foram explicados e exemplificados na seção 2.5. Alguns trabalhos incluíram a Província Borborema no contexto Brasileiro, tais como: os mapas gravimétricos do Brasil publicados por Ussami *et al.*

(1993), que postulou o modelo de anomalia térmica proposto para os eventos do Cenozóico. Os mapas magnéticos confeccionados para o Brasil por Moraes & Ferreira (1991) e para a América do Sul por Getech & PGW (1996), assim como o mapa tomográfico confeccionado por Feng (2004) e Feng *et al.* (2007), porém demonstraram com pouca resolução para revelar as características da Província.

Neste trabalho realizamos estimativas de espessuras crustais, bem como mapa tomográfico de ondas de superfície para toda a América do Sul e modelos de velocidade de ondas S para toda a Província. Além disso, propõe-se um modelo alternativo para explicar a topografia do Planalto da Borborema.

Capítulo 3

Metodologias

3.1 Funções do receptor - RF

Funções do receptor são séries temporais que demonstram a estrutura da terra próximo a um receptor. Elas são calculadas usando as componentes de eventos telessísmicos com distância epicentral entre 30° e 90° . Sua forma de onda é composta pela chegada da onda P direta e pelas conversões P para S, que reverberam na estrutura próxima ao receptor quando atingem uma descontinuidade sísmica, como mostra a figura 3.1. Assim, cada trajetória local de cada fase que reverbera sob o receptor é representada por um pico na função do receptor.

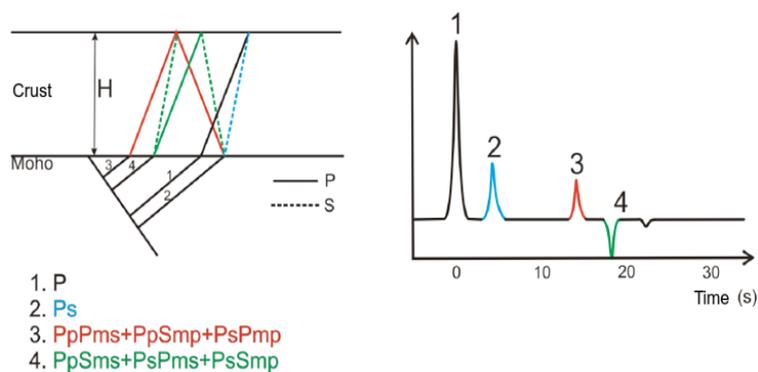


Figura 3.1: (a) Ao atingir uma descontinuidade sísmica, as múltiplas conversões P a S reverberam na camada sob o receptor. (b) Cada conversão P para S é representada por um pico na função do receptor. O primeiro pico corresponde a chegada da P direta e os demais correspondem às conversões P a S.

A técnica foi desenvolvida por Langston (1979), o qual representou a resposta da estrutura

da terra devido à onda P incidente na interface sob a estação como sendo a convolução das informações do mecanismo da fonte, da resposta instrumental e da estrutura local sob o receptor, expresso no domínio do tempo como:

$$\begin{aligned} D_v(t) &= I(t) * S(t) * E_v(t) \\ D_r(t) &= I(t) * S(t) * E_r(t) \\ D_t(t) &= I(t) * S(t) * E_t(t) \end{aligned} \quad (3.1)$$

onde $S(t)$ é a função temporal da fonte, $I(t)$ é a resposta do instrumento e $E_v(t)$, $E_r(t)$, $E_t(t)$ representam a estrutura sob o receptor. Langston (1979) admitiu que a componente vertical da resposta da estrutura crustal contém toda energia da onda P, uma vez que a incidência dela é quase vertical. Aproximando essa componente de uma função impulso, tem-se que $E_v(t) \approx \delta(t)$, e portanto $D_v(t) \approx I(t) * S(t)$. Assim, no domínio da frequência, a operação de deconvolução é dada pelas expressões abaixo,

$$E_r(\omega) = \frac{D_r(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \approx \frac{D_r(\omega)}{D_v(t)} \quad (3.2)$$

$$E_t(\omega) = \frac{D_t(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \approx \frac{D_t(\omega)}{D_v(t)} \quad (3.3)$$

Portanto, o procedimento consiste de uma operação de deconvolução da componente vertical pela componente radial e transversal, removendo os efeitos da fonte e do instrumento de maneira que as informações acerca da estrutura próxima ao receptor sejam mantidas.

A presença de ruídos aleatórios e sinais com banda de frequência limitada torna a deconvolução instável. Então, é usado um filtro gaussiano para que limite a banda de frequência (Langston, 1979). O filtro é escrito da seguinte forma:

$$G(\omega) = e^{-\omega^2/4\alpha^2} \quad (3.4)$$

onde α controla a largura do filtro.

Embora a deconvolução mais usada no estudo das funções do receptor tenha sido a estabilização por nível de água, no domínio da frequência (Clayton & Wiggins, 1976), Ligorria & Ammon (1999) realizaram um procedimento de deconvolução iterativa no domínio do tempo, usando o ajuste de quadrados mínimos entre os sismogramas observados e previstos. Assim, obtiveram uma maneira mais estável de estimar as funções do receptor.

Esse método, que utiliza funções do receptor, tem sido muito utilizado para investigar as propriedades sísmicas da crosta (Julià & Mejía, 2004; Zhu & Kanamori, 2000), pois essa modelagem do tempo e da amplitude das ondas pode nos fornecer vínculos para inferir sobre a geologia local de cada região próxima à estação sísmica. A extensão lateral amostrada pelas funções do receptor é proporcional à profundidade do contraste de velocidades. As amplitudes das chegadas das ondas dependem do ângulo de incidência da onda P com a interface, bem como da descontinuidade sísmica que gera as conversões e, segundo Ammon (1991), a amplitude das fases convertidas diminui com o aumento da distância epicentral. O tempo de chegada da fase convertida é dependente da profundidade da interface, do ângulo de incidência da onda P e das velocidades entre a superfície e a interface sob o receptor.

3.1.1 Deconvolução iterativa

Ligorria & Ammon (1999) usaram o método de deconvolução iterativa no domínio do tempo para calcular a função do receptor. Eles acreditam que este método cria uma função do receptor causal e fornece estimativas quantitativas de confiabilidade da função do receptor, quando comparado ao método de estabilização por nível de água. Para garantir o sucesso durante o processo de deconvolução, as funções do receptor que não reproduzem no mínimo 85 por cento da forma de onda original radial são rejeitadas.

O objetivo é minimizar a diferença entre um sinal observado e um sinal sintético gerado por uma deconvolução iterativa de um trem de ondas com picos com a resposta do meio de propagação. Para o caso de interesse, essas ondas são as funções do receptor, $h(t)$, as quais são deconvolidas com a componente vertical do movimento, $v(t)$, para obter a componente radial do movimento.

$$r(t) = h(t) * v(t) \quad (3.5)$$

No processo de deconvolução iterativo se obtêm as funções do receptor, $h_i(t)$, que é equivalente a $h(t)$ se o erro entre $r(t)$ e a convolução de $h_i(t)$ com $v(t)$ estiver com um nível tolerável (para este trabalho esse nível foi 85%).

Para construir $h_i(t)$, adiciona-se uma série de pulsos Gaussianos defasados no tempo, no domínio da frequência:

$$G(\omega) = \exp\left(\frac{-\omega^2}{4a^2}\right) \quad (3.6)$$

Então a convolução da estimativa de $h_i(t)$ com a componente vertical do sismograma é subtraída da componente radial do sismograma e o procedimento é repetido para estimar os outros picos e as amplitudes.

3.1.2 H- κ Stacking

Após o cálculo da função do receptor, é usado um algoritmo para estimar as razões V_p/V_s e a espessura crustal H sob cada estação. O *H- κ stacking* (Zhu & Kanamori, 2000), soma as amplitudes das funções de receptor de acordo com o tempo de chegada previsto de cada fase, para as diferentes espessuras crustais e razões V_p/V_s , e são transformadas do domínio do tempo para o domínio H- κ definido como:

$$s(H, \kappa) = \omega_1 r(t_1) + \omega_2 r(t_2) - \omega_3 r(t_3) \quad (3.7)$$

onde $r(t)$ é a amplitude da função de receptor radial; t_1, t_2, t_3 são os tempos de chegada das principais convesões P para S, κ é a razão V_p/V_s e a H é a espessura crustal; ω_i são os pesos, a somatória de todos deve ser igual a 1.

A melhor estimativa de H e κ se dá quando as fases são empilhadas coerentemente. Pelo que o valor da função $s(H, \kappa)$ atinge um valor máximo.

3.2 Tomografia de ondas de superfície

As ondas de superfície, são as ondas de maior amplitude em um sismograma registrado a distância telessísmica, e têm um papel muito importante nos estudos sismológicos porque fornecem algumas das melhores informações da estrutura da crosta e do manto superior da Terra. Elas diferem das ondas de corpo em vários aspectos, como por exemplo, as ondas de superfície viajam mais lentamente; os decaimentos de suas amplitudes com a distância são menores; suas velocidades dependem fortemente da frequência (Shearer, 1999). Os dois tipos de ondas de superfície são as ondas *Rayleigh*¹ e ondas *Love*² que se propagam ao longo da superfície da Terra, como ilustrado na figura 3.4. Ambas, são resultado da interação das ondas P e S com

¹Em 1887, *Lord Rayleigh* demonstrou, por soluções de equações elásticas, a existência de uma onda que se propagava ao longo da superfície do corpo.

²Em 1911, *A.E.H Love* demonstrou a existência do segundo tipo de onda de superfície.

as condições de contorno do meio. As ondas de superfície são influenciadas por mudanças nas propriedades do material com a profundidade.

O presente estudo é baseado em observações do modo fundamental das velocidades de ondas de grupo *Rayleigh*. O método de inversão tomográfica empregado permite o uso tanto a nível regional (ou seja, com caminhos inteiros dentro da região de estudo) quanto telessísmico (ou seja, com epicentros ou estações localizadas fora da região de estudo) de medidas de velocidades de grupo. Foi implementado o pacote *SwtomoPackage* de (An & Feng, 2009) para o processamento da tomografia de ondas superficiais. As células da tomografia são de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$.

Nosso objetivo é melhorar a resolução das imagens tomográficas do NE Brasileiro acrescentando os nossos dados tomográficos à tomografia da Feng *et al.* (2007) para toda a América do Sul. Como podemos ver na Figura 3.2, a resolução para a região Nordeste é baixa, de tal maneira que a barra de cores da tomografia informa uma velocidade uniforme na região. Enquanto a Figura 3.3 mostra os períodos de 40 s, 70 s e 100 s para a região do Nordeste Brasileiro obtidos por este estudo, informando de interessantes mudanças laterais na velocidade de grupo dentro da Província Borborema.

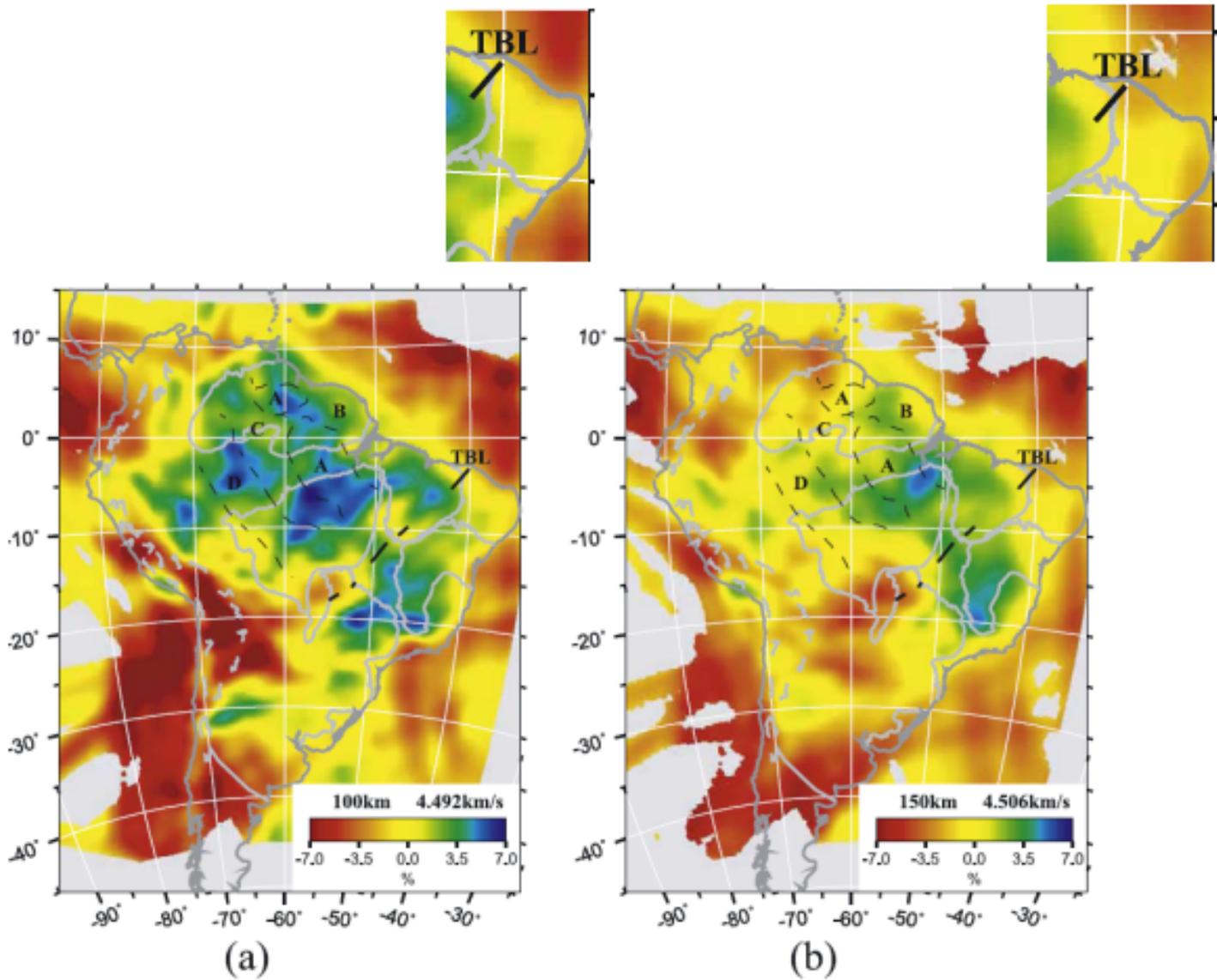


Figura 3.2: Tomografia para a América do Sul de Feng *et al.* (2007), com destaque para o Nordeste Brasileiro e mostrando pouca resolução para a região da Província Borborema.

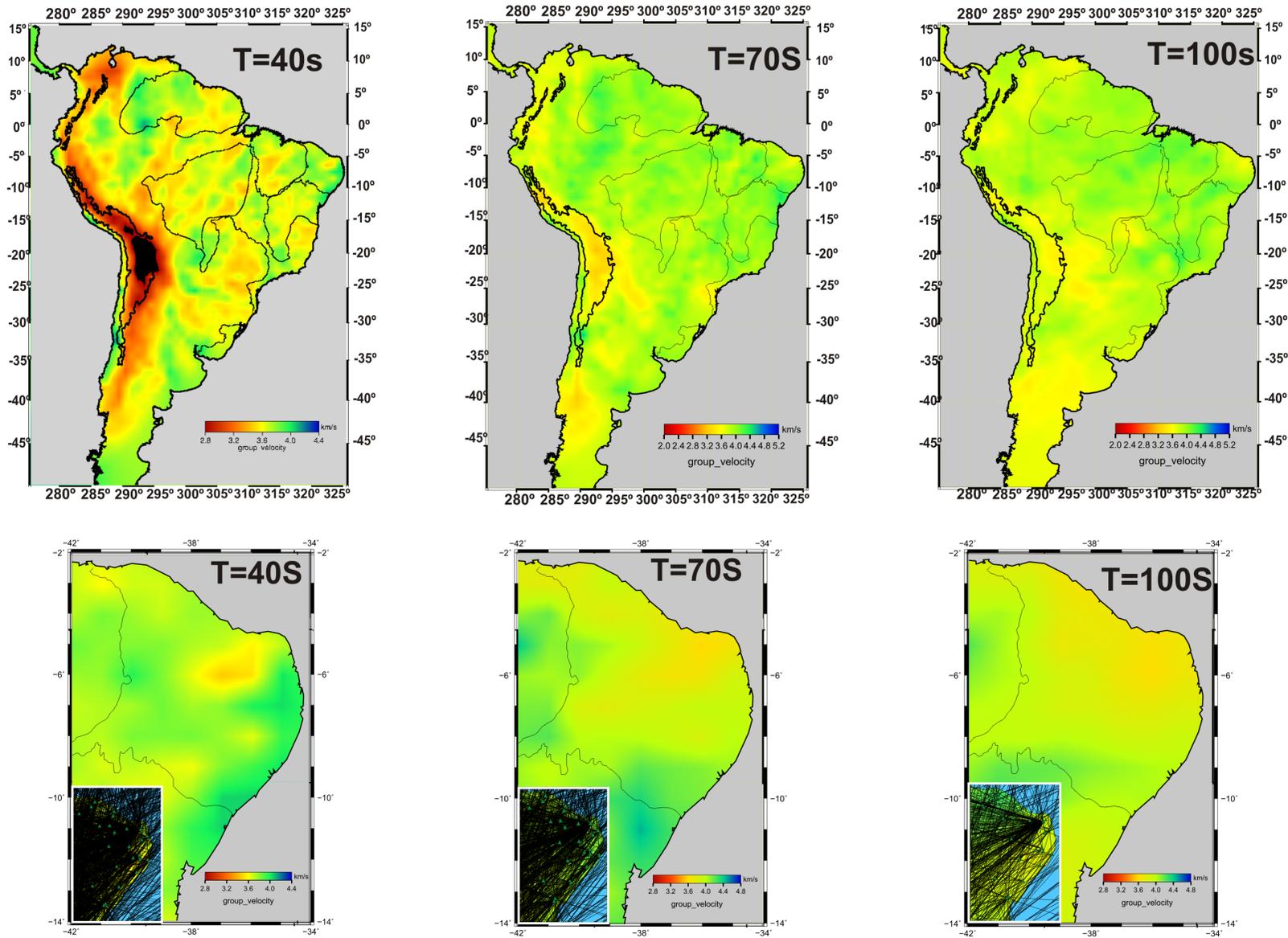


Figura 3.3: Parte superior - tomografia para toda a América do Sul, períodos de 40s, 70s e 100s. Parte inferior, destaque para a região da Província nos mesmos períodos da parte superior e com os percursos correspondentes para cada período.

3.2.1 Multiple Filter Analysis - MFA

Quase todas as fontes sísmicas excitam ondas que incluem um espectro contínuo de frequências. Cada componente harmônica tem uma velocidade, $c(\omega) = (\omega/k)$, onde ω é a frequência angular e k é o número de ondas, que se chama velocidade de fase. Quando existe um espectro de frequências, as perturbações das ondas interferem entre si, produzindo ondas construtivas e destrutivas que influenciam o movimento do solo. As ondas construtivas se comportam como um pacote de ondas que se propaga como perturbações ao longo da superfície com velocidades próprias, $U(\omega) = (d\omega/dk)$, que se chama velocidade de grupo. Tanto a velocidade de fase como a velocidade de grupo dependem da frequência (ou período). Esta característica é o que nós chamamos dispersão. A dispersão reflete a variação da velocidade da onda S com a profundidade. As ondas Rayleigh e Love são, principalmente sensíveis às velocidades da onda S em profundidade. Ou seja, para uma pequena perturbação da velocidade da onda S, haverá uma grande perturbação nas velocidades de grupo.

A Técnica de Filtragem Múltipla (Dziewonski *et al.*, 1969) é usada para estudar as va-

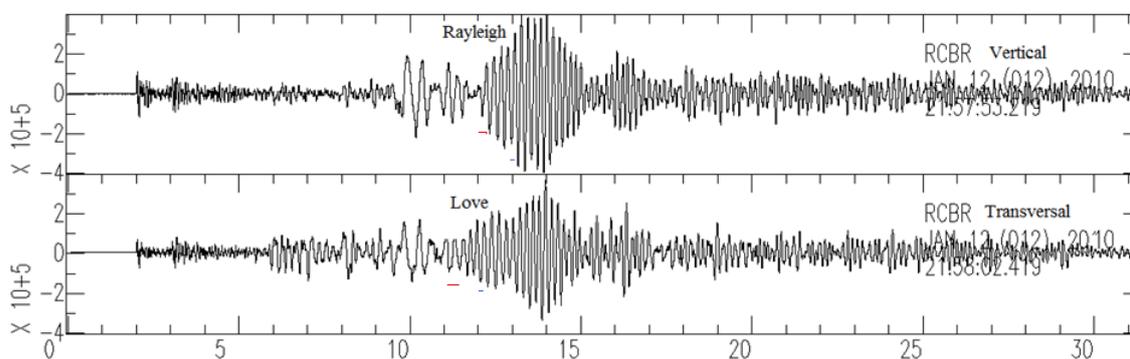


Figura 3.4: Ondas de superfície, Rayleigh e Love, de um evento registrado em RCBR.

riações de amplitude da envolvente de um sinal em função do período, e do atraso de grupo (que, quando dividindo a distância epicentral, providencia a velocidade de grupo). Os pacotes de ondas sísmicas superficiais gerados por um evento sísmico, são normalmente formados por vários harmônicos. O objetivo da MFA é isolar esses pacotes e calcular as suas velocidades de grupo.

A MFA tem como base teórica a utilização de uma função Gaussiana no domínio da frequência. O filtro Gaussiano pode tornar-se mais largo ou mais estreito de acordo com o seu parâmetro

de largura α , que por sua vez, depende da natureza da dispersão no sismograma. Assim, a velocidade de grupo para cada frequência, pode ser calculada dividindo o comprimento do caminho entre as estações pelo atraso de grupo do pacote de ondas. Para isso precisamos conhecer apenas o tempo de origem e o local do evento. No pacote do Herrmann & Ammon (2002), α é constante causando resoluções diferentes, nas medidas da velocidade de atraso de grupo, para períodos diferentes. A função da janela do filtro Gaussiano pode ser escrita como (Dziewonski *et al.*, 1969; Herrin & Goforth, 1977):

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2} \quad (3.8)$$

onde ω_n é a frequência central do filtro e α é um parâmetro de largura do filtro que controla a resolução da medida da velocidade de grupo (Bhattacharya, 1983).

O resultado da MFA possui contornos contaminados pela cauda das ondas S e os modos mais altos das ondas de superfície. Para isolar as ondas de superfície do modo fundamental usa-se o *phase matched filter* (Herrin & Goforth, 1977). Um sinal de amplitude espectral unitária com uma fase estimada a partir dos atrasos de grupo é construído e correlacionada com o sinal original. O resultado desta correlação cruzada é que qualquer componente do sinal original com uma fase correspondente ao filtro é comprimido a uma *wavelet* perto de zero na fase de correlação cruzada. Se cortamos a correlação cruzada para atenuar quaisquer sinais longe da fase zero e aplicarmos o complexo conjugado do filtro original, isolamos os sinais a partir do original que têm atrasos de grupo próximo da estimativa usada para construir o filtro. O filtro de isolamento, $C(\omega)$ é construído como:

$$C(\omega) = e^{i\theta(\omega)} \quad (3.9)$$

onde $\theta(\omega)$ é a integral do atraso de grupo:

$$\theta(\omega) = \int_0^\omega t_g(\omega) d\omega \quad (3.10)$$

A figura 3.5 mostra um exemplo da aplicação do filtro com uma estação do Nordeste. O isolamento do modo fundamental extrai parte do sinal com um atraso de grupo similar ao descrito pela curva de velocidades de grupo. Após selecionar os modos fundamentais, as curvas estão prontas para serem usadas na tomografia de dispersão de ondas superficiais.

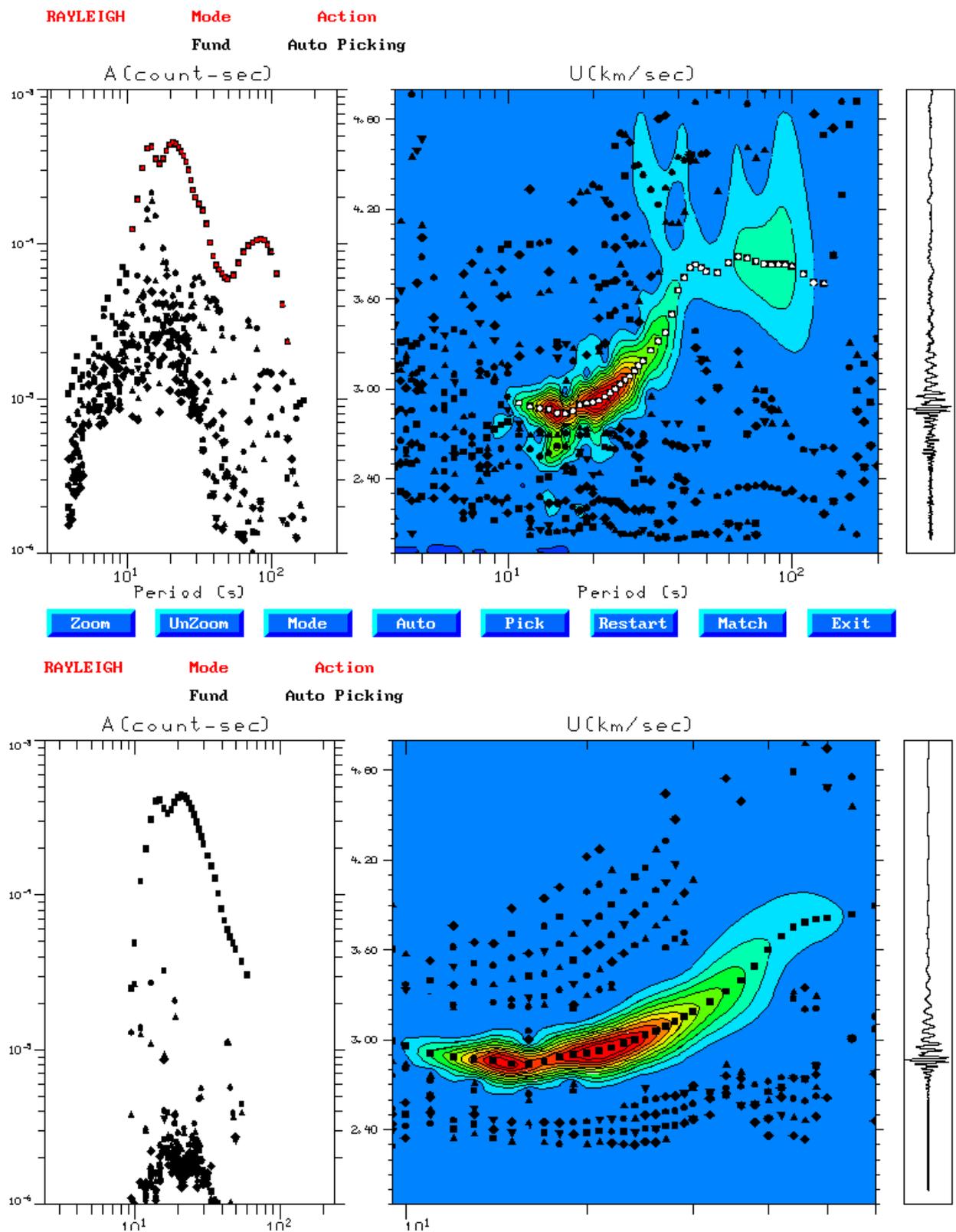


Figura 3.5: Exemplo de dispersão das velocidades de grupo das ondas de superfície, estação NBAN, antes (esquerda) e depois (direita) da aplicação do filtro *phase matched*.

3.2.2 Tomografia das velocidades de grupo

O propósito de usar apenas as dispersões para obter o perfil de velocidade de onda S se torna inviável quando, por exemplo, temos uma região muito grande a ser estudada e muitas estruturas geológicas estão contidas na área, pois não seremos capazes de distinguir de qual estrutura é o perfil de velocidade. Neste caso, deve-se descobrir as distribuições de velocidade de grupo dentro das unidades pequenas (velocidades regionalizadas) usando as curvas de dispersão dos percursos (velocidades médias), e temos então que realizar uma tomografia de velocidades de grupo para obter as velocidades regionalizadas nas pequenas regiões de escolha da malha usada na tomografia. Como mostrado na figura 3.6, a tomografia pode ser calculada através dos percursos dos eventos até a estação. Computando o tempo de percurso e a distância epicentral podemos encontrar a vagarosidade (inverso da velocidade) e assim obtermos então a relação entre a observação (velocidade média do percurso, v_A) e os parâmetros (as velocidades das células, v_i), como mostrada na figura 3.6. Fazemos a mesma coisa para o percurso B e obtemos um conjunto de equações para todos os percursos observados.

Podemos reescrever as equações na maneira matricial, onde a matriz A contém coeficientes



$$T_A = \frac{L_A}{v_A} = \frac{l_9}{v_9} + \frac{l_{14}}{v_{14}} + \frac{l_{13}}{v_{13}} + \frac{l_{18}}{v_{18}} + \frac{l_{17}}{v_{17}} + \frac{l_{22}}{v_{22}}$$

$$T_B = \frac{L_B}{v_B} = \frac{l_6}{v_6} + \frac{l_7}{v_7} + \frac{l_8}{v_8} + \frac{l_{13}}{v_{13}} + \frac{l_{14}}{v_{14}} + \frac{l_{15}}{v_{15}}$$

$$\begin{bmatrix} l_{A1} & \cdots & l_{A30} \\ l_{B1} & \cdots & l_{B30} \\ \vdots & \vdots & \vdots \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 1/v_1 \\ \vdots \\ 1/v_{30} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} L_A/\overline{v_A} \\ L_B/\overline{v_B} \\ \vdots \end{bmatrix}$$

$$A_{m \times n} \cdot x_{n \times 1} = b_{m \times 1}$$

$$F(x) = \|Ax - b\|^2 + \lambda \|\Delta x\|^2$$

Figura 3.6: Malha para tomografia da América do sul usada por Feng (2004), mostrando como a área de estudo é dividida em células para obtenção da tomografia, bem como o cálculo do tempo de percurso de um evento entre a fonte e a estação. Para o cálculo desse tempo, utiliza-se o percurso dividido pela vagarosidade em cada célula. Mostra também a forma matricial e analítica do funcional utilizado para o cálculo da tomografia.

constantes com comprimentos de percursos dentro de células, o vetor x é os parâmetros com vagarosidades (inverso da velocidade) das células, e o vetor b são os dados observados com vagarosidades médias dos percursos (ou tempos de atraso totais dos percursos). Para estabilizar a inversão e suavizar o modelo, vínculos de suavização (primeira-ordem do gradiente espacial do modelo, Δx) podem ser incluídos. Para o cálculo da tomografia, utilizaremos o pacote *SwtomPackage* de An & Feng (2009).

3.3 Inversão conjunta de RF e curvas de dispersão

Funções do receptor e velocidades de grupo telessísmicos são amplamente utilizadas para estudar a estrutura da terra em profundidade. A dispersão das ondas de superfície pode revelar a variação da velocidade da onda S do meio e as funções do receptor estimam o tempo S-P das interfaces em que ocorre a conversão P para S, assim como o contraste de velocidade através da descontinuidade sísmica, caracterizando as camadas existentes na subsuperfície de cada estação. Como visto nas seções anteriores, as funções do receptor são sensíveis aos contrastes de velocidade relativos da onda S e tempos de trânsito verticais e as velocidades de dispersão se alteram com a variação absoluta da velocidade S média ao longo da profundidade. O uso de cada metodologia para inferir o perfil de velocidade para a crosta e manto superior tem sido bastante satisfatório, por isso utilizar os dois métodos em conjunto, na mesma inversão, oferece restrições mais rigorosas a cerca da estrutura de velocidade de onda S em profundidade do que qualquer uma das técnicas quando aplicadas individualmente.

Sendo assim o objetivo de realizar uma inversão conjunta é complementar as vantagens fornecidas por cada conjunto de dados independentes, por exemplo, a diminuição da não unicidade imposta ao método da função do receptor (Ammon *et al.*, 1990) com o acréscimo dos dados de dispersão de maneira que os resultados estimados se tornem ainda mais consolidados.

Para atingir esse propósito, os dois conjuntos de dados devem ter consistência, isto é, ambos os sinais devem amostrar a mesma estrutura do meio de propagação das ondas. A função do receptor não reflete toda a estrutura sob o receptor, as distâncias horizontais atingidas por ela dependem da interface mais profunda e as verticais dependem do comprimento da janela de tempo; já para as ondas de superfície o alcance horizontal depende das distâncias epicentrais (ou do tamanho da célula em estudos tomográficos) e o vertical depende período (ou frequên-

cia). O resultado dessa união de informações é um algoritmo de inversão capaz de utilizar a resposta de um conjunto de dados para completar as lacunas existentes no outro conjunto de dados (Julià *et al.*, 2000).

A inversão conjunta foi realizada seguindo basicamente o esquema descrito por Julià *et al.* (2000), mas usando o sistema de equações a ser invertidas da aprimoração da inversão em Julià *et al.* (2003). A seguir os detalhes da inversão simultânea de funções do receptor e dispersões de ondas de superfície.

3.3.1 Detalhes da Inversão conjunta

Seja utilizando dados de dispersão de ondas de superfície ou de função do receptor para estudar a estrutura da velocidade da onda S nos meios, o problema direto pode ser expresso como na equação abaixo:

$$y = F[x] \quad (3.11)$$

onde y é o vetor de dados observados N-dimensional, $F[]$ representa a operador não linear para o modelo que mapeia vetores no espaço do modelo em vetores no espaço dos dados, e x é um vetor M-dimensional das velocidades de onda S em camadas fixas da litosfera que descreve os parâmetros do modelo. Geralmente o problema não linear da equação 3.11 é expandido em séries de Taylor:

$$y \approx F[x_0] + \nabla F|_{x_0} \cdot [x - x_0] \quad (3.12)$$

Onde x_0 é o modelo inicial.

A modificação matemática feita na equação 3.12 utilizando o algoritmo "jumping" de Ammon *et al.* (1990) para diminuir a dependência do modelo final com relação ao modelo inicial, tem como resultado:

$$y - F[x_0] + \nabla F|_{x_0} \cdot x_0 = \nabla F|_{x_0} \cdot x \quad (3.13)$$

Desprezando os termos de 2^a ordem e ordens superiores, a função gerada aproxima x_0 da função original e pode ser reescrita da seguinte forma:

$$y' = \nabla F|_{x_0} \cdot x \quad (3.14)$$

y' é o novo vetor de resíduos. A solução agora é usar uma forma linearizada e iterativa, escrita como:

$$x_{i+1} = (\nabla F|_{x_i})^{-1} \cdot y' \quad (3.15)$$

$(\nabla F|_{x_i})^{-1} = G^{-1}$ é o operador inverso obtido minimizando o funcional φ , composto pelos quadrados mínimos com um vínculo de suavidade:

$$\varphi = (\Delta y - G\Delta x)^T(\Delta y - G\Delta x) + \theta((\Delta x)^T A^T A(\Delta x) - G\Delta x) \quad (3.16)$$

sendo θ o parâmetro que representa a curva *trade-off* entre resolução e estabilidade, geralmente encontrada pela análise da curva L . A é a matriz de diferenças finitas, relacionada à segunda derivada. Segundo Ammon *et al.* (1990), ela é:

$$A = \begin{pmatrix} 1 & -2 & 1 & 0 & \cdots \\ 0 & 1 & -2 & 1 & \cdots \\ 0 & 0 & 1 & -2 & \cdots \\ 0 & 0 & 0 & 1 & \cdots \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdots \end{pmatrix}$$

Agora fazendo a derivada parcial de φ com relação a x , podemos obter uma solução assim:

$$G^{-1} = (G^T G + \theta A^T A)^{-1} G^T \quad (3.17)$$

Para realizar a inversão conjunta, é necessário que os conjuntos de dados sejam equalizados para que um não predomine mais que o outro no resultado final. Julià *et al.* (2000) definiu um erro de predição conjunta para essa inversão considerando a influência do número de dados de dispersão e de função do receptor observados:

$$E_{y|z} = \frac{p}{N_y} \sum_{i=1}^{N_y} \left(\frac{y_i - \sum_{j=1}^M Y_{ij} x_j}{\sigma_{y_i}} \right)^2 + \frac{1-p}{N_z} \sum_{i=1}^{N_z} \left(\frac{z_i - \sum_{j=1}^M Z_{ij} x_j}{\sigma_{z_i}} \right)^2 \quad (3.18)$$

onde p é o parâmetro de influência relativa entre os dois conjuntos de dados, o intervalo de valores é de 0 a 1 e através dele pode-se realizar uma inversão de dados igualmente sem que um ou outro fique com uma parcela menor de contribuição. y_i é o resíduo de dispersão, Y_{ij} é a matriz de derivadas parciais de dispersão, z_i é o resíduo da função de receptor, Z_{ij} é a matriz de derivadas parciais da função do receptor, N_y e N_z são os números de pontos de observação para cada um dos dois conjuntos de dados, respectivamente $\sigma_{y_i}^2$ e $\sigma_{z_i}^2$ são a variâncias do dado correspondente.

A maneira que usamos para escolher o parâmetro p foi de tentativa e erro. Testamos as

inversões com os valores de p entre 0.1 e 0.9, pois se for usado os valores extremos (0 e 1) teremos representado a contribuição de um só conjunto de dados. Para $p=0$ há contribuição apenas dos resultados da função do receptor para a inversão, caso $p=1$ teremos contribuição apenas das dispersões (Julià *et al.*, 2000). Em particular, para esse estudo foi utilizado o valor de $p=0.5$, assim cada conjunto de dados contribue igualmente para a inversão. A Figura 3.7 mostra o gráfico de curva L entre os rms das funções do receptor e o rms das curvas de dispersão para uma estação, de onde escolhemos o valor de $p=0.5$ e também mostra que para os valores de p , variando de 0.1 a 0.9, as inversões são muito parecidas e assim a escolha de $p=0.5$ não compromete o resultado final da inversão.

De acordo com Julià *et al.* (2003), o sistema de equações invertido foi:

$$\begin{pmatrix} \sqrt{\frac{p}{w_s^2}} D_s \\ \sqrt{\frac{q}{w_b^2}} D_b \\ \theta \Delta \\ W \end{pmatrix} \vec{m} = \begin{pmatrix} \sqrt{\frac{p}{w_s^2}} \vec{r}_s \\ \sqrt{\frac{q}{w_b^2}} \vec{r}_b \\ \vec{0} \\ \vec{0} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \sqrt{\frac{p}{w_s^2}} D_s \\ \sqrt{\frac{q}{w_b^2}} D_b \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} \vec{m}_0 + \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ W \end{pmatrix} \vec{m}_a \quad (3.19)$$

onde D_s e D_b são as matrizes de derivadas parciais para dispersão e funções do receptor. \vec{r}_s e \vec{r}_b são os vetores de resíduos correspondentes. w_s^2 e w_b^2 são os pesos que balanceiam os dois conjuntos de dados, tendo valores de $N\sigma^2$. \vec{m} contém as velocidades das camadas e espessuras fixas acima de um semi-espaco e \vec{m}_0 possui as velocidades iniciais. A matriz Δ representa um modelo diferente e faz com que os perfis variem suavemente enquanto W contém os pesos associados aos valores de velocidades já conhecidos \vec{m}_a . p é o parâmetro de influência que controla o *trade-off* entre os conjuntos de dados e θ é a suavidade que controla o *trade-off* entre o ajuste de dados e o modelo suave.

Quando os períodos das velocidades de dispersão são maiores, essas velocidades são sensíveis à estrutura do manto profundo. Então valores de velocidades predefinidos são utilizados para o manto superior através das velocidades dos modelo *PREM* (Dziewonsky & Anderson, 1981).

Para escolher o melhor valor de suavidade foi feito um gráfico *trade-off* de resolução e estabilidade, usando o rms da inversão ou erro de predição dado pela equação 3.18 e o roughness.

O roughness é dado por:

$$Roughness = \sum_{i=1}^{n-2} \frac{|\beta_i - 2\beta_{i+1} + \beta_{i+2}|}{(n-2)} \quad (3.20)$$

Onde β é a velocidade da onda S da i -ésima camada e n é o número total de camadas do modelo de velocidade. Assim construímos o gráfico da curva L plotando o rms da inversão *versus* o roughness. Deixamos o valor de $p=0.5$ fixo e variando os valores de suavidade entre $\theta=0.0$ e $\theta=2.0$. Os valores de desvio padrão usados foram: $\sigma_{yi} = 0.05$ km/s é a desvio padrão para os dados de dispersão, para cada período, e $\sigma_{zi} = 0.01$ 1/s é a desvio padrão para os dados de funções do receptor. A variância para a função do receptor foi estimada pelos registros de amplitudes nas correspondentes RF transversais. Já as incertezas nas dispersões são mais complicadas de se estimar, uma vez que se inclui medidas provenientes de vários tipos de equipamentos e formas de onda de eventos com baixa precisão de localização (Julià *et al.*, 2003). A figura 3.8 mostra que o melhor valor está entre 0.75 e 0.8, após vários testes optamos por usar 0.75.

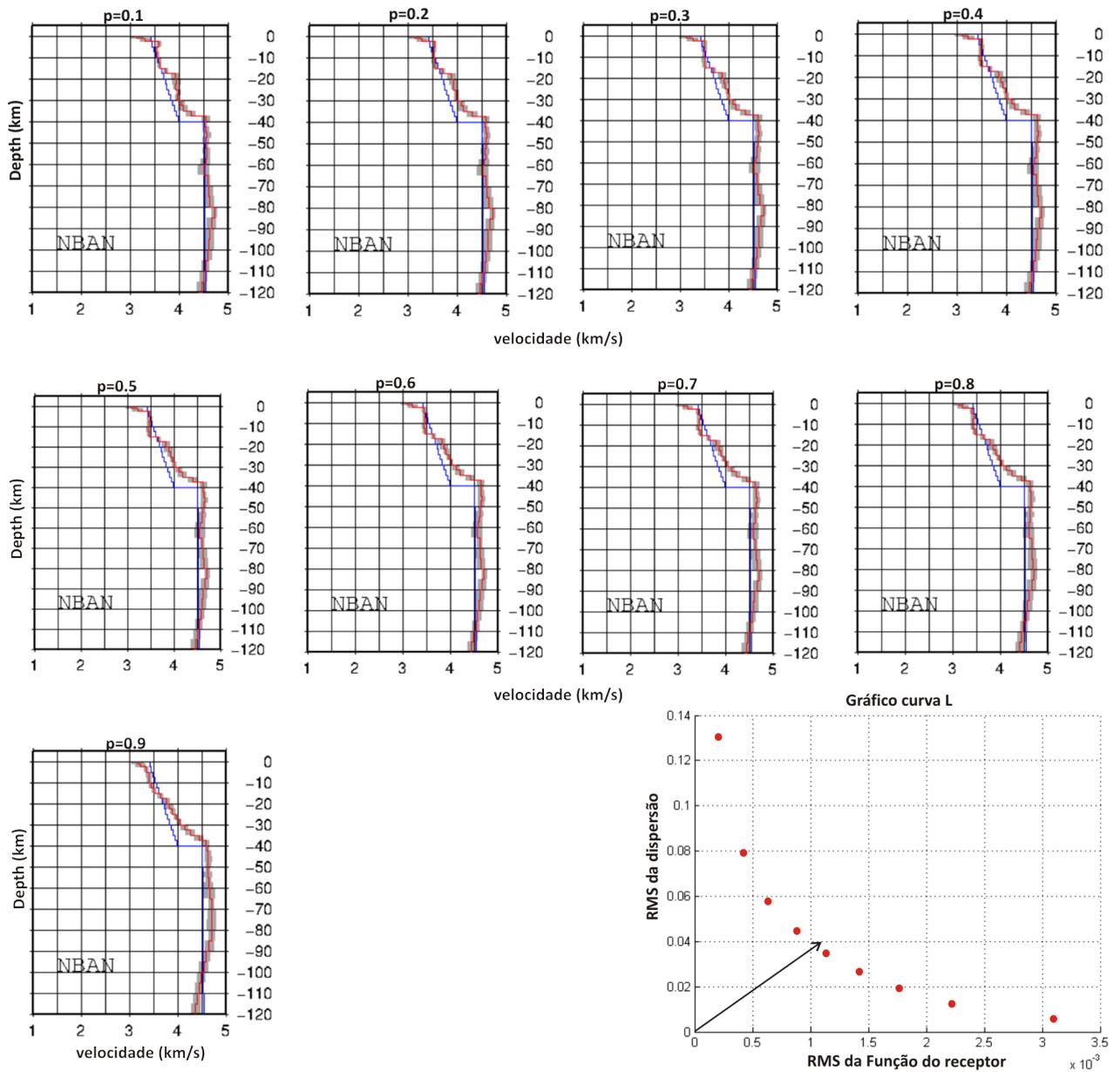


Figura 3.7: Resultados das inversões simultâneas para a estação NBAN com $p=0.1$ a $p=0.9$. Análise da curva L, composta pelo erro RMS das curvas de dispersões e RMS da função do , para cada p . O $p= 0.5$ indica o melhor balanço entre ajuste e estabilização do problema.

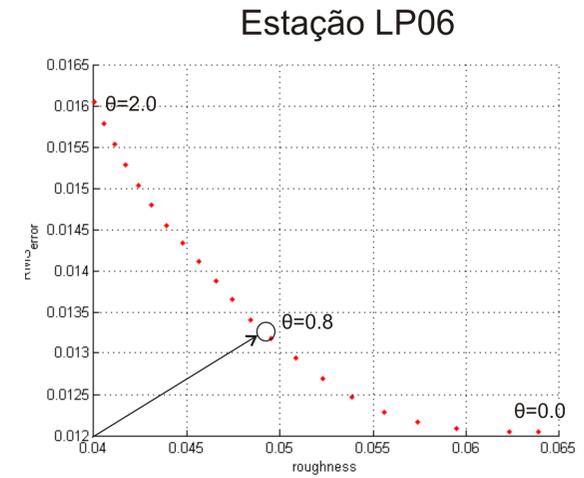
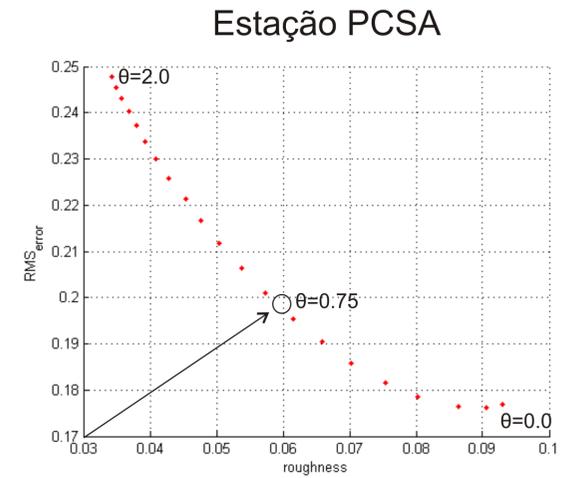
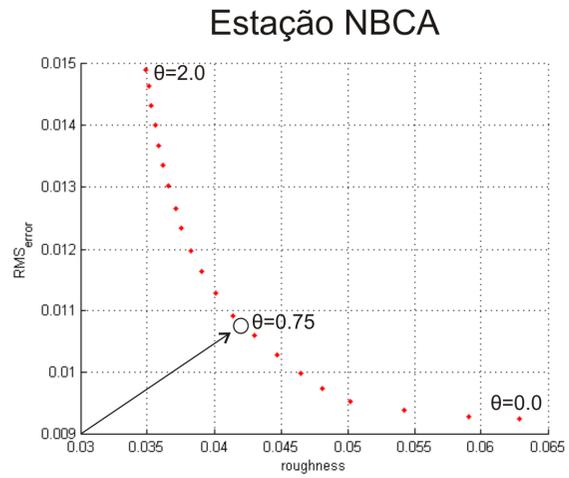
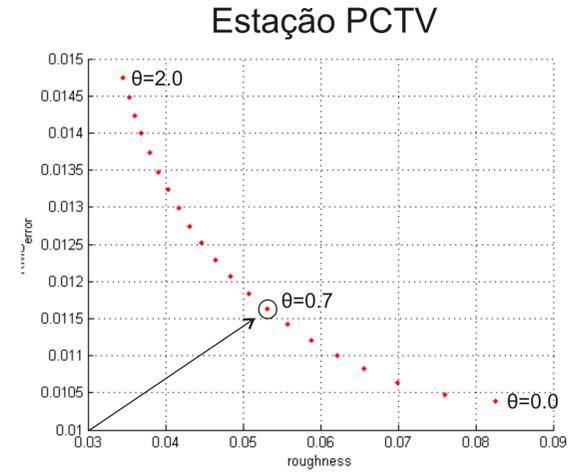
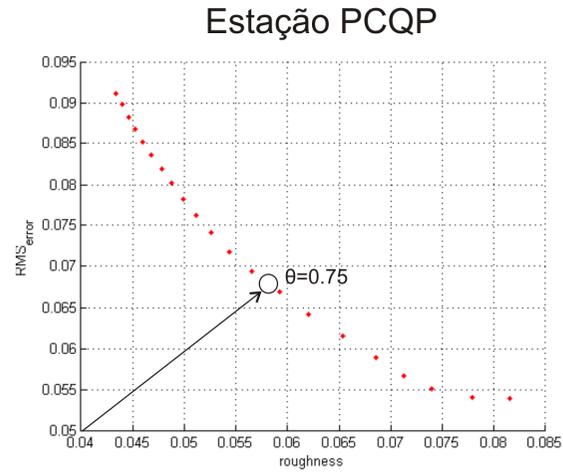
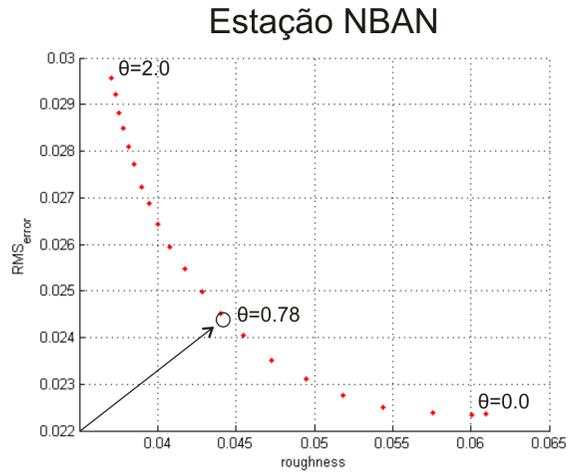


Figura 3.8: Análise da curva L, composta pelo erro RMS da inversão em função do roughness, para cada θ . O $\theta = 0,75$ indica o melhor balanço entre ajuste e estabilização do problema.

3.3.2 Perfis de velocidade de onda S

O resultado da inversão conjunta são os perfis de velocidade de onda S, que foram obtidos através da inversão simultânea da curva de dispersão regional, correspondente à célula tomográfica onde a estação está localizada, com todas as funções do receptor médias de cada estação.

A figura 3.9 ilustra o resultado da inversão para a estação NBAN, localizada a sul do planalto da Borborema, bem como as funções do receptor médias e a curva de dispersão regional para esta estação. O modelo crustal resultante consiste de uma crosta superior com velocidade de 3,63 km/s se estendendo até 15 km de profundidade. Abaixo dela uma camada que apresenta velocidade maior, cerca de 4,16 km/s, caracterizando indícios de material máfico, para a crosta inferior a velocidade varia entre 4,16 e 4,61 km/s. A Moho encontra-se bem destacada em 37,5 km de profundidade. Foram obtidas para esta estação dezesseis funções do receptor médias (oito de baixa frequência) correspondente aos azimutes entre 49.1° e 296.6° .

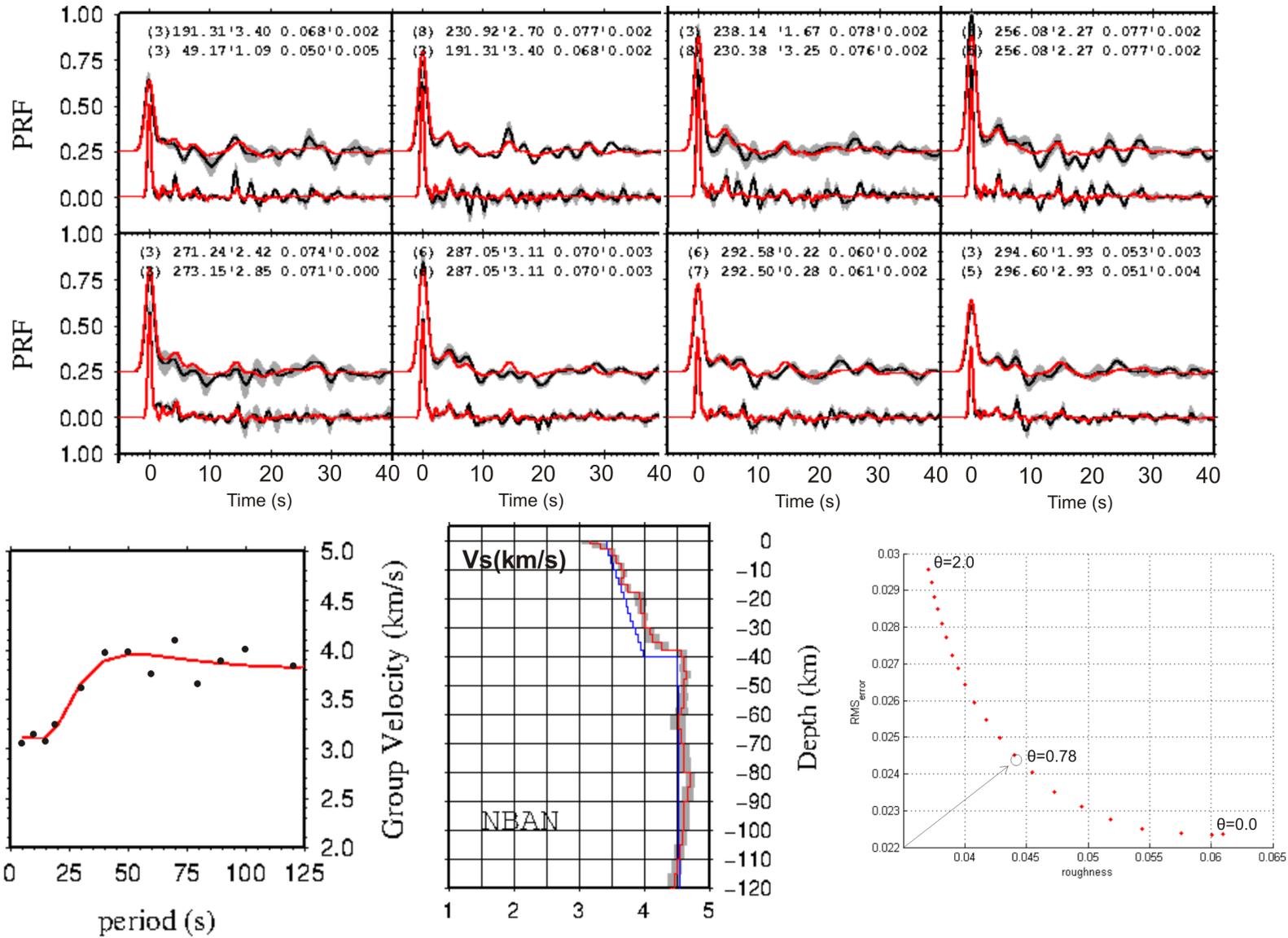


Figura 3.9: Inversão conjunta para a estação NBAN, rede RSISNE, mostrando o perfil da onda S com a profundidade processado com $p=0,5$ e suavidade $\theta=0,75$. Acima as funções do receptor mostram bem as fases P e Ps e do lado esquerdo o ajuste da curva de dispersão dos dados e a obtida pelo modelo coincidem bem.

Capítulo 4

Dados selecionados para o estudo

Os dados usados em todo o trabalho foram selecionados de 52 estações para o artigo 1 (capítulo 5) e 44 estações para o artigo 2 (capítulo 6) pertencentes a 4 redes de estações instaladas no Nordeste Brasileiro. A seguir estão discriminados os detalhes de cada rede, desde sensores a tempo de registro de dados. A tabela 4.1 resume algumas informações e a Figura 4.2 mostra a disposição de todas as estações instaladas na Província Borborema.

4.1 Seleção de eventos para Funções do receptor

As formas de onda utilizadas para seleção de funções do receptor foram registradas em estações de banda larga permanentes pertencentes à Rede Sismográfica do Nordeste (RSISNE), bem como estações de duas redes temporárias recentes desenvolvidas por intermédio do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (INCT-ET) e o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). A rede RSISNE consiste em 16 estações equipadas com sensores *RefTek* 151-120, registradores RT-130 e amostragem de 100 amostras por segundo (sps). A rede está em funcionamento desde o final de 2010. As redes do INCT-ET consistem de (1) uma linha sísmica de 7 estações de banda larga temporárias com ~ 1000 km de extensão espaçadas em ~ 140 km e equipadas com sensores *Streckheisen* STS-2.5, registradores Quanterra de 24 bit Q-330 e amostragem de 100 amostras por segundo, que funcionaram cerca de 1 ano e (2) uma rede temporária de 22 estações de período curto, cada uma equipada com sensores *Sercel* L4A-3D, registradores *Reftek* RT-130 e amostragem de 100 amostras por segundo. Os períodos de operação foram bem variáveis, entre 6 meses e 1,5 anos, adensando a

porção oriental da rede RSISNE em ~ 100 km de distância inter-estação.

Também foram acrescentados dados reanalisados da estação Rede Global Sismográfica (GSN) em Riachuelo (RCBR) e das estações de duas redes de banda larga temporárias instaladas no nordeste do Brasil e implantadas pelo CNPq projeto Milênio - Estudos Geofísicos e Tectônicos na Província Borborema, e o BLSP (Brazilian Lithosphere Seismic Project) (Assumpção *et al.*, 2004), respectivamente. A estação RCBR iniciou suas operações em 03/1999 com um sensor *Guralp* CMG-3T que foi substituído por um sensor *Streckheisen* STS-2 sensor em 07/2004, sempre com uma amostragem de dados de 40 amostras por segundo.

A rede temporária Milênio consistiu de 8 estações de banda larga, equipadas com sensores e digitalizadores *Geotech* (KS-2000 e SMART24), respectivamente com amostragem contínua em 100 sps. A maioria das estações foram operadas entre 2007 e 2009, por períodos que variaram de 6 meses a 2 anos, e ainda duas estações continuam em funcionamento hoje. Já as estações da rede BLSP foram equipadas com sensores *Guralp* CMG-3T ou *Streckheisen* STS-2 e registradores de 24 bit RT-130, amostragem de 10 sps. Apenas as duas estações localizadas no Nordeste do Brasil, que operaram por 1,5 e 3,0 anos, respectivamente, foram consideradas para este estudo.

Ao todo foram usadas 846 funções do receptor de alta frequência ($a=2.5$) e 937 funções do receptor de baixa frequência ($a=1.0$) com epicentros mostrados na Figura 4.3. Estão detalhados na tabela do artigo 2.

4.2 Seleção de eventos para dispersão

Para as ondas superficiais, o conjunto de dados usado foi obtido de 16 estações de banda larga da rede RSISNE (Rede Sismográfica do Nordeste do Brasil - Petrobras/UFRN/FUNPEC), 6 estações banda larga do projeto Milênio (Estudos tectônicos e geofísicos na Província Borborema - CNPq). Não foram utilizados dados da rede INCT-ET, pois a mesma é de período curto e assim não há o registro de períodos adequados para o cálculo das dispersões, uma vez que essas estações registram com frequência de 2 Hz, são períodos curtos demais para a obtenção das dispersões e velocidades de grupo entre 10 s e 100 s.

O período de coleta teve início no ano de 2007, para a rede Milênio e até o ano de 2012. Enquanto para a rede RSISNE a coleta de dados foi de 2011 até final de 2013. Todos os eventos

utilizados possuem magnitude acima de 5.0 Mw e profundidade até 40 km. Os eventos selecionados estão localizados numa área retangular delimitada pelas latitudes: 16 a -50 e longitudes: -33 a -85.

O cálculo das dispersões para o modo fundamental é feito utilizando a Técnica de Filtragem Múltipla (Dziewonski *et al.*, 1969), contida nos programas sismológicos do Herrmann & Ammon (2002). Após o cálculo das dispersões, realizamos uma tomografia utilizando os percursos entre fonte e estação, como descrito no capítulo 3.

As velocidades de dispersão medidas foram integradas com os percursos obtidos por Feng (2004), ilustrados na figura 4.1a, que desenvolveu uma tomografia para o continente Sul-Americano. Na figura 4.1b adicionamos as estações e os percursos que utilizaremos no trabalho. Assim, iremos acrescentar mais resolução no Nordeste Brasileiro. Além dessas estações utilizadas no trabalho de Feng (2004), acrescentamos ao trabalho os dados de estações da Argentina e da bacia do Paraná, todos cedidos pelo IAG-Usp.

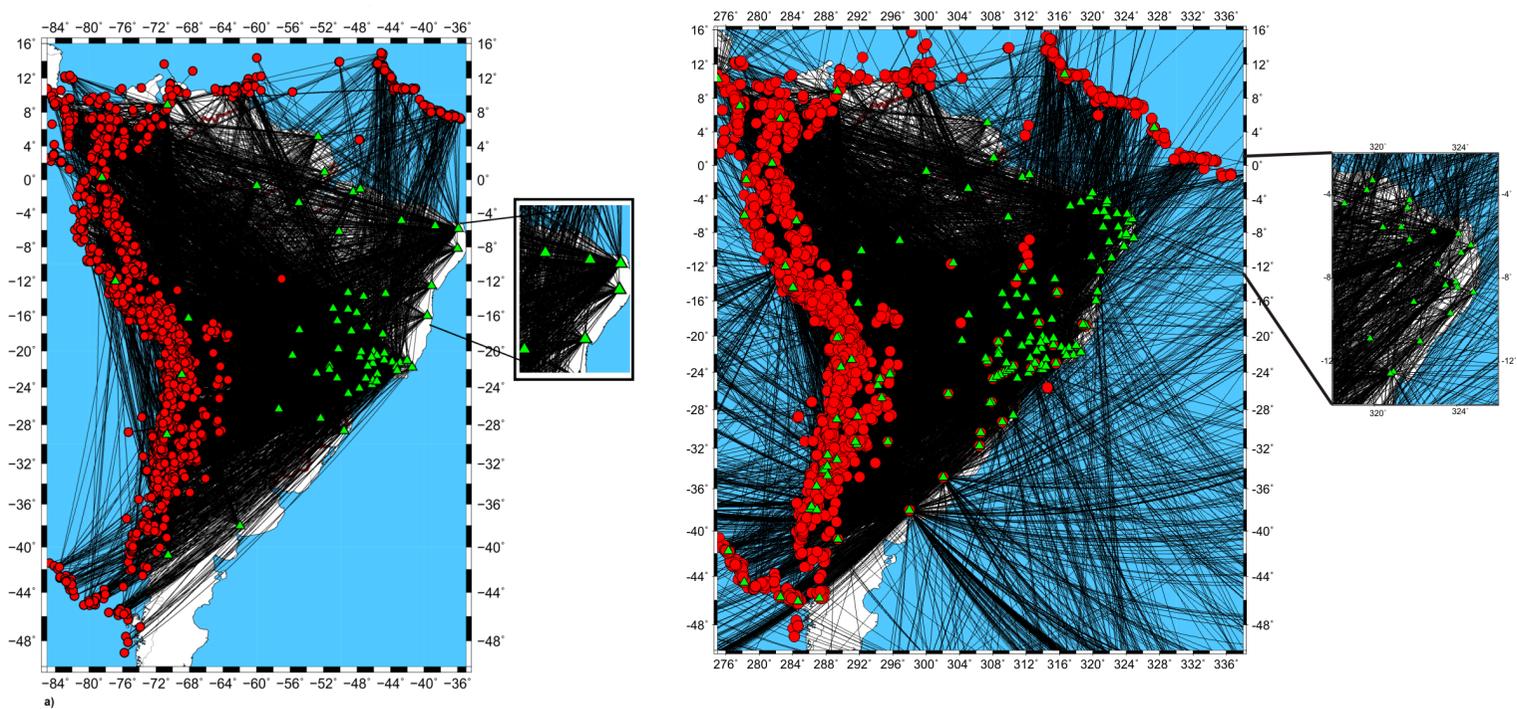


Figura 4.1: a) Percursos utilizados por Feng (2004) no cálculo da tomografia de ondas superficiais para todo continente Sul-Americano. b) Percursos meus acrescentados aos de Feng (2004), evidenciando a grande quantidade de estações no Nordeste do Brasil.

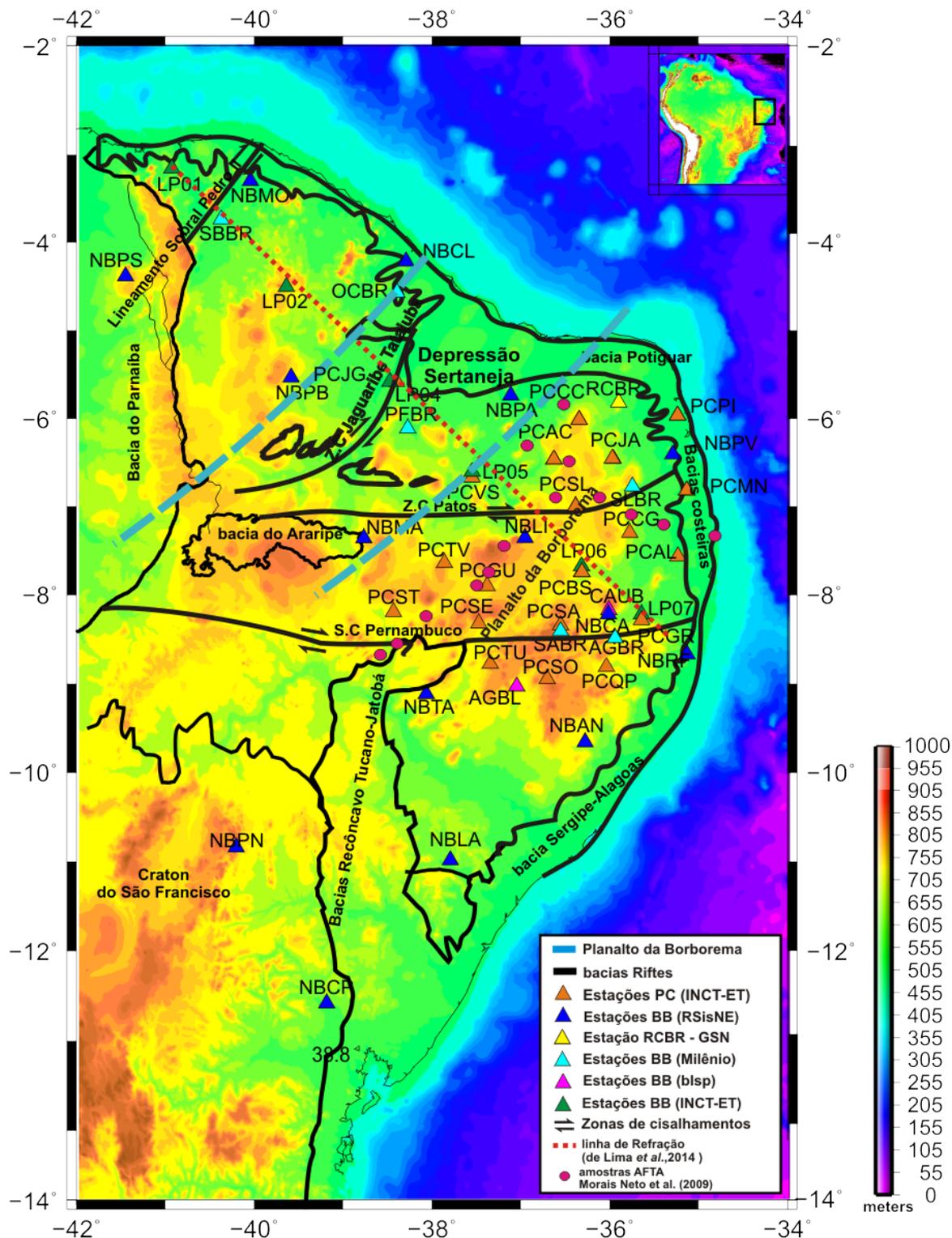


Figura 4.2: Mapa topográfico mostrando a localização de todas as estações utilizadas nesse trabalho.

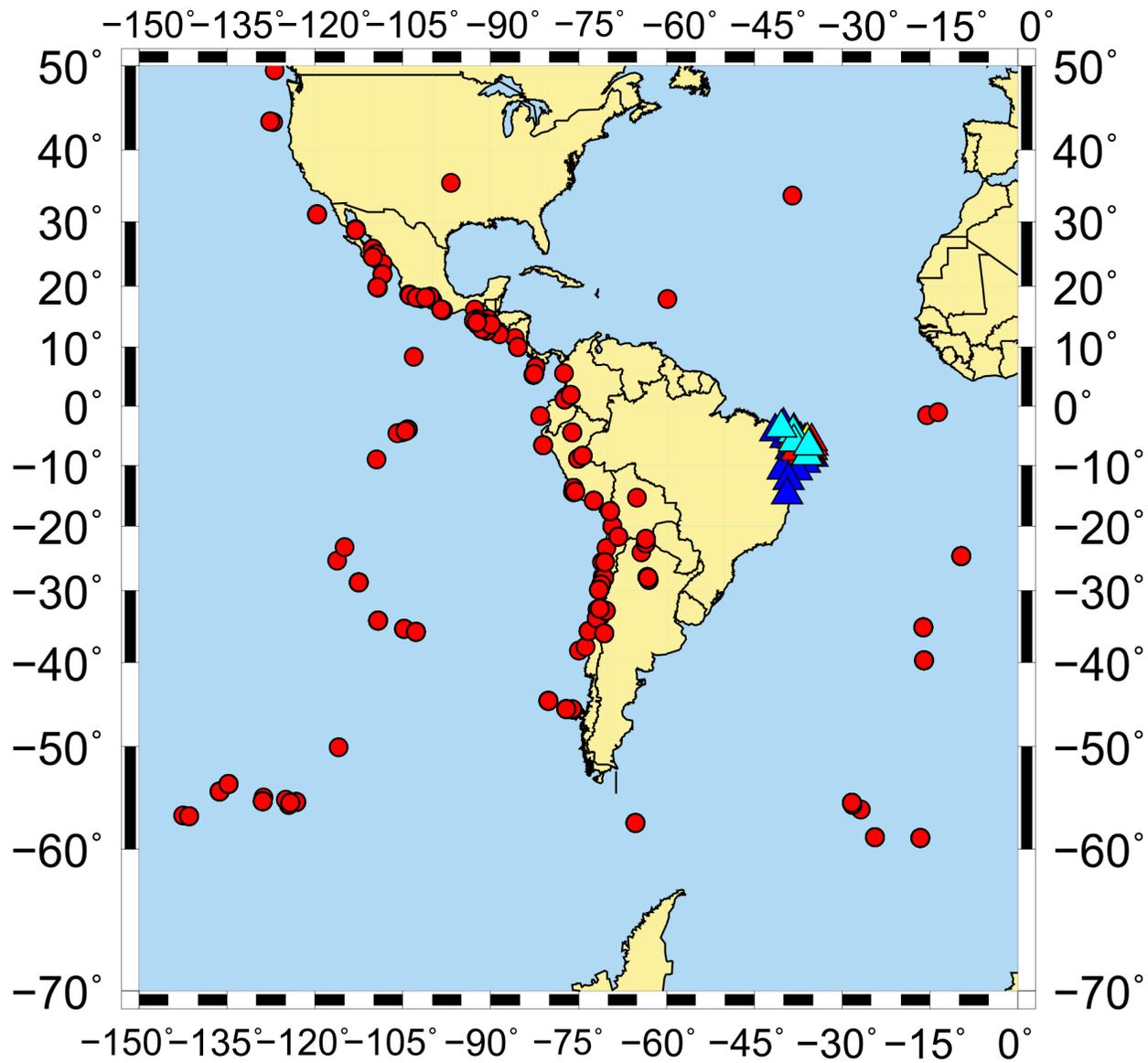


Figura 4.3: Mapa de localização dos epicentros utilizados para estimativas de funções do receptor.

Tabela 4.1: Estações Sísmicas instaladas no Nordeste do Brasil.

Estação	Latitude	Longitude	Altitude(m)	Tempo de operação
Estações BB (RSISNE)				
nban	-9.669	-36.275	261	29/09/2011 - 25/11/2013
nbca	-8.226	-36.013	616	09/04/2012 - 22/04/2013
nbcl	-4.224	-38.291	020	26/05/2011 - 28/12/2013
nbcp	-12.589	-39.181	222	27/09/2011 - 30/04/2013
nbit	-14.931	-39.434	178	13/10/2011 - 25/11/2013
nbla	-10.993	-37.789	217	03/09/2011 - 25/11/2013
nbli	-7.364	-36.950	613	18/07/2011 - 25/11/2013
nbma	-7.365	-38.764	437	06/07/2011 - 25/11/2013
nbmo	-3.311	-40.041	098	29/12/2010 - 28/12/2012
nbpa	-5.750	-37.112	091	12/04/2011 - 25/11/2013
nbpb	-5.543	-39.584	260	29/05/2011 - 28/12/2013
nbpn	-10.847	-40.199	387	05/04/2011 - 25/11/2013
nbps	-4.394	-41.446	719	24/09/2011 - 25/11/2013
nbpv	-6.418	-35.291	092	30/04/2011 - 25/11/2013
nbrf	-8.679	-35.127	061	02/08/2011 - 25/11/2013
nbta	-9.122	-38.063	344	27/07/2011 - 25/11/2013
Estações BB (Milênio)				
agbr	-8.429547	-35.9361	489	05/04/2007 - 01/03/2008
ocbr	-4.58128	-38.392	076	16/08/2007 - 04/07/2009
pfbr	-6.12163	-38.271	120	26/08/2007 - 22/02/2013
sabr	-8.35112	-36.550	681	17/04/2009 - 03/09/2011
sbbr	-3.74518	-40.371	056	22/07/2007 - 07/06/2013
Estações PC (INCT-ET)				
lp01	-3.167	-40.926	067	20/03/2012 - 06/02/2013
lp02	-4.513	-39.635	688	20/03/2012 - 06/02/2013
lp04	-5.590	-38.386	138	28/05/2012 - 05/02/2013
lp05	-6.678	-37.546	248	04/02/2012 - 05/02/2013
lp06	-7.747	-36.315	522	25/03/2012 - 28/02/2013
lp07	-8.227	-35.6401	531	25/03/2012 - 28/02/2013

(Tabela 2 - Continuação)

Estação	Latitude	Longitude	Altitude(m)	Tempo de operação
Estações BB (INCT-ET)				
pcac	-6.475	-36.62	293	28/09/2011 - 24/04/2013
pcal	-7.569	-35.233	098	05/12/2011 - 23/04/2013
pcbs	-7.747	-36.315	522	23/11/2011 - 19/03/2013
pccc	-6.026	-36.342	614	15/08/2012 - 13/04/2013
pccg	-7.305	-35.772	409	15/09/2011 - 24/04/2013
pegr	-8.228	-35.640	522	22/11/2011 - 19/03/2013
pcgu	-7.906	-37.377	657	16/08/2012 - 16/05/2013
pcja	-6.463	-35.958	310	04/10/2011 - 24/04/2013
pcjg	-5.593	-38.395	134	03/11/2011 - 19/03/2013
pemn	-6.828	-35.114	036	25/11/2011 - 19/03/2013
pcqp	-8.817	-36.037	549	15/08/2012 - 16/05/2013
pcsa	-8.351	-36.551	694	19/10/2011 - 24/04/2013
pcse	-8.326	-37.473	482	07/12/2011 - 24/04/2013
pcsl	-7.008	-36.381	596	06/12/2011 - 23/04/2013
pcso	-8.957	-36.702	858	16/08/2012 - 16/05/2013
pcst	-8.199	-38.431	419	17/08/2012 - 16/05/2013
pctu	-8.785	-37.341	746	16/08/2012 - 16/05/2013
pctv	-7.646	-37.860	746	07/12/2011 - 25/04/2013
pevs	-6.679	-37.546	210	29/09/2011 - 25/03/2012

Capítulo 5

Artigo 1

O referido artigo intitulado: "***Bulk crustal properties of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave receiver functions: Implications for models of intraplate Cenozoic uplift***" foi aceito para a publicação no dia 31/12/2014 e disponível online no dia 09/01/2015 pela revista *TECTONOPHYSICS*, de *webqualis* A2. Corresponde aos resultados obtidos para a estrutura crustal da Província Borborema através das funções do receptor, inferindo sobre espessura crustal e razão V_p/V_s . A espessura da crosta que varia de 30-32 km nas regiões costeiras e em torno do Planalto da Borborema, enquanto sob o Planalto a espessura varia de 34-38 km. Não há nenhuma correlação com as razões V_p/V_s para as duas regiões. A quantidade de camada máfica que teríamos sob o planalto da Borborema, se existir, seria de ≤ 5 km, o que favorece alguns modelos para explicação da ocorrência dos eventos Cenozóicos na região.

Nas próximas páginas segue o manuscrito completo do artigo.

Bulk crustal properties of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave receiver functions: Implications for models of intraplate Cenozoic uplift.

R.M.N. Luz^a, J. Julià^{a,b,*}, A.F. do Nascimento^{a,b}

^a*Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brasil*

^b*Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brasil*

Abstract

We investigate variations in crustal thickness and bulk V_P/V_S ratio across the Borborema Province of NE Brazil by analyzing teleseismic P-to-S conversions recorded at 52 seismic stations in the Province. The Borborema Province represents the western portion of a larger Neoproterozoic mobile belt that resulted from the assembly of Gondwanaland, and that split from the African continent during Mesozoic times. The evolution of the Province after continental breakup was marked by episodes of diffuse intraplate magmatism, perhaps leading to uplift of the Borborema Plateau in the Cenozoic. A number of geodynamic models have been proposed to explain coeval Cenozoic magmatism and uplift in the Province, which invoke either thermal anomalies under the Plateau and related mantle upwellings, channeling along lithospheric thin spots from a distant mantle plume, and small-scale convection at the continental edge. Alternatively, plateau uplift might have resulted

*Corresponding author. Campus Universitário - Lagoa Nova, CEP 59072-970, Natal - RN, Brasil, Tel. +55 84 3342.2502 (ext. 209)

Email address: jordi@geofisica.ufrn.br (J. Julià)

from thickening of the crust after depth-dependent stretching of the continental lithosphere in the Mesozoic. Most of the models imply mafic underplating of the Plateau's crust in order to fully explain its elevated topography, but the volume of such mafic underplate varies among them. Our results show that: (i) the crust is 32-40 km thick under the Borborema Plateau, (ii) the crust is generally thinner - about 30-33 km - under the lower topographies surrounding the Plateau, and (iii) V_P/V_S ratios are in the 1.68-1.80 range for both regions of higher and lower topography. No apparent correlation is observed between V_P/V_S ratio and crustal thickness. Our results suggest that compositional differences between thick and thin crust across the Borborema Province are minimal, and that models of plateau uplift involving a small volume of mafic underplate provide a more plausible explanation for the observed topography of the Borborema Plateau.

Keywords: Borborema Province, Cenozoic uplift, mafic underplate, receiver functions

1. Introduction

Magmatism and uplift in continental interiors are important tectonic processes that are not easily contextualized within the framework of plate tectonics. Contrary to the relatively well-understood process of rift-flank uplift, in which undercompensated topography is basically supported by the flexural strength of the lithospheric plate [e.g. *Kearey and Vine, 1999*], the mechanisms that could explain the interpreted Cenozoic uplift of intraplate continental regions are more varied and controversial. An excellent example is the Colorado Plateau of the southwestern United States, for which *van*

Wijk et al. [2010] invoked a small-scale convection cell on the edge of the Plateau driving a lithospheric drip as responsible for both magmatism and uplift, while *Bailey et al.* [2012] have given a secondary role to edge-driven convection and proposed that it is the lithospheric root that plays a key role in the long term stability of the Plateau. Another good example is the Mongolian Plateau of central Asia, for which Cenozoic magmatism and uplift have been explained invoking either the presence of an isolated mantle plume [*Windley and Allen*, 1993] - perhaps two [*Tiberi et al.*, 2010] -, scattered asthenospheric diapirs [*Cunningham*, 1998], and/or as being externally driven by the collision between Asia and the Indian subcontinent [*Calais et al.*, 2003; 2006].

In northeast Brazil, the Precambrian Borborema Province may be contributing another interesting case study of Cenozoic magmatism and uplift of the continental lithosphere. Cenozoic magmatism in NE Brazil consists mostly of small-volume, alkaline magmatism with Ar-Ar dates that range between 57 and 2 Ma [*Mizusaki et al.*, 2002; *Knesel et al.*, 2011; and references therein], and overlaps in time with episodes of inferred coeval uplift in the Borborema Plateau [*Jardim de Sá et al.*, 1999; *Morais Neto et al.*, 2009; *Oliveira and Medeiros*, 2012]. Several competing models have been proposed to explain this overlapping Cenozoic activity, including the existence of deep-seated mantle plumes [e.g *Jardim de Sá et al.*, 1999; *Mizusaki et al.*, 2002] or shallower bodies under the Plateau [*Ussami et al.*, 1999; *Pinhoeiro and Julià*, 2014], lateral flow from a distant mantle plume under the Paraná Basin [*Sleep*, 2003], and a small-scale convection cell at the edge of the continent [*Knesel et al.*, 2011; *Oliveira and Medeiros*, 2012]. Alterna-

tively, thermal re-equilibration of laterally thickened crust induced by depth-dependent stretching during Mesozoic rifting, has also been proposed as a viable mechanism for plateau uplift [*Kusznir and Karner, 2007; Morais Neto et al., 2009*]. Interestingly, most of the models require the presence of a layer of mafic material under the Plateau to fully explain its elevated topography. The volume of such mafic underplate, however, may vary substantially among the models.

In this work, we have utilized seismic stations from a newly deployed seismic monitoring network in NE Brazil and from a number of temporary deployments in the region to develop 52 point estimates of crustal thickness and bulk V_P/V_S ratio throughout the Province. V_P/V_S ratios are mostly sensitive to silica content in rocks [e.g. *Christensen, 1996*] and, together with crustal thicknesses, are routinely utilized to determine the presence or absence of mafic underplate in continental regions [e.g. *Chevrot and van der Hilst, 2000; Julià and Mejía, 2004*]. Our results show that the crust is 32-40 km thick under the Plateau and 30-33 km thick under the areas of lower topography around it. V_P/V_S ratios, on the other hand, are in the 1.68-1.80 range throughout the entire Province and, most importantly, do not correlate with crustal thicknesses. We argue that a layer of mafic material under the Borborema Plateau - if present - must be thin ($< 5-6$ km), and that models of magmatism and uplift involving minimal mafic underplating of the crust are favored by our observations.

2. Tectonic Setting and Post-Breakup Evolution

2.1. Geology and Tectonic Setting

The Borborema Province of NE Brazil comprises the northeasternmost corner of the Brazilian shield (Figure 1). Covering an area of $\sim 450,000$ km², it is bounded to the South by the Archean São Francisco craton, to the West by the intra-cratonic Parnaíba basin, and to the East and North by a number of marginal basins related to the opening of the Atlantic Ocean [e.g. *Almeida et al.*, 1977; *Santos and Brito Neves*, 1984]. The Province is commonly regarded as a tectonic collage of basement rocks of Paleoproterozoic age, also involving small Archean nuclei and Paleo- to Neoproterozoic volcano-sedimentary belts [*Cordani et al.*, 2000]. Its Precambrian evolution would have been complex and involved a number of orogenic cycles that culminated with the Brasiliano-Pan African orogeny in late Neoproterozoic times (~ 600 Ma) [*Brito Neves and Cordani*, 1991; *Jardim de Sá et al.*, 1992]. Alternatively, the Province is sometimes regarded as part of a larger block that has behaved as a single tectonic unit since 2.0 Ga, with Brasiliano deformation in the region occurring in an intra-continental setting [*Neves*, 2003; *Neves et al.*, 2006]. In the Mesozoic, extensional processes related to the opening of the South Atlantic led to the formation of a number of marginal and intra-continental rift basins [e.g. *Matos*, 1992].

After continental break-up, episodes of recurrent volcanism, exhumation, and uplift marked the evolution of the Province [e.g. *Morais Neto et al.*, 2009; *Oliveira and Medeiros*, 2012]. Cenozoic magmatism is characterized as alkaline, small-volume, and long-lived, and is arranged along two mutually perpendicular alignments that were active contemporaneously for at least

5 Ma [Knesel *et al.*, 2011]. Off-shore and trending east-west is the Fernando de Noronha-Mecejana alignment (FNMA), with K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for the Mecejana volcanism in the 26-34 Ma range, and ages for the Fernando de Noronha archipelago ranging between 22 and 2 Ma [Mizusaki *et al.*, 2002 and references therein]. On-shore and trending approximately north-south is the Macau-Queimadas alignment (MQA), with ages estimated from several authors in the 57-6.4 Ma range [Mizusaki *et al.*, 2002; Souza *et al.*, 2004; Knesel *et al.*, 2011] and lacking a clear age progression along the alignment (Figure 1). Exhumation and uplift have their main expression in the high topographies of the Borborema Plateau, an elliptically shaped, NE-SW oriented topographic feature located in the eastern half of the Province and with maximum elevations of ~ 1200 m [Morais Neto *et al.*, 2009; Oliveira and Medeiros, 2012]. The presence of sediments of the Serra dos Martins Formation covering several mesas throughout the Plateau at high altitudes has been invoked as evidence for uplift of the Plateau in the Cenozoic, as apatite and zircon fission-track analysis and indirect relationships with Cenozoic volcanics suggests the sediments cannot be older than Paleogene [Morais Neto *et al.*, 2009; Menezes *et al.*, 2003; Jardim de Sá *et al.*, 2005].

Interestingly, the thermal history inferred from apatite fission-track analysis (AFTA) of granitic-gneissic samples suggests a different story in regard to post-breakup exhumation and uplift of the Plateau [Morais Neto *et al.*, 2009]. The measured fission-track ages reveal two dominant denudational cooling events at 100 - 90 Ma (Late Cretaceous) and 20 - 0 Ma (Neogene), respectively. The first event does not overlap with any known post-breakup magmatic activity in the eastern Borborema Province, and was associated

to uplift and denudation of regional, permanent topography generated after continental breakup. The Neogene event partly overlaps with Cenozoic magmatism in and around the Potiguar basin, but it was associated to a climate change that accentuated erosion of pre-existing topography [Morais Neto *et al.*, 2009]. The second event would have been responsible for deposition of the widespread Barreiras Formation along the coast, as well as the rugged topography that characterizes the Borborema Plateau (see Fig. 1). An intermediate cooling event at 65 - 50 Ma - which does overlap with Cenozoic magmatism - was also identified from AFTA ages at a handful of rock samples, but was considered less dominant with respect to the two main cooling events [Morais Neto *et al.*, 2009].

2.2. Models of Plateau Uplift

Most of the models that have been proposed to explain uplift of the Borborema Plateau are based on the assumption of coeval Cenozoic magmatism and uplift. Constraining the time of uplift, however, is generally a difficult task [e.g. Anell *et al.*, 2009]. As mentioned earlier, this assumption is based on the occurrence of sediments of the Serra dos Martins Formation - of presumed Paleogene age - on top of high-altitude mesas throughout the Plateau. Morais Neto *et al.* [2009], however, warn that the assumption is controversial, as it relies on indirect timing estimates based on non-fossiliferous, continental deposits and undated peneplaned surfaces.

One of the early models to explain the coeval magmatism and uplift in the Borborema Province related the Macau volcanism to a dome-like structure, thermally activated and probably generated by a mantle plume, that would have produced basaltic magmas and uplifted the Borborema Plateau

[*Jardim de Sá et al.*, 1999]. A plume origin for the Macau volcanism was also postulated by *Mizusaki et al.* [2002], who noted that all alkaline magmatism along the equatorial margin - in which the Macau volcanism was included - formed a linear trend with a well-defined age progression towards the East, and suggested it resulted from a deep-seated mantle plume under the archipelago. A plume origin was also proposed by *Sleep* [2003], although in this case the plume would be centered thousands of kilometers away under the Paraná basin of SE Brazil. According to this model the track of the plume tail would have crossed the Amazon rift at ~ 85 Ma and, after that, lateral flow of magmas from the tail along lithospheric thin spots would have fed the small-volume volcanism along the FNMA. *Ussami et al.* [1999], on the other hand, modeled geoid anomalies in the Borborema Province to postulate the existence of a relatively shallow (100-150 km depth) thermal anomaly under the Plateau, which might alternatively be responsible for its Cenozoic uplift and volcanism. Cenozoic uplift would have been achieved through thermal doming or through isostatic adjustment after magmatic underplating. *Morais Neto et al.* [2009] calculated that a layer of mafic underplate up to 10 km thick would be required in order to explain the elevated topography of the Borborema Plateau by mafic underplating alone.

More recently, *Knesel et al.* [2011] noted that the orthogonal arrangement of the magmatic alignments, the low-volume and long-lived character of the on-shore magmatism in the Province, and the lack of a clear age progression along the north-south trending MQA alignment are inconsistent with a mantle plume origin for the observed Cenozoic volcanism. Indeed, transition zone thickness has been found normal under the Province, consistent with the

absence of deep thermal perturbations [*Pinheiro and Julià, 2014*]. *Knesel et al.* [2011] proposed that a small-scale convection cell under the cratonic edge might provide a more plausible explanation. Numerical modeling has shown that convection currents at the edge of the continental lithosphere might dominate under favorable temperature conditions and that they would be fixed at the boundary between thick and thin lithosphere [*King and Anderson, 1998*]. This edge-driven convection cell would thus travel with the plate and be more likely to explain both the long-lived character of the observed volcanism and its lack of age progression. *Oliveira and Medeiros* [2012] modeled gravimetric admittance spectra in the Province, thus accounting for the elastic response of the lithosphere, and proposed that a significant amount of mafic material (3-4 km) generated by the small-scale convection cell might have been trapped at the base of the crust and contributed to the uplift of the Borborema Plateau.

As mentioned in the previous section, time constraints from apatite fission-track ages suggest that uplift and denudation might have originated from a Late Cretaceous paleothermal event. *Morais Neto et al.* [2009] propose that upwelling divergent flow fields resulting from thinning and breakup of the continental lithosphere may provide an alternative explanation for the uplift of the adjacent continental interior. According to *Kusznir and Karner* [2007], stretching and thinning of the continental crust and lithospheric mantle develops as a result of flow velocities that advect continental lithosphere material both vertically and horizontally. More importantly, the model naturally explains depth-dependent stretching of the lithosphere and mantle exhumation observed in many rifted margins, which are hard to account for

with more traditional models of depth-uniform stretching and thinning of the lithosphere [McKenzie, 1978]. The model also predicts a redistribution of the lower crust and continental mantle away from the zone of active extension, which results in a small amount of thickening and uplift of the adjacent hinterland after thermal re-equilibration of the thickened crust. This redistribution and thermal re-equilibration occurs over distances of 400-600 km and over a time scale of 60-100 m.y., and may result in a topographic uplift of 400-600 m. *Morais Neto et al.* [2009] proposed that this mechanism accounts for a significant portion of the observed uplift of the Borborema Plateau, which might have been further amplified by the isostatic response to magmatic underplating by the St. Helena or Ascension plumes.

3. Data and Data Processing

3.1. Seismic Data Gathering in NE Brazil

The waveforms utilized in this work were recorded at permanent broadband stations belonging to the Rede Sismográfica do Nordeste (RSISNE), as well as stations from two recent temporary networks deployed under the Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (INCT-ET) of the Brazilian Centro Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). The RSISNE network consists of 15 stations equipped with RefTek 151-120 sensors, with flat response in velocity in the 0.008-50 Hz frequency band, feeding 24-bit RT-130 digitizers and sampling at 100 samples per second (s.p.s.). The network has an aperture of approximately 800 km, with an inter-station spacing of ~ 250 km, and has been operating since late 2010. The networks deployed under the INCT-ET consisted of (i) a ~ 1000 km-long

seismic line of 7 temporary broadband stations interspaced at ~ 100 km and equipped with STS-2.5 sensors, with flat response in velocity between 0.008 and 50 Hz, and 24-bit Q330 data loggers sampling at 100 s.p.s. and operating for about 1 year; and (ii) a temporary network of 22 short-period stations, each equipped with Sercel L4A-3D sensors with flat velocity response above 2 Hz and 24-bit RT-130 digitizers sampling at 100 s.p.s. The times of operation were variable and ranged between 6 months and 1.5 years, densifying the eastern portion of the RSISNE network at ~ 100 km inter-station spacing. All stations had continuous GPS timekeeping and recorded continuously during their respective times of operation.

We also reanalyzed teleseismic waveforms recorded at the Global Seismographic Network (GSN) station in Riachuelo, RN (RCBR) and at stations from two past temporary broadband networks in NE Brazil deployed under CNPq's Institutos do Milênio - Tectonic and Geophysical Studies in the Borborema Province project, and the Brazilian Lithosphere Seismic Project (BLSP) [*Assumpção et al.*, 2004], respectively. Station RCBR started operations in 03/1999 with a Guralp CMG-3T sensor, with flat velocity response in the 0.008-50 Hz frequency range, which was replaced by a Streckeisen STS-2 sensor, with flat velocity response between 0.008 and 50 Hz, in 07/2004, always feeding a Q330 data logger sampling continuously at 40 sps. The temporary Milênio network consisted of 8 broadband stations equipped with Geotech sensors (flat response velocity between 0.008 and 50 Hz) and Geotech digitizers sampling continuously at 100 sps and with GPS timekeeping. Most of the stations operated between 1997 and 1999 for periods that ranged from 6 months to 2 years, with two of them still in operation today. The BLSP

network stations were equipped with either Guralp CMG-3T or Streckeisen STS-2 broadband sensors and 24 bit RT-130 digitizers sampling at 10 s.p.s. Only the two stations located in NE Brazil, which operated for 1.5 and 3.0 years, respectively, have been considered for this study.

The composite network is displayed in Figure 1, and consists of 52 seismic stations, both broad-band and short-period (some location overlap exists) that operated continuously for periods that range from 1 year to more than 10 years. Station coordinates, elevation and recording time windows, sorted by network, are listed in Table 1.

3.2. Receiver function computation

To compute receiver functions we selected seismic sources located between 30° and 90° epicentral distance from the recording seismic stations, with magnitude $5.0 m_b$ or larger. The corresponding waveforms were then windowed 10 s before and 100 s after the P-wave, demeaned, detrended, tapered using a 5 % cosine taper, and high-pass filtered above 0.05 Hz to remove low-frequency noise. All waveforms were re-sampled to 20 s.p.s. after low-pass filtering below 8 Hz to avoid aliasing. The horizontal components were then rotated around the corresponding vertical component into the great-circle path in order to obtain the radial and transverse components for each recording, and the receiver functions were obtained by deconvolving the vertical component from the corresponding horizontal components [Langston, 1979]. The deconvolution procedure was implemented through the iterative, time-domain procedure of Ligorría and Ammon [1999], with 500 iterations. Before deconvolution, the waveforms were low-pass filtered below 1.25 Hz with an acausal Gaussian filter (Gaussian width 2.5). This frequency con-

tent allowed for a good resolution of crustal P-to-S conversions and has been successfully utilized in many receiver functions studies to retrieve bulk crustal parameters [e.g. *Julià and Mejía, 2004; Dugda et al., 2005*].

The deconvolved time-series were quality-controlled by computing the percent root-mean-square (rms) between the observed radial component and the predicted radial component, obtained after convolving the receiver function back with the vertical component. Percent recoveries of the observed radial component under 85 % were automatically rejected. We also checked for large amplitudes in the transverse receiver functions (i.e. obtained from the deconvolution of the vertical component from the corresponding transverse component) and those with abnormally large amplitudes were disregarded. Transverse amplitudes are expected to be identically zero for a laterally homogeneous medium [e.g. *Ammon et al., 1990*], so unusually large amplitudes in the transverse receiver functions might be diagnostic of problems during the rotation and/or deconvolution process. Finally, the remaining radial receiver functions were visually inspected for each station and the outliers identified and removed from the data set.

Examples of radial and transverse receiver functions at four select stations are displayed in Figure 2. The radial receiver functions are characterized by a large peak at zero lag time, corresponding to the direct P-wave, followed by a number of peaks and troughs associated to secondary P-to-S conversions [*Langston, 1979*]. The timing of the most apparent P-to-S conversions are consistent with secondary conversions generated after interaction of the incident P-wavefront with the Moho. The transverse receiver functions have relatively small amplitudes when compared to the corresponding

radial waveforms, indicating the medium under the recording station can be approximated as laterally homogeneous. Note that some stations were equipped with short-period sensors and that the corner frequency for the selected Gaussian width falls outside the flat portion of the instrument response (~ 2 Hz). As long as the three component seismic station has matched instrument responses, the spectral division during the deconvolution process recovers the signal outside the flat portion of the instrument response and produces receiver functions with an expanded frequency content [*Julià and Mejía, 2004*].

4. Crustal thickness and bulk V_P/V_S ratio variation

Estimates of crustal thickness and V_P/V_S ratio for each recording station were obtained through the H- κ stacking procedure of *Zhu and Kanamori [2000]*. The procedure assumes a simple layer over a half-space model and searches for the thickness and V_P/V_S ratio value that maximizes receiver function amplitudes stacked along the corresponding move-out curves. The approach requires the assumption of a P-wave velocity, which was taken as 6.5 km/s from the global average for continental areas [*Christensen and Mooney, 1995*]. The approach also requires the specification of three weights for the three main P-to-S converted phases at the discontinuity: the Ps phase (P-to-S conversion upon refraction at the base of the layer), the PpPs phase or 1st multiple (reverberation with P-to-S conversion upon reflection at the base of the layer), and the PsPs+PpSs phase or 2nd multiple (reverberations with two P-to-S conversions). We followed the approach of *Julià and Mejía [2004]* and assign values of 0.4, 0.3, 0.3, respectively, when all three phases were

observed, and values of 0.5, 0.5, 0.0, respectively, when the 2^{nd} multiple was not observed. This choice ensured that similar weights were given to clearly observed conversions. Confidence bounds for thickness and V_P/V_S ratio were obtained through a bootstrap approach [Efron and Tibshirani, 1991], after resampling with replacement 200 times the original receiver function dataset and applying the H- κ stacking analysis to the re-sampled dataset using the same parameters.

Examples of the H- κ stacking procedure at select stations in NE Brazil are given in Figure 3, which include two broadband stations (NBTA, NBLI) and two short-period stations (PCSE, PCSL). The top panels display the H- κ stacking surface and the bottom panels display the receiver function waveforms sorted by ray parameter, with the move-out curves associated to the maximum in the H- κ stacking surface superimposed. Clearly identifiable Ps conversions and first multiples, closely following the predicted time move-out curves, can be observed in the receiver functions for all four stations; the second multiples, on the other hand, are harder to identify but can be observed in some waveforms at the expected S-P times. A clear Ps conversion and at least one clear multiple guarantee well-constrained estimates for crustal thickness and V_P/V_S ratio [Zhu and Kanamori, 2000], so all four stations have H- κ stacking surfaces with well-defined maxima and small confidence ellipses. Note that crustal thickness varies from 32 ± 0.2 km under station PCSL to 37 ± 0.4 km under station NBTA, but that V_P/V_S ratios remain within a narrow range between 1.69 ± 0.01 and 1.72 ± 0.02 . The full set of results can be found in the Supplementary Material, and a summary of crustal thickness and bulk V_P/V_S ratios is given in Table 2.

The lateral variation in crustal thickness and bulk V_P/V_S ratio of the Borborema Province is investigated in Figure 4. The figure shows that the crust is 32-40 km thick throughout the elevated topographies of the Borborema Plateau and that it thins down to 30-33 km under the lower topographies surrounding the Plateau. These variations are in broad agreement with independent crustal thickness estimates from modeling of gravimetric anomalies [*van der Meijde et al.*, 2013; *Oliveira and Medeiros*, 2012], passive-source seismic observations [*Pavão et al.*, 2013; *Assumpção et al.*, 2013], as well as preliminary interpretations of an active-source profile across the Province [*Soares et al.*, 2010]. V_P/V_S ratios, on the other hand, are in the 1.68-1.80 range throughout the entire Province. More specifically, within the Plateau, crustal thickness and V_P/V_S ratio average 36.5 ± 1.3 km and 1.74 ± 0.04 , respectively; off the Plateau, crustal thickness has a significantly thinner average of 32.2 ± 1.1 km, but V_P/V_S ratio keeps a similar average of 1.74 ± 0.04 (see Table 2). These averages suggest that, while crustal thickness correlates well with topography in the Borborema Province, V_P/V_S ratio does not.

The correlation - or lack thereof - between crustal thickness, V_P/V_S ratio and topography is further illustrated through a number of cross-sections across the Borborema Province (Fig. 5). The cross-sections show that, in general, there is a good correlation between topography and crustal thickness. Cross-sections B and C, for instance, clearly show thicker crust under the Borborema Plateau and thinner crust in the Potiguar Basin to the North and the São Francisco Craton to the South, and cross-section A displays thinning of the crust towards the marginal basins. Variations in V_P/V_S ratio, on the other hand, do not parallel variations in crustal thickness and/or

topography. Cross section D, on the other hand, displays an anomalous behavior in that little crustal thickness variation between the Plateau and the marginal basins is observed, while thickening of the crust occurs towards the Parnaíba basin. This cross-section approximately follows the refraction line of *Soares et al.* [2010] and confirms the lack of variation in crustal thickness reported in their preliminary interpretation. A close inspection of Figure 4 reveals that the northern portion of the Plateau has thinner crust than its southern counterpart; V_P/V_S ratios, on the other hand, are within a similar ranges in both northern and southern portions.

The correlation - or lack thereof - between crustal thickness and V_P/V_S ratio is investigated in Figure 6. The figure displays a diagram of crustal thickness *vs* V_P/V_S ratio for the values obtained in this study (Table 2). Measurements have been color-coded according to location within or off the Plateau, showing that the full range of V_P/V_S ratios is spanned within any thickness range, so that no apparent trend can be assessed. Estimates for crustal thickness and bulk V_P/V_S ratio for some of those stations were published elsewhere using the same stacking methodology considered here [*Novo Barbosa*, 2008; *Pavão et al.*, 2013], and have been recomputed for consistency with the procedures utilized in this work.

5. Discussion

The main finding of this study is that, while the Borborema Plateau has a crust that is 2-8 km thicker than that of the surrounding areas, its V_P/V_S ratio is within the range observed for the entire Province. This is an important observation, as most of the models of plateau uplift for the

Borborema Province invoke a layer of mafic underplate, but differ in the volume of mafic material required to explain the observed topography (recall Section 2). Typical lithologies for lower crustal xenoliths in underplated Precambrian terrains worldwide include mafic granulites [e.g. *Rudnick and Gao, 2003*] which, according to laboratory experiments, are characterized by V_P/V_S ratios around 1.80-1.82 [e.g. *Christensen, 1996*]. Thus, if present in enough volume, mafic underplates might increase the crust's bulk V_P/V_S ratio with respect to non-underplated crust. The fact that thickened crust under the Borborema Plateau has a bulk V_P/V_S ratio that is not substantially different from that observed for thinner crust suggests the Plateau's crust is not underplated or, if it is, that the volume is small.

It is important to realize that our H- κ stacking analysis assumed a constant P-velocity value of 6.5 km/s for the entire Province, and that a layer of mafic lower crust under the Plateau might in fact increase the average P-velocity. Typical P-wave velocity values for mafic granulites are in the 6.8-7.3 km/s range [*Christensen and Mooney, 1995*], which may result in an increase of the average P-velocity of the whole crust. We have re-analyzed the Plateau stations with the H- κ stacking procedure after assuming faster P-wave velocities and found that V_P/V_S ratios tend to smaller values while crustal thickness increases. This means that if mafic underplate is present under the Plateau, our assumed P-velocity of 6.5 km/s for the Plateau's crust is overestimating V_P/V_S ratios. Assuming a uniform P-velocity of 6.5 km/s for the entire Borborema Province, therefore, would not bias the results under an underplated Plateau towards smaller V_P/V_S ratios.

In an attempt to discriminate among the competing models of post-

breakup uplift for the Borborema Plateau, we forward modeled the effect on bulk V_P/V_S ratio due to mafic underplate through a simple two-layer model for the Plateau's crust. The surface geology of the Borborema Province is characterized by widespread occurrences of Paleo to Mesoproterozoic gneissic rocks intruded by Neoproterozoic granites related to the Brasiliano orogeny [Bizzi *et al.*, 2003]. Therefore, we chose a granite-gneiss lithology for the top layer, with P-velocity of 6.150 ± 0.123 km/s and V_P/V_S ratio of 1.730 ± 0.047 (measured at 400 MPa) [Christensen and Mooney, 1995; Christensen, 1996]. For the bottom layer, we considered two different lithologies: garnet-free mafic granulite, with $V_P = 6.828 \pm 0.186$ km/s and $V_P/V_S = 1.818 \pm 0.037$, and garnet-bearing mafic granulite with $V_P = 7.146 \pm 0.183$ km/s and $V_P/V_S = 1.806 \pm 0.045$ (both measured at 900 MPa) [Christensen and Mooney, 1995; Christensen, 1996]. During the modeling, the thickness of the mafic layer was varied from 0 to 10 km, while keeping the total crustal thickness to a constant value of 36.5 ± 1.3 km. The results are shown in Figure 7, and indicate that a 5-6 km thick layer of mafic underplate is consistent with the observed 1.74 ± 0.04 V_P/V_S ratio average for the Borborema Plateau.

The forward modeling exercise suggests the observed V_P/V_S ratio for the Plateau's crust could assume a relatively thin layer of mafic underplate, consistent with the estimates of Oliveira and Medeiros [2012] relying on the small-scale convection model [Knesel *et al.*, 2011] or the estimates of Morais Neto *et al.* [2009] relying on the depth-dependent stretching model [Kusznir and Karner, 2007], but clearly smaller than the ~ 10 km associated to mafic underplating alone [Morais Neto *et al.*, 2009]. Realize, however, that the same V_P/V_S average has been determined for the thinner crust surrounding

the Plateau. If we repeated the forward modeling exercise using the same two-layer model but keeping the crust at a thinner value of 32.2 ± 1.1 km, we would reach similar conclusions in regard to the acceptable mafic content of the thin crust. Moreover, confidence bounds for both laboratory rock properties and observed V_P/V_S averages are large, making an accurate assessment of the volume of mafic underplate difficult.

Our main argument for ruling out models of Plateau evolution that involve large volumes of mafic underplate is thus the similarity between average V_P/V_S ratios for thick and thin crust in and off the Plateau, respectively. This is nicely illustrated in Figure 5B, where V_P/V_S ratios under the Plateau are smaller than those off the Plateau, contrary to what it would be expected from crustal thickening by mafic underplating. The similarity suggests that thick crust in the Borborema Plateau cannot be the result of crustal thickening processes that imply significant changes in crustal composition, which rules out significant amounts of mafic underplate under the Plateau.

6. Conclusions

Summarizing, we have obtained 52 point estimates of crustal thickness and bulk V_P/V_S ratio across the Borborema Province of NE Brazil. The crust is thicker under the Borborema Plateau (36.5 ± 1.3 km) and thinner along the lower topographies surrounding the Plateau (32.2 ± 1.1 km). The V_P/V_S ratio, on the other hand, has similar averages (1.74 ± 0.04) both in and off the Plateau. No apparent correlation is observed between crustal thickness and V_P/V_S ratio, which weakens the hypothesis of crustal thickening of the Plateau by mafic underplating alone. Although forward modeling of the

bulk V_P/V_S ratio shows that the observed average of 1.74 allows for a 5-6 km thick layer of mafic underplate under the Plateau, the same average is observed off the Plateau, although confidence bounds are large enough to make an accurate assessment difficult. Our results favor models with little mafic underplate under the Plateau, which include those invoking thermal doming, a small-scale convection cell at the continental edge or depth-dependent stretching during continental breakup.

Acknowledgements

This work has been supported in part by the Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia para Estudos Tectônicos (INCT-ET) of the Brazilian Centro Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, grant number 57.3713/2008-1). The authors thank B.H. Jacobsen and an anonymous reviewer for constructive comments and helpful suggestions that improved the manuscript. RMNL was supported by a 4-year scholarship from the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) to complete her Ph.D. degree at UFRN. JJ thanks CNPq for his research fellowship (CNPq, process number 308171/2012-8). AFdN thanks CNPq for his research fellowship (CNPq, process number 302316/2011-6). Some figures were produced with the Generic Mapping Tools of *Wessel and Smith* [1998].

References

References

Anell, I., Thybo, H., Artemieva, I.M. (2009). Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: Geological evidence revisited, *Tectono-*

physics, 474, 78.105

Almeida, F.F.M., Hasuy, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (1977). Províncias estruturais brasileiras, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Atas Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 363-391.

Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G. (1990). On the non-uniqueness of receiver function inversions, *J. Geophys. Res.*, 95, 15,303-15,318.

Assumpção, M., Feng, M., Mandel, E., Barbosa, J.R., Bianchi, M., Van der Lee, S., Marone, F., van der Meijde, M. (2004). BLSP02: Projeto de estudo simológico da crosta e manto superior no Brasil, paper presented at I Simpósio Regional da Sociedade Brasileira de Geofísica, São Paulo, Brazil.

Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J. (2013). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography, *Tectonophysics*, 609, 82-96.

Bailey, I.W., Miller, M.S., Liu, K., Levander, A. (2012). VS and density structure beneath the Colorado Plateau constrained by gravity anomalies and joint inversions of receiver function and phase velocity data, *J. Geophys. Res.*, 117, B02313, doi:10.1029/2011JB008522.

Brito Neves, B.B., Cordani, U.G. (1991). Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precam. Res.*, 53, 23-40.

Calais, E., Vergnolle, M., San'kov, V., Likhnev, A., Miroshnitchenko, A., Amarjargal, S., Déverchère, J. (2003). GPS measurements of crustal defor-

- mation in the Baikal-Mongolia area (19942002): implications for current kinematics of Asia, *J. Geophys. Res.*, *108*, doi:10.1029/2002JB002373.
- Calais, E., Dong, L., Wang, M., Shen, Z., Vergnolle, M. (2006). Continental deformation in Asia from a combined GPS solution, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, doi:10.1029/2006GL028433.
- Chevrot, S., van der Hilst, R.D. (2000), The Poisson ratio of the Australian crust: Geological and geophysical implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *183*, 121-132.
- Christensen, N. I., Mooney, W.D. (1995), Seismic velocity structure and crustal composition of the lower crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, *100*, 9761-9788.
- Christensen, N.I. (1996). Poissons ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, *101*, 31393156.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S. (2000). Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America: Folo Produção Editorial. Grafica e Programação Visual*. Rio de Janeiro, p. 856.
- Cunningham, W. (1998). Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai, *Tectonics*, *17*, 891-902.
- Dugda, M.T., Nyblade, A.A., Julià, J., Langston, C.A., Ammon, C.J., Simiyu, S. (1995). Crustal structure in Ethiopia and Kenya from receiver

- function analysis: Implications for rift development in East Africa, *J. Geophys. Res.*, *110*, B01303, doi:10.1029/2004JB03065.
- Efron, B., Tibshirani, R. (1991), Statistical data analysis in the computer age, *Science*, *253*, 390395.
- Jardim de Sá, E.F., Fuck R.A., Macedo M.H.F., Kawashita, K. (1992). Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem Norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, *22*, 472-480.
- Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D., Morais Neto, J.M., Pessoa Neto, O.C., Saadi, A. (1999). Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos I International Symposium on Tectonics, Lençóis, Annals, pp. S4:5861.
- Jardim de Sá, E.F., Vasconcelos, P.M., Saadi, A., Galindo, A.C., Lima, M.G., Oliveira, M.J. (2005). Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. X Simposio Nacional de Estudos Tectônicos, Soc. Bras. de Geol., Curitiba, Brazil, Boletim de Resumos Expandidos, pp. 160e162.
- Julià, J., Mejía, J. (2004). Thickness and V_p/V_s ratio variation in the Iberian crust, *Geophys. J. Int.*, *156*, 59-72.
- Kearey, P., and F. V. Vine (1999). Global Tectonics, 2nd ed., 333 pp., Blackwell Science Ltd., Cambridge, U.K
- King, S.D., Anderson, D.L. (1998). Edge-driven convection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *160*, 289-296.

- 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 Planet. Sci. Lett.*, *302*, 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. In: Karner, G.D., Manatschal, G., Pinheiro, L. (Eds.), *Imaging, mapping and modeling continental lithosphere extension and breakup*. Special Publication 282. Geological Society, London, pp. 389-419.
- Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, *84*, 4749-4762.
- Ligorria, J.P., Ammon, C.J. (1999). Iterative deconvolution of teleseismic seismograms and receiver function estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *89*, 1395-1400.
- Matos, R.M.D. (1992). The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, *11*, 766-791.
- McKenzie, D.P. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *40*, 25-32.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., Césero, P. (2002). Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil, *J. South Am. Earth Sci.*, *15*, 183-198.

- Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., and Alkmim, F.F. (2009). Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil, *Mar. Pet. Geol.*, *26*, 1070-1086.
- Neves, S. (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*, 1031, doi 10.1029/2001TC001352.
- Neves, S., O. Bruguier, A. Vauchez, D. Bosch, J. da Silva, and G. Mariano (2006). Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly, *Precamb. Res.*, *149*, 197-216.
- Novo Barbosa, M.F. (2008). Estimativas de Espessura Crustal na Província Borborema (NE/Brasil) através da função do receptor, M.Sc. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brazil.
- Oliveira, R.G., Medeiros, W.E. (2012). Evidences of buried loads in the base of the crust of the Borborema Province (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates, *J. South Am. Earth Sci.*, *37*, 60-76.
- Pavão, C.G., França, G.S., Bianchi, M., de Almeida, T., Von Huelsen, M.G. (2013). Upper-lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using receiver function, *J. South Am. Earth Sci.*, *42*, 242-249.

- Pinheiro, A.G., Julià, J. (2014). Normal thickness of the upper mantle transition zone in NE Brazil does not favor mantle plumes as origin for intraplate Cenozoic volcanism, *Geophys. J. Int.*, in press.
- Rudnick, R. L., Gao, S. (2003), *Treatise on Geochemistry*, vol. 3, Composition of the Continental Crust, pp. 164, Elsevier, New York.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B. (1984). Província Borborema. In: Almeida, F.F.M., Hasuy, Y. (Eds.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. Blúcher, São Paulo, pp. 123-186.
- Sleep, N.H. (2003). Fate of mantle plume material trapped within a lithospheric catchment with reference to Brazil. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 85098526.
- Soares, J.E.P., de Lima, M.V., Fuck, R.A., Berrocal, J. (2010). Características sísmicas da litosfera da Província Borborema: resultados parciais do experimento de refração sísmica profunda, IV Simpósio Brasileiro de Geologia, pp. 1-3.
- Tiberi, C., Deschamps, A., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J., Appriou, D., Mordvinova, V., Dugaarma, T., Ulzibaat, M., Artemiev, A.A. (2010). Astenospheric imprints on the lithosphere in CentralMongolia and Southern Siberia from a joint inversion of gravity and seismology (MOBAL experiment), *Geophys. J. Int.*, 175, 1283-1297.
- Ussami, N., Molina, E.C. and Medeiros, W.E. (1999). Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental leste do Brasil. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, Annals, pp. S3:20- 23.

- van der Meide, M., Julià, J., Assumpção, M. (2013). Gravity derived Moho for South America, *Tectonophysics*, *609*, 456-467.
- van Wijk, J.W., Baldrige, W.S., van Hunen, J., Goes, S., Aster, R., Coblenz, D.D., Grand, S.P., Ni, J. (2011). Small-scale convection at the edge of the Colorado Plateau: Implications for topography, magmatism, and evolution of Proterozoic lithosphere, *Geology*, *38*, 611-614.
- Wessel, P., Smith, W.H.F. (1998). New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, *79*, 579.
- Windley, B., Allen, M. (1993). Mongolian Plateau: evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia, *Geology*, *21*, 295-298.
- Zhu, L., Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, *105*, 2962-2980.

Table 1: Station coordinates, elevation, and recording time window.

Station	Latitude	Longitude	Elevation (m)	Recording time window
BB Stations (RSISNE)				
nban	-9.669	-36.275	261	29/09/2011 - 25/11/2013
nbca	-8.226	-36.013	616	09/04/2012 - 22/04/2013
nbcl	-4.224	-38.291	020	26/05/2011 - 28/12/2013
nbcp	-12.589	-39.181	222	27/09/2011 - 30/04/2013
nbit	-14.931	-39.434	178	13/10/2011 - 25/11/2013
nbla	-10.993	-37.789	217	03/09/2011 - 25/11/2013
nbli	-7.364	-36.950	613	18/07/2011 - 25/11/2013
nbma	-7.365	-38.764	437	06/07/2011 - 25/11/2013
nbmo	-3.311	-40.041	098	29/12/2010 - 28/12/2012
nbpa	-5.750	-37.112	091	12/04/2011 - 25/11/2013
nbpb	-5.543	-39.584	260	29/05/2011 - 28/12/2013
nbpn	-10.847	-40.199	387	05/04/2011 - 25/11/2013
nbps	-4.394	-41.446	719	24/09/2011 - 25/11/2013
nbpv	-6.418	-35.291	092	30/04/2011 - 25/11/2013
nbrf	-8.679	-35.127	061	02/08/2011 - 25/11/2013
nbta	-9.122	-38.063	344	27/07/2011 - 25/11/2013
BB Stations (BLSP)				
agbl	-9.038	-37.045	448	07/02/2002 - 30/11/2004
caub	-8.176	-36.010	490	07/02/2002 - 30/11/2004u
BB Stations (Milênio)				
agbr	-8.429547	-35.9361	489	05/04/2007 - 01/03/2008
ocbr	-4.58128	-38.392	076	16/08/2007 - 04/07/2009
pfbr	-6.12163	-38.271	120	26/08/2007 - 22/02/2013
rcbr	-5.8274	-35.901	420	20/08/2007 - 30/12/2013
sabr	-8.35112	-36.550	681	17/04/2009 - 03/09/2011
sabbr	-3.74518	-40.371	056	22/07/2007 - 07/06/2013
slbr	-6.781456	-35.744	544	22/09/2007 - 16/10/2008

(Table 1 - Continued)

Station	Latitude	Longitude	Altitude(m)	Recording time window
BB Stations (INCT-ET)				
km60	-5.219	-37.876	141	03/10/2011 - 13/08/2012
pcac	-6.475	-36.62	293	28/09/2011 - 24/04/2013
pcal	-7.569	-35.233	098	05/12/2011 - 23/04/2013
pcbs	-7.747	-36.315	522	23/11/2011 - 19/03/2013
pccc	-6.026	-36.342	614	15/08/2012 - 13/04/2013
pccg	-7.305	-35.772	409	15/09/2011 - 24/04/2013
pcgr	-8.228	-35.640	522	22/11/2011 - 19/03/2013
pcgu	-7.906	-37.377	657	16/08/2012 - 16/05/2013
pcja	-6.463	-35.958	310	04/10/2011 - 24/04/2013
pcjg	-5.593	-38.395	134	03/11/2011 - 19/03/2013
pcmn	-6.828	-35.114	036	25/11/2011 - 19/03/2013
pcpi	-5.976	-35.235	064	23/10/2011 - 14/08/2012
pcqp	-8.817	-36.037	549	15/08/2012 - 16/05/2013
pcsa	-8.351	-36.551	694	19/10/2011 - 24/04/2013
pcse	-8.326	-37.473	482	07/12/2011 - 24/04/2013
pcsl	-7.008	-36.381	596	06/12/2011 - 23/04/2013
pcso	-8.957	-36.702	858	16/08/2012 - 16/05/2013
pcst	-8.199	-38.431	419	17/08/2012 - 16/05/2013
pctu	-8.785	-37.341	746	16/08/2012 - 16/05/2013
pctv	-7.646	-37.860	746	07/12/2011 - 25/04/2013
pcvs	-6.679	-37.546	210	29/09/2011 - 25/03/2012
SP Stations (INCT-ET)				
lp01	-3.167	-40.926	067	20/03/2012 - 06/02/2013
lp02	-4.513	-39.635	688	20/03/2012 - 06/02/2013
lp04	-5.590	-38.386	138	28/05/2012 - 05/02/2013
lp05	-6.678	-37.546	248	04/02/2012 - 05/02/2013
lp06	-7.747	-36.315	522	25/03/2012 - 28/02/2013
lp07	-8.227	-35.6401	531	25/03/2012 - 28/02/2013

Table 2: H- κ stacking parameters and results for the Borborema Province^(*).

Station	wf	Vp(km/s)	w ₁	w ₂	w ₃	H(km)	V _p /V _s	Corr.(%)	Zone [†]
BB Stations (RSISNE)									
nban	68	6.5	0.4	0.3	0.3	37.5±0.9	1.71±0.03	-87.2	P
nbca	18	6.5	0.4	0.3	0.3	34.5±0.2	1.79±0.01	-79.8	P
nbcl	48	6.5	0.4	0.3	0.3	31.7±0.4	1.71±0.02	-88.4	MB
nbcp	25	6.5	0.4	0.3	0.3	38.2±1.0	1.76±0.03	-95.5	SC
nbit	55	6.5	0.5	0.5	0.0	40.7±0.5	1.98±0.02	-89.1	SC
nbla	57	6.5	0.5	0.5	0.0	30.5±2.7	1.76±0.07	-98.8	SC
nbli	48	6.5	0.4	0.3	0.3	35.3±0.4	1.70±0.01	-78.8	P
nbma	45	6.5	0.4	0.3	0.3	37.8±0.8	1.77±0.02	-97.3	P
nbmo	33	6.5	0.5	0.5	0.0	34.4±0.3	1.75±0.02	-76.2	PB
nbpa	50	6.5	0.5	0.5	0.0	31.7±0.7	1.74±0.02	-90.6	MB
nbpb	62	6.5	0.5	0.5	0.0	36.9±0.6	1.73±0.02	-90.9	MB
nbpn	55	6.5	0.5	0.5	0.0	39.3±1.9	1.76±0.05	-93.9	SC
nbps	54	6.5	0.5	0.5	0.0	39.7±1.1	1.73±0.02	-97.1	PB
nbpv	50	6.5	0.4	0.3	0.3	33.4±0.3	1.71±0.02	-89.6	MB
nbrf	43	6.5	0.4	0.3	0.3	30.6±0.7	1.68±0.02	-91.5	MB
nbta	46	6.5	0.5	0.5	0.0	37.0±0.3	1.72±0.01	-83.4	P
BB Stations (BLSP)									
agbl	14	6.5	0.5	0.5	0.0	34.2±1.9	1.79±0.08	-87.8	P
caub	38	6.5	0.5	0.5	0.0	35±0.4	1.75±0.01	-81.9	P
BB Stations (Milênio)									
agbr	10	6.5	0.5	0.5	0.0	36.1±1.3	1.76±0.05	-89.5	P
ocbr	39	6.5	0.5	0.5	0.0	31.9±1.0	1.69±0.02	-92.8	MB
pfbr	69	6.5	0.4	0.3	0.3	30.4±0.3	1.74±0.01	-90.3	MB
rcbr	124	6.5	0.4	0.3	0.3	32.2±1.5	1.77±0.03	-95.6	MB
sabr	36	6.5	0.5	0.5	0.0	36.5±0.5	1.74±0.02	-84.3	P
sbbr	69	6.5	0.4	0.3	0.3	35.5±1.0	1.71±0.02	-95.2	PB
slbr	19	6.5	0.4	0.3	0.3	32.5±1.4	1.74±0.03	-94.4	P

(*) The table includes the number of waveforms (wf), P-wave velocity assumed (Vp), weights for the Ps (w1), PpPs (w2), and PpPs+PsPs (w3) phases, and zone where the station is located (Zone). P - Borborema Plateau; SC - São Francisco Craton; PB - Parnaíba Basin (including neighboring areas); MB - Marginal Basins (includes regions of thin crust surrounding the Borborema Plateau).

(†) Stations in zone P are used to compute the average crustal thickness and bulk V_P/V_S ratio in the Borborema Plateau; Stations in zone MB are used to compute the average crustal thickness and bulk V_P/V_S ratio off the Plateau. The remaining stations were not utilized to compute any averages.

(Table 2 - Continued)

Station	wf	V _p (km/s)	w ₁	w ₂	w ₃	H(km)	V _p /V _s	Corr.(%)	Zone*
BB Stations (INCT-ET)									
km60	40	6.5	0.5	0.5	0.0	30.2±1.9	1.75±0.06	-98.8	MB
pcac	25	6.5	0.4	0.3	0.3	30.3±0.3	1.75±0.01	-31.3	P
pcal	29	6.5	0.5	0.5	0.0	31.2±0.9	1.76±0.04	-92.0	MB
pcbs	12	6.5	0.4	0.3	0.3	32.1±0.7	1.79±0.03	-84.9	P
pccc	11	6.5	0.4	0.3	0.3	32±0.5	1.75±0.02	-87.2	P
pccg	15	6.5	0.4	0.3	0.3	32.6±0.4	1.74±0.02	-93.7	MB
pcgr	8	6.5	0.4	0.3	0.3	35.4±1.1	1.72±0.03	-89.4	P
pcgu	14	6.5	0.4	0.3	0.3	35.5±1.8	1.71±0.04	-92.3	P
pcja	29	6.5	0.5	0.5	0.0	32.9±0.7	1.69±0.02	-91.2	P
pcjg	10	6.5	0.4	0.3	0.3	33.1±0.5	1.77±0.02	-80.3	MB
pcmn	12	6.5	0.4	0.3	0.3	31.8±0.6	1.70±0.02	-93.7	MB
pcpi	6	6.5	0.5	0.5	0.0	34.3±2.7	1.72±0.11	-82.7	MB
pcqp	13	6.5	0.4	0.3	0.3	37.4±0.3	1.73±0.01	-69.1	P
pcsa	31	6.5	0.5	0.5	0.0	36.6±0.2	1.74±0.01	-79.8	P
pcse	28	6.5	0.4	0.3	0.3	36.5±0.3	1.71±0.01	-77.2	P
pcsl	32	6.5	0.4	0.3	0.3	32.3±0.2	1.71±0.01	-92.2	P
pcso	10	6.5	0.4	0.3	0.3	39.6±2.8	1.68±0.06	-96.0	P
pcst	12	6.5	0.4	0.3	0.3	38.6±2.9	1.78±0.07	-98.9	P
pctu	11	6.5	0.4	0.3	0.3	40±0.4	1.73±0.02	-79.5	P
pctv	23	6.5	0.4	0.3	0.3	39.3±2.3	1.70±0.11	-90	P
pcvs	12	6.5	0.4	0.3	0.3	32.2±0.4	1.77±0.02	-88.5	MB
SP Stations (INCT-ET)									
lp01	16	6.5	0.4	0.3	0.3	37.2±0.7	1.68±0.02	-87.9	PB
lp02	25	6.5	0.4	0.3	0.3	30.9±0.6	1.72±0.03	-95.1	MB
lp04	13	6.5	0.4	0.3	0.3	32.5±1.5	1.80±0.07	-97.7	MB
lp05	16	6.5	0.4	0.3	0.3	32.4±0.8	1.76±0.04	-88.3	MB
lp06	22	6.5	0.4	0.3	0.3	33.1±0.4	1.75±0.02	-93.2	P
lp07	20	6.5	0.4	0.3	0.3	35.1±0.5	1.72±0.03	-91.2	P

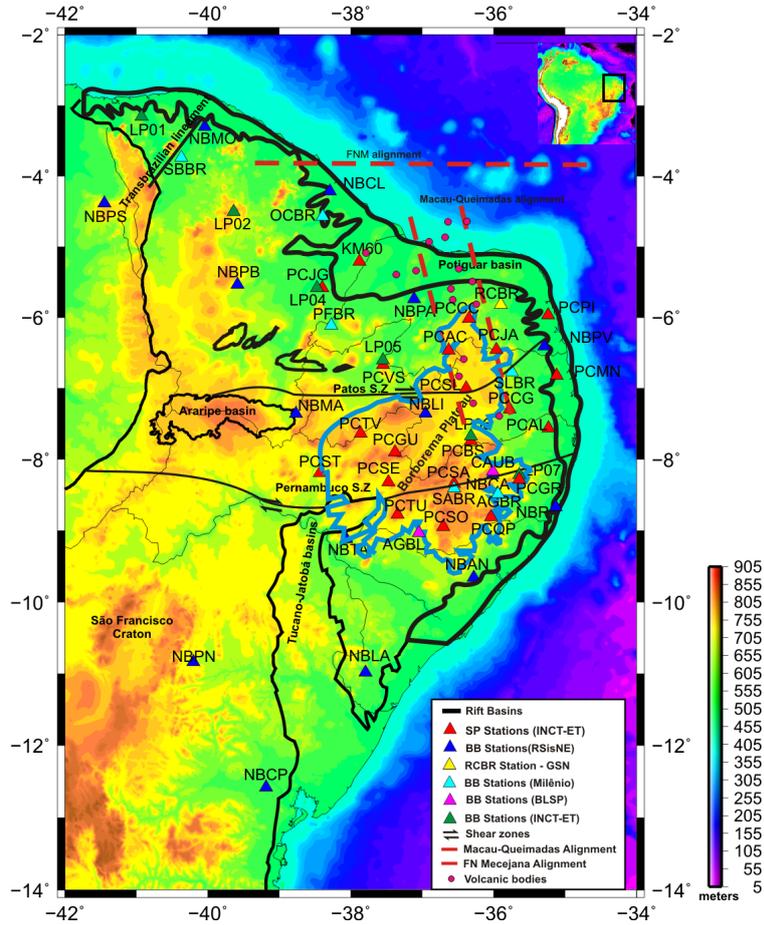


Figure 1: Topographic map of NE Brazil with locations of broadband and short-period stations considered in this study superimposed (see legend). The borders of the main physiographic provinces (Parnaíba basin, Borborema Province, São Francisco craton) are indicated through thin, black, solid lines, while the borders of the Mesozoic basins are indicated through thick, black, solid lines. The small red circles mark the location of diffuse, Cenozoic volcanic bodies in the Borborema Province that define the NNW-SSE trending Macau-Queimadas alignment (dashed blue lines).

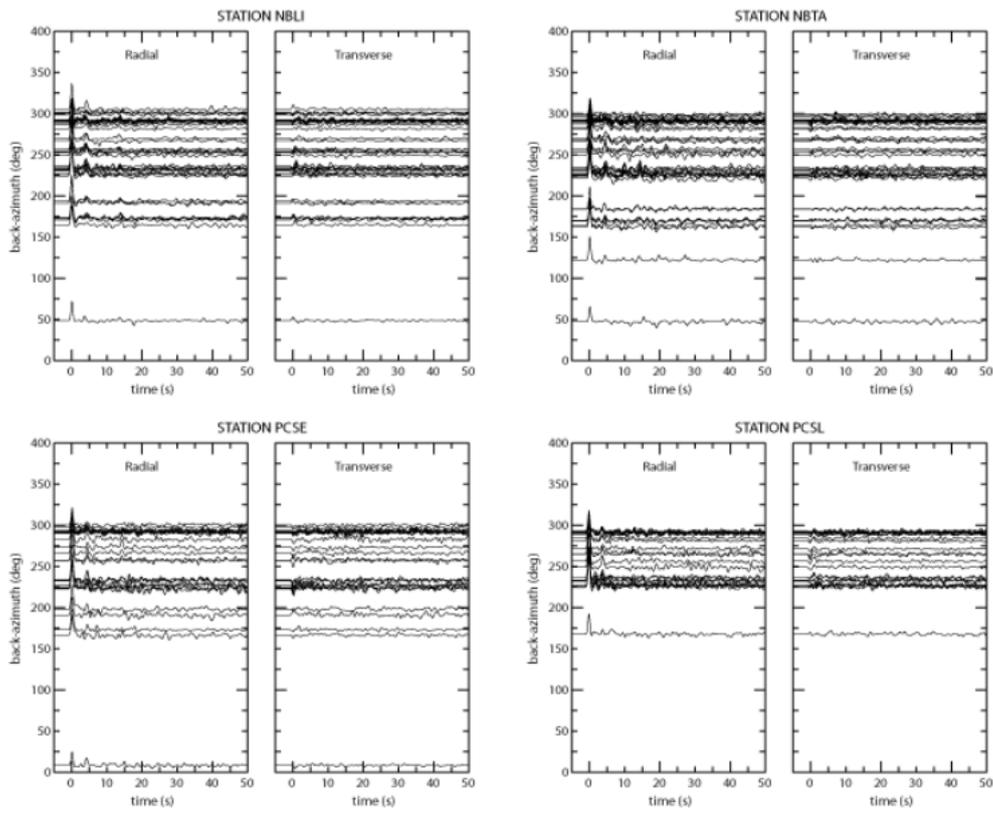


Figure 2: Radial and transverse receiver functions at four select stations in the Borborema Province. Note the large signal-to-noise ratio of the P-to-S conversions in the radial receiver functions, and the relatively small amplitude of the corresponding signal in the transverse receiver functions. Realize that the top panels correspond to broadband stations, while the bottom panels correspond to short-period stations.

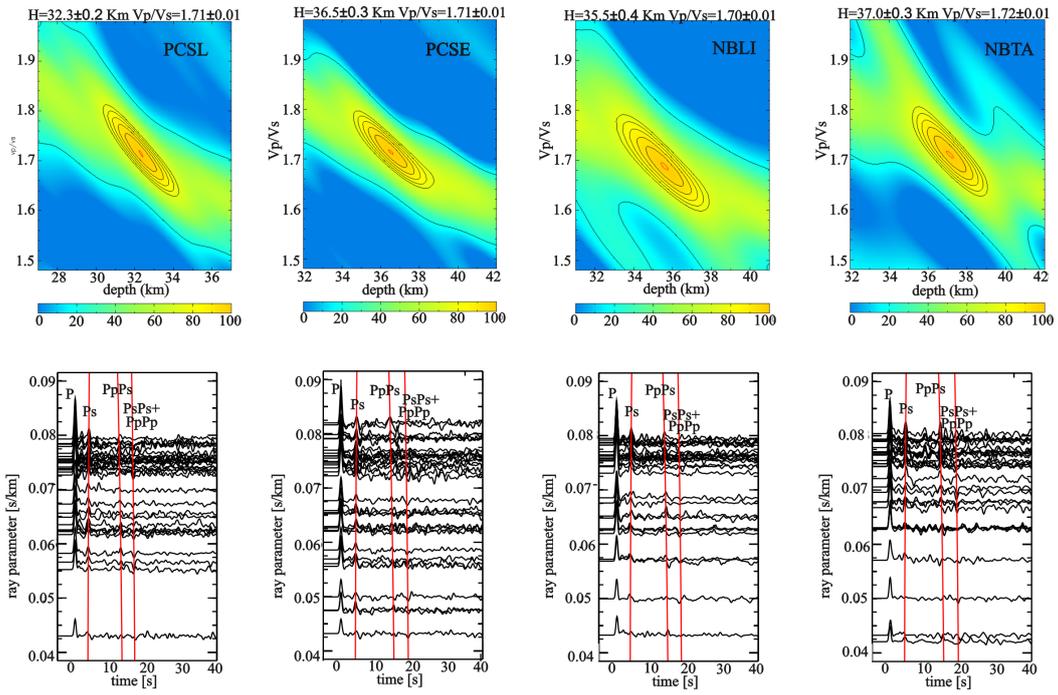


Figure 3: Sample H- κ stacking results for two short-period stations (PCSL, PCSE) and two broadband stations (NBLI, NBTA) in the Borborema Province. The top panels display the H- κ stacking surface, while the bottom panels display the receiver function waveforms sorted by ray parameter. The red ellipse in the H- κ stacking surface is the 1σ -confidence ellipse obtained from bootstrapping the dataset, and the location of the maximum - along with 2σ -confidence bounds - is indicated on top. The phase move-out curves for the Ps, PpPs, and PpPs+PsPs phases corresponding to the maximum are superimposed to the receiver functions in the bottom panels (red lines).

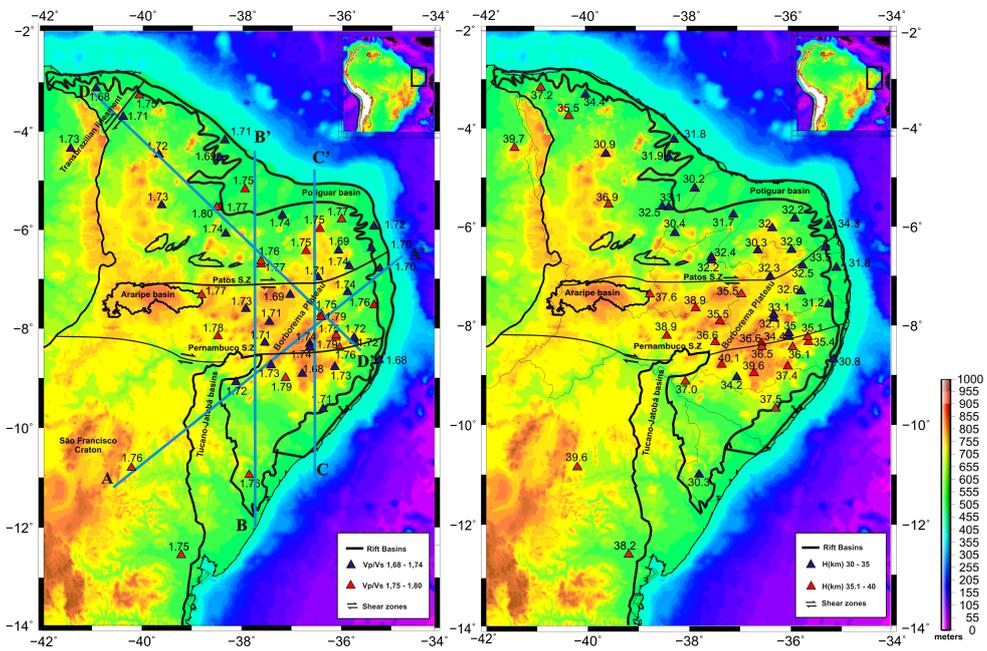


Figure 4: Variation of bulk V_P/V_S ratio and crustal thickness in NE Brazil. (left) Station map with V_P/V_S ratio values indicated next to the station location (triangles); (right) Station map with crustal thickness values indicated next to the station location (triangles). Confidence bounds can be found in Table 2. The black lines mark the boundaries of the physiographic provinces and Mesozoic basins, as in Figure 1. The blue lines in the left panel mark the location of a number of cross-sections shown in Figure 5.

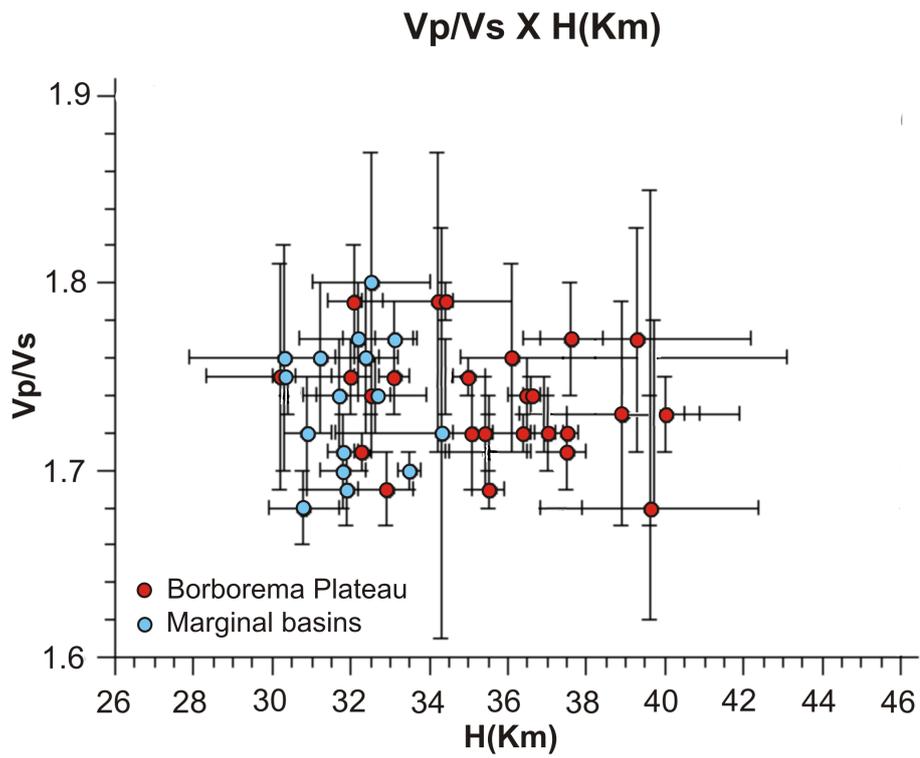


Figure 6: Diagram of V_P/V_S ratio *vs* crustal thickness for stations in the Borborema Plateau (red circles) and surrounding low-lying topography regions (blue circles), as obtained from H- κ stacking analysis (see Table 2). Note the similar variation in V_P/V_S ratio throughout the Borborema crust, regardless of crustal thickness. Vertical and horizontal lines denote 2σ -confidence bounds.

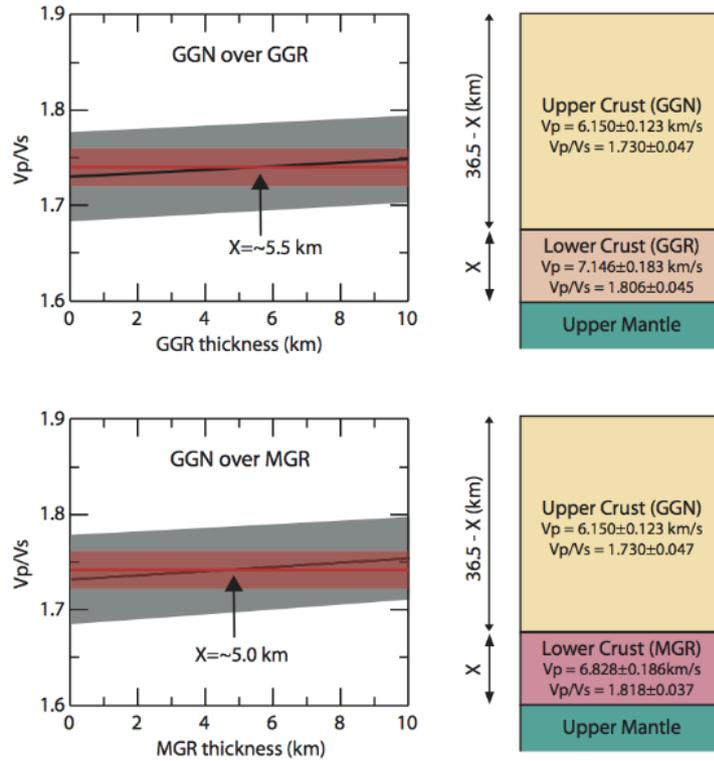


Figure 7: Forward modeling results for the observed average V_P/V_S ratio in the Borborema Plateau, assuming (top) a two-layer model of granitic gneiss (GGN) over mafic garnet granulite (GGR) or (bottom) a two-layer model of granitic gneiss (GGN) over garnet-free mafic granulite (MGR). The thickness of the bottom layer (X) is varied between 0 and 10 km while keeping the total crustal thickness at a constant value of 36.5 km (right panels), and the resulting bulk V_P/V_S ratio is computed as a function of layer thickness (black line in left panels). The modeling exercise demonstrates that a bottom layer of 5-6 km, depending on lithology, explains the observed average V_P/V_S ratio of 1.74 for the Borborema Plateau (red line in left panels). P-wave velocity and V_P/V_S ratio values for the lithologies considered in the models were taken from *Christensen and Mooney* [1995] and *Christensen* [1996], respectively, at low heat-flow geotherms. Confidence bounds are displayed as red and gray bands around the average, respectively, and correspond to 1σ -confidence bounds.

Capítulo 6

Artigo 2

O referido artigo intitulado: “*Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface-wave dispersion: Implications for plateau uplift*” foi aceito para a publicação no dia 08/04/2015 pelo Periódico *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, de webqualis A1. Corresponde aos resultados obtidos para a estrutura *crustal* da Província Borborema através da inversão conjunta da dispersão de ondas superficiais e funções do receptor, assim como resultados parciais da tomografia de ondas superficiais para toda a América do Sul, melhorando o mapa tomográfico de Feng *et al.*,(2007).

Nas próximas páginas segue o manuscrito completo do artigo.

1 Crustal structure of the eastern Borborema
2 Province, NE Brazil, from the joint inversion of
3 receiver functions and surface-wave dispersion:
4 Implications for plateau uplift.

Rosana M. N. Luz¹, Jordi Julià^{1,2}, Aderson F. do Nascimento^{1,2}

Corresponding author: J. Julià, Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Campus Universitário, Lagoa Nova, Natal, RN - CEP 59078-970 , Brazil.
(jordi@geofisica.ufrn.br)

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brazil.

²Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brazil.

5 **Abstract.** We investigate the crustal structure of the Borborema Province
6 of NE Brazil by developing 44 S-wave velocity-depth profiles from the joint
7 inversion of receiver functions and fundamental-mode, Rayleigh-wave group
8 velocities. The Borborema Province is located in the northeasternmost cor-
9 ner of the South American continent, and represents a portion of a larger
10 Neoproterozoic mobile belt that formed during the Brasiliano-Pan African
11 orogeny. Extensional processes in the Mesozoic - eventually leading to the
12 separation of Africa and South America - left a number of aborted rift basins
13 in the continental interiors, and episodes of diffuse intraplate volcanism and
14 uplift marked the evolution of the Province after continental breakup. Our
15 velocity-depth profiles reveal the existence of two crustal types in the Province:
16 (i) the thin crustal type, which consists of 30-32.5 km thick crust, with an
17 upper layer of 3.4-3.6 km/s overlying a lower layer of 3.7-3.8 km/s; and (ii)
18 the thick crustal type, which consists of a 35-37.5 km thick crust, with ve-
19 locities between 3.5 and 3.9 km/s down to ~ 30 km depth and a gradational
20 increase in velocity ($V_S \geq 4.0$ km/s) down to upper mantle depths. The crustal
21 types correlate well with topography, with the thick crustal type being mainly
22 found in the high-standing southern Borborema Plateau, and the thin crustal
23 type being mostly found in the low-lying Sertaneja depression and coastal
24 cuestas. Interestingly, the thin crustal type is also observed under the ele-
25 vated topography of the northern Plateau. We argue that the thick crustal
26 type is rheologically strong and not necessarily related to post-breakup man-
27 tle processes, as it is commonly believed. We propose that extensional pro-

28 cesses in the Mesozoic stretched portions of the Brasiliano crust and formed
29 the thin crustal type that is now observed in the regions of low-lying topog-
30 raphy, leaving the rheologically strong thick crust of the southern Plateau
31 at higher elevations. The crust making the northern Plateau would have thinned
32 and subsided during Mesozoic extension as part of a greater Sertaneja de-
33 pression, to then experience uplift in the Cenozoic and achieve its present
34 elevation.

1. Introduction

35 Tectonic uplift of continental interiors has probably happened several times along
36 Earth's history. Geologic constraints on the time and rate of uplift, however, are gen-
37 erally difficult to develop [e.g. *Anell et al.*, 2009]. Part of the problem are inconsistencies
38 due to limitations of the various methodologies available for constraining vertical move-
39 ments and uncertainties due to noisy measurements. Exhumation and isostatic uplift
40 driven by climate change also add additional difficulty, as climate change may have a dra-
41 matic influence on local erosion speed and hence exhumation and deposition rates in the
42 vicinity. Mechanisms that try to explain tectonic uplift of a region are therefore varied
43 and controversial. Dynamic support by a deep mantle plume [e.g. *Nyblade and Sleep*,
44 2003], buoyancy generated by thermal expansion of heated lithosphere [e.g. *Roy et al.*,
45 2009], permanent isostatic uplift from mafic underplating of the crust [e.g. *Persano et al.*,
46 2007], removal of lithospheric material by delamination and/or erosion [e.g. *Bao et al.*,
47 2014], rift-flank uplift followed by flow of the lower crust [e.g. *Kusznir and Karner*, 2007],
48 and basin inversion or buckling due to tectonic stresses [*Starostenko et al.*, 2013; *Marques*
49 *et al.*, 2014] are among the models that have been invoked.

50 The long-standing debate about the time of uplift for the Colorado Plateau provides a
51 well-documented case illustrating those difficulties. Widespread occurrence of Late Cre-
52 taceous marine shale across the plateau is considered evidence that the plateau's surface
53 was at sea level ~ 80 Ma [e.g. *Morgan and Swanberg*, 1985; *Flowers et al.*, 2008]. Pa-
54 leoelevation data suggest that subsequent uplift was mostly coeval with the Laramide
55 orogeny [e.g. *Wolfe et al.*, 1998; *Flowers et al.*, 2008; *Huntington et al.*, 2010], but geo-

56 logic evidence for the inception of carving of the Grand Canyon at 6 Ma seems to require
57 a considerably different timing [*Karlstrom et al.*, 2002]. Models of plateau uplift include
58 isostatic uplift of tectonically thickened crust [e.g. *Morgan and Swanberg*, 1985; *McQuar-*
59 *rie and Chase*, 2000], dynamic uplift associated to shallow subduction of the Farallon slab
60 [*Liu and Gurnis*, 2010], dynamic uplift driven by edge-driven convection [*van Wijk et al.*,
61 2010], and large scale uplift of the plateau by heating since removal of the Farallon slab
62 [*Bailey et al.*, 2012], among others.

63 In NE Brazil, determining the time and mechanism of uplift of the Borborema Plateau
64 presents similar challenges. The Borborema Plateau (Fig. 1) is commonly introduced as
65 an elliptically shaped, NE-SW oriented topographic feature located in the eastern half of
66 the Province with maximum elevations of ~ 1200 m [e.g. *Morais Neto et al.*, 2009; *Oliveira*
67 *and Medeiros*, 2012]. The presence of sediments of the Serra dos Martins Formation on
68 top of high-altitude mesas, for which fission-track analysis suggest cannot be older than
69 Paleogene, is commonly invoked as evidence for its tectonic uplift in the Cenozoic [e.g.
70 *Oliveira and Medeiros*, 2012]. However, apatite fission-track dates from granitic-gneissic
71 samples in the Plateau demonstrate the existence of a cooling event at 100-90 Ma that
72 would take initial plateau uplift back in time, well into the Late Cretaceous [*Morais Neto*
73 *et al.*, 2009]. As for the Colorado Plateau, a variety of mechanisms of tectonic uplift
74 have been proposed for the Borborema Plateau. Models of plateau uplift in the Cenozoic
75 include thermal doming related to a shallow upper mantle body [*Ussami et al.*, 1999]
76 or to a local, deep-seated mantle plume [*Jardim de Sá et al.*, 1999], and buoyancy of
77 the Plateau's crust by mafic underplates related to edge driven convection [*Oliveira and*
78 *Medeiros*, 2012]. Models related to Late Cretaceous uplift, on the other hand, invoke

79 thickening of the Plateau's crust by lateral-flow related to Mesozoic rifting, combined
80 with mafic underplating of the crust by a deep mantle plume [*Morais Neto et al.*, 2009].

81 Models of tectonic uplift generally find support in detailed seismic investigations of
82 the crustal and lithospheric structure under the topographically elevated plateau and
83 surrounding regions [e.g. *Sine et al.*, 2008]. Although variations in crustal thickness are
84 relatively well understood under the Borborema Province [*Luz et al.*, 2015; *Almeida et*
85 *al.*, 2015; *Oliveira and Medeiros*, 2012], knowledge of the detailed crustal achitecture is
86 limited to a couple of refraction surveys [*de Lima et al.*, 2015; *Soares et al.*, 2011], a few
87 receiver function studies [*Almeida et al.*, 2015; *Pavão et al.*, 2013], and a magnetotelluric
88 survey [*Santos et al.*, 2014]. Constraints at lithospheric and/or sublithospheric levels are
89 restricted to continental-scale tomographic studies [e.g. *Feng et al.*, 2004; 2007], which
90 display poor resolution in the Province. Seismic evidence in favor or against the postulated
91 models of tectonic uplift for the Borborema Plateau needs to be further developed.

92 In this work, the S-velocity structure of the crust and lithospheric mantle under the
93 Borborema Plateau and neighboring areas is investigated by jointly inverting teleseismic
94 P-wave receiver functions and fundamental-mode, Rayleigh-wave group velocities. Re-
95 ceiver function estimates were developed at 44 seismic stations belonging to a number of
96 permanent and temporary networks throughout the Province [*Luz et al.*, 2015], while dis-
97 persion velocity measurements were obtained from a regional ambient noise tomography
98 study [*Dias et al.*, 2014], and a surface-wave tomography study for the South American
99 continent [*Feng et al.*, 2004; *Luz et al.*, 2014]. The velocity-depth profiles confirm the
100 presence of thicker crust under the southern Plateau and thinner crust under the north-
101 ern Plateau and the surrounding lowlands, as already reported in previous studies [e.g.

102 *Luz et al.*, 2015; *Almeida et al.*, 2015; *Oliveira and Medeiros*, 2012]. The profiles also show
103 that the thicker crust displays a thin gradational layer of fast velocity material overlying
104 the Moho, which is interpreted as a layer of mafic underplate. Although a thin layer of
105 mafic underplate is consistent with a range of models of tectonic uplift proposed for the
106 Borborema Plateau [*Morais Neto et al.*, 2009; *Oliveira and Medeiros*, 2012], we argue
107 that the crustal architecture of the Province is more easily understood as resulting from
108 Mesozoic stretching and thinning of the Province's Precambrian crust.

2. Geology and Tectonic Setting

2.1. Precambrian framework

109 The Borborema Province of NE Brazil can be regarded as the west-central portion
110 of a larger Neoproterozoic mobile belt crossing supercontinent Gondwana, which resulted
111 from the convergence and collision of the West Africa craton and the São Francisco-Congo
112 craton during the Brasiliano-Pan African orogeny (600-580 Ma) [e.g. *Trompette*, 1997].
113 It is limited to the west by the cratonic Parnaíba basin, to the south by the Archean São
114 Francisco craton, and to the north and east by a number of marginal basins related to the
115 opening of the Atlantic Ocean (Fig. 1). The geology of the Province consists of large areas
116 of gneissic/migmatitic rocks of mostly Paleoproterozoic age, intruded by Neoproterozoic
117 granites and overlain by belts of Neoproterozoic metasediments related to the Brasiliano
118 orogeny [e.g. *Neves*, 2003]. Precambrian rocks are criss-crossed by a complex system
119 of shear-zones oriented in the EW and NE-SW directions, perhaps resulting from two
120 discrete collisional events with the Parnaíba block to the West and the São Francisco
121 craton to the South, respectively, that forced NE extrusion of the Province at the end of
122 the Neoproterozoic [*Araujo et al.*, 2013].

123 Some authors [*Brito Neves and Cordani, 1991; Cordani et al., 2003*] regard the net-
124 work of shear zones as marking the location of sutures that separate terrains of different
125 tectonic evolution. According to this framework, the Borborema Province would have
126 formed from the amalgamation of several microplates and small continental fragments
127 that were scattered between the main cratonic blocks that eventually converged to form
128 West Gondwana. The number of independent terrains is unclear, but there is a general
129 consensus in arranging them into five major Precambrian domains (Fig. 1): (i) Médio-
130 Coereau, in the northwesternmost tip of the Province; (ii) the Ceará domain, between
131 the Sobral-Pedro II and Jaguaribe-Tatajuba shear zones; (iii) the Rio Grande do Norte
132 domain, immediately east of the Ceará domain; (iv) the Transversal or Central domain,
133 between the Patos and Pernambuco lineaments; and (v) the South domain, immediately
134 north of the São Francisco craton. This interpretation, however, is contested by some
135 other authors that regard the Province as part of a large, coherent tectonic block, that
136 has remained consolidated since 2 Ga [*Neves, 2003; Neves et al., 2006*]. In this alterna-
137 tive framework, the network of shear zones would no longer represent deep suture zones,
138 but supracrustal features separating Neoproterozoic metasediments on top of a mostly
139 Paleoproterozoic basement.

2.2. Post-breakup evolution

140 In the Mesozoic, the evolution of the Borborema Province was dominated by extensional
141 events that led to the formation of a number of rift basins within the Province and,
142 eventually, to continental breakup [*Matos, 1992; 1999*]. Continental rifting occurred along
143 three main trends: (i) Gabon-Sergipe-Alagoas, along the present-day East margin; (ii)
144 Recôncavo-Tucano-Jatobá, crossing the São Francisco craton in the NS direction and into

145 the Borborema Plateau; and (iii) Cariri-Potiguar, trending NE-SW along the direction
146 marked by the Potiguar and Araripe basins (Fig. 1). Deformation concentrated initially
147 along the first two trends, to then jump West into the Cariri-Potiguar trend [Matos, 1999].
148 With the opening of the Equatorial Atlantic the Cariri-Potiguar and Recôncavo-Tucano-
149 Jatobá trends aborted, while rifting along the Gabon-Sergipe-Alagoas evolved into a stage
150 of continental breakup.

151 After continental breakup, the evolution of the Province was marked by recurrent
152 episodes of volcanism, which can be described as alkalic, small-volume, and long-lived
153 [Knesel *et al.*, 2011], and uplift. The volcanic rocks are arranged along two mutually
154 perpendicular linear alignments (Fig. 1): the Macau-Queimadas Alignment (MQA),
155 mostly on-shore and approximately trending in the north-south direction, displays K-
156 Ar ages ranging from 80 to 30 Ma [Mizusaki *et al.*, 2002, and references therein], although
157 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates have expanded the range from 93 to 7 Ma [Knesel *et al.*, 2011]; the Fer-
158 nando de Noronha-Mecejana Alignment (FNMA), mostly off-shore and trending in the
159 east-west direction, displays K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates ranging from 26-34 Ma for the
160 Mecejana volcanism [Mizusaki *et al.*, 2002] and 22-2 Ma at the Fernando de Noronha
161 archipelago [Knesel *et al.*, 2011, and references therein]. Interestingly, while FNMA
162 volcanism progresses in age from West to East, MQA volcanism is lacking a clear age
163 progression.

164 Evidence of post-breakup uplift in the Borborema Province has traditionally relied on
165 the non-fossiliferous sedimentary deposits of the Serra dos Martins formation [Oliveira
166 and Medeiros, 2012; Morais Neto *et al.*, 2009], which are found on top of high mesas in
167 the northern Borborema Plateau (Fig. 1). Apatite and zircon fission-track ages suggest

168 the sediments cannot be older than Paleogene [*Morais Neto et al.*, 2009], while indirect
169 relationships with Cenozoic volcanics set a minimum age of ~ 25 Ma [*Menezes et al.*, 2003;
170 *Jardim de Sá et al.*, 2005]. The stratigraphic age of the Serra dos Martins formation thus
171 suggests that plateau uplift occurred during Cenozoic times.

172 As the time of deposition overlaps with the age of the volcanics, several models of co-
173 eval Cenozoic magmatism and uplift have been proposed for the Borborema Province.
174 Based on the elliptical shape of the Plateau and the stress pattern of Cenozoic defor-
175 mation, *Jardim de Sá et al.* [1999] proposed the existence of a mantle plume under
176 the Borborema Plateau that would have been responsible for thermal doming and pro-
177 duction of basaltic magmas. A plume model, however, has been ruled out due to the
178 small-volume and long-lived character of the volcanics, the orthogonal arrangement of
179 the time-overlapping magmatic alignments [*Knesel et al.*, 2011], geochemical analysis of
180 volcanic samples [*Silveira*, 2006], and absence of thinning across the transition zone under
181 the Plateau [*Pinheiro and Julià*, 2014]. Similarly, modeling of geoid anomalies by *Ussami*
182 *et al.* [1999] associated thermal doming to a thermal body at 100-150 km depth under
183 the Plateau. *Knesel et al.* [2011], on the other hand, postulated the presence of a small-
184 scale convection cell at the edge of the continent that would have eroded the continental
185 lithosphere and triggered the melts that now outcrop as volcanic rocks in the Province.
186 *Oliveira and Medeiros* [2012] inferred the presence of a layer of mafic material under the
187 Plateau from modeling of gravity admittance spectra, and refined the edge-driven con-
188 vection model to propose that some of the melts would have underplated the Borborema
189 crust and induced isostatic uplift of the Plateau.

190 Alternatively, apatite fission-track dates on granite-gneissic samples across the northern
191 and westernmost Plateau (Fig. 2) revealed two main cooling events at 100-90 Ma and
192 20-0 Ma [Morais Neto et al., 2009]. The authors associated the youngest event to the
193 deposition of the sediments of the Barreiras formation - with inferred deposition ages
194 of 22-17 Ma [Lima et al., 2007] - in reference to a climate-driven change in erosion rates
195 related to the sudden influx of clastic sediments to off-shore basins that has been occurring
196 on a planetary scale during the Cenozoic [Dahlgren et al., 2005; Molnar and England,
197 1990]. The older cooling event, on the other hand, was associated with initial uplift
198 of the Borborema Plateau. More precisely, Morais Neto et al. [2009] proposed that
199 lateral advection of continental crust and mantle during Mesozoic rifting would have been
200 responsible for the thickening and uplift of the Borborema crust. According to Kuszniir and
201 Karner [2007], such processes can occur over distances of 400-600 km and over time scales
202 of 60-100 My, and would account for up to 600 m of uplift after thermal re-equilibration of
203 the thickened crust. As maximum topography in the Plateau is around 1.200 m, Morais
204 Neto et al. [2009] further suggest that mafic underplating of the crust, perhaps by the
205 Ascension or St. Helena plumes, may account for the remaining topography.

2.3. Crustal and upper mantle structure

206 The best-known parameter defining the crustal structure of the Borborema Province
207 is crustal thickness. Continental-scale studies based on the joint inversion of surface-
208 wave dispersion velocities and regional seismic waveforms with receiver function point
209 constraints have revealed that the Borborema Province as a whole has a relatively thin
210 crust, 30-35 km [Feng et al., 2007; Assumpção et al., 2013a] or 30-40 km thick [Lloyd
211 et al., 2010], when compared to the ≥ 40 km thick crust of the neighboring Parnaíba

212 basin and São Francisco craton. A thinner Borborema crust averaging 30-35 km was also
213 reported in two continent-wide seismic compilations [*Assumpção et al.*, 2013b; *Chulick et*
214 *al.*, 2013], and a similar pattern was reported from modeling of satellite gravity anomalies
215 [*van der Meijde et al.*, 2013].

216 The previously described pattern of crustal thickness was confirmed by detailed receiver
217 function studies in the Borborema Province [*Luz et al.*, 2015; *Almeida et al.*, 2015], which
218 also showed interesting variations in crustal thickness within the Province. In particular,
219 both studies revealed that the crust of the Borborema Plateau south of the Patos Linea-
220 ment (hereafter referred to as the southern Plateau) is 36-38 km thick, while the crust in
221 the neighboring regions - including the northern Plateau, the Sertaneja depression, and
222 the coastal cuestas - is thinner, around 30-32 km. A thicker crust under the Borborema
223 Plateau was also reported in independent gravity surveys [*Oliveira and Medeiros*, 2012]
224 and a refraction line crossing the Jatobá basin [*Soares et al.*, 2011]. A thin crust across the
225 northern Plateau was also interpreted from a ~ 1000 km long seismic survey crossing the
226 Borborema Province in the NW-SE direction [*de Lima et al.*, 2015]. The long refraction
227 line, however, missed the thicker crust in the southern Plateau (Fig. 2).

228 Modeling of gravity admittance spectra throughout the Borborema Province revealed
229 the necessity for a negative load under the Borborema Plateau, which was interpreted as
230 originating from a layer of mafic material underplating the Plateau's crust [*Oliveira and*
231 *Medeiros*, 2012]. Seismic evidence for such a layer of mafic material was sought from lateral
232 variations in bulk V_P/V_S ratios obtained from analysis of P-to-S conversions in receiver
233 functions [*Luz et al.*, 2015]. The study revealed that V_P/V_S ratios average similarly,
234 1.74 ± 0.04 , both in the elevated Plateau and in the low-lying Sertaneja depression and

235 coastal cuestas. Although V_P/V_S ratios were somewhat inconclusive with regard to the
236 presence or absence of a layer of mafic material under the Plateau, a relatively thin layer
237 ($\leq 4\text{-}5$ km) of mafic underplate under the southern Plateau could not be ruled out.

238 The most detailed study of crustal structure for the Borborema Province is the refraction
239 line of *de Lima et al.* [2015]. The refraction line crosses the Borborema Province in the
240 NW-SE direction (see Fig. 2), and the interpreted cross-section displays a two-layer crust
241 consisting of a 10-15 km thick upper crust with P-velocities around 6.1-6.2 km/s overlying
242 a 15-20 km thick lower crust with P-velocities around 6.6-6.75 km/s. Those P-velocity val-
243 ues are somewhat slower than the 6.6-6.7 km/s estimates reported in *Chulick et al.* [2013]
244 for the Borborema crystalline crust. The divide between upper and lower crust coincides
245 with an intra-crustal discontinuity that was independently reported in a recent common
246 conversion point (CCP) receiver function migration in the Borborema Province [*Almeida et al.*,
247 2015]. The CCP receiver function stacks revealed the intra-crustal discontinuity is
248 preferentially observed in regions of thin crust, including the northern Plateau, and less
249 developed or absent in the regions of thick crust of the southern Plateau. *Almeida et al.*
250 [2015] interpreted this pattern as evidence for an intra-crustal detachment zone that
251 accommodated Mesozoic extension of the Borborema crust, and inferred the southern
252 Plateau is a rheologically strong block that resisted Mesozoic deformation. A rheologically
253 strong block in the southern Plateau was also postulated from analysis of the resistivity
254 structure developed during a magnetotelluric survey crossing the Jatobá basin [*Santos et al.*,
255 2014].

256 Regarding upper mantle structure, the best constraints come from regional sections
257 taken from continental-scale studies of the South American upper mantle. In the upper-

258 most mantle, the compilation of *Chulick et al.* [2013] displays Pn and Sn velocities around
259 8.1-8.2 km/s and 4.3-4.5 km/s, respectively, where the slowest Sn velocities approximately
260 coincide with the surface expression of the Cariri-Potiguar trend (Fig. 1). Pn velocities,
261 however, are somewhat faster than the 7.9-8.1 km/s Pn-velocity values reported in the
262 refraction survey of *de Lima et al.* [2015]. Sn velocities are consistent with average S-
263 velocities, around 4.5 km/s, as displayed in the surface-wave tomographic slices of *Feng*
264 *et al.* [2004; 2007] at 100 and 150 km depth.

3. Velocity-depth profiles

265 Velocity-depth profiles for the Borborema Province have been developed by jointly in-
266 verting up to three independent datasets: (i) P-wave receiver functions at high-frequency
267 ($f_c \leq 1.2$ Hz) and low-frequency ($f_c \leq 0.24$ Hz) contents, (ii) short-period (5-20 s) group
268 velocities from ambient noise cross-correlation stacks, and (iii) long-period (30-100 s)
269 group velocities from fundamental-mode Rayleigh waves. Receiver functions are time
270 series that contain P-to-S conversions generated at seismic discontinuities local to the
271 receiver [e.g. *Langston, 1979*], and modeling of the time and amplitude of the conversions
272 yields constraints on the S-velocity structure under the receiver [e.g. *Owens et al., 1984*;
273 *Julià et al., 1998*; *Rai et al., 2003*]. However, modeling of receiver function for Earth
274 structure is non-unique due to the lack of constraints on absolute velocity [*Ammon et al.,*
275 *1990*]. Absolute S-velocity information is nonetheless contained in surface-wave disper-
276 sion velocities, so their joint inversion with receiver functions bridges resolution gaps and
277 reduces the degree of non-uniqueness of the inverted velocity models [e.g. *Özalaybey et*
278 *al., 1997*; *Julià et al., 2000*; *Tkalčić et al., 2006*; *Bodin et al., 2012*].

3.1. The datasets

Receiver function waveforms were obtained from teleseismic P-waveforms recorded at 44 seismic stations in the Province and neighboring regions. The stations included 15 broadband stations belonging to the *Rede Sismográfica do Nordeste* monitoring network, in operation since 2011 and funded by the national oil company Petrobras; 6 broadband stations and 15 short-period stations belonging to a temporary network deployed under the *Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos*, in operation between 2011 and 2012 and funded by the *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)*; 6 broadband stations operated during 2007-09 under the *Institutos do Milênio* project, two of which are still in operation, also funded by CNPq; 2 broadband stations in the Brazilian northeast from the Brazilian Lithosphere Seismic Project [Assumpção et al., 2004]; and the Global Seismographic Network (GSN) station RCBR, in operation since 1999. The combined network is displayed in Figure 2. Station locations, sensor and digitizer types, and times of operation are summarized in Table 1.

Seismic sources were selected to be at distances between 30° and 90° from the recording station and to have magnitudes of 5.5 m_b or larger. Data pre-processing included windowing 10 s before and 100 s after the teleseismic P-wave arrival, detrending, high-pass filtering above 0.05 Hz to remove low-frequency noise, tapering, and decimating to 10 samples per second to equalize sampling rates across the networks. Deconvolution of the vertical component from the corresponding horizontal components of the teleseismic waveforms to produce the receiver function waveforms was achieved in the time domain with the iterative procedure of Ligorría and Ammon [1999], with 500 iterations. Quality control included automatic rejection of receiver functions that did not reproduce at least

301 85 % of the radial waveform after being convolved back with the vertical component,
302 removal of receiver function waveforms with large amplitudes in the transverse compo-
303 nent, and visual identification and removal of outliers. Realize that transverse amplitudes
304 must be identically zero for isotropic, laterally homogeneous media [e.g. *Ammon et al.*,
305 1990], so small transverse amplitudes guarantee the medium under the recording station
306 is approximately 1D. Also, receiver functions were obtained at two overlapping frequency
307 bands of $f_c \leq 1.2$ Hz and $f_c \leq 0.25$ Hz, using Gaussian filters of widths $a=2.5$ and $a=0.5$,
308 respectively. Inversion of receiver functions with overlapping frequency contents helps
309 discriminate sharp discontinuities from gradational transitions [*Julià, 2007*]. The number
310 of high- and low-frequency receiver function waveforms at each station is indicated in
311 Table 1. Further details on the processing and quality control can be found in *Luz et al.*
312 [2015].

313 Short-period dispersion velocities were taken from the ambient noise tomography of
314 *Dias et al.* [2014]. In that study, a total of 333 empirical Green's functions were devel-
315 oped from stacked cross-correlations of 1 month of seismic ambient noise recorded in the
316 vertical component of broadband stations in the Borborema Province. The reconstructed
317 signal was dominated by the fundamental-mode of Rayleigh-waves propagating within
318 the microseismic frequency band, so group-velocities could be successfully measured for
319 periods between 5 and 20 s using multiple filter analysis [*Dziewonski et al., 1969*]. The
320 dispersion curves thus obtained were then tomographically inverted using an eikonal
321 solver [*Rawlinson and Sambridge, 2005*] and a subspace inversion procedure [*Kennett et*
322 *al., 1988*], to develop 2D group-velocity maps on a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid covering the study
323 region. Average group velocity was around 3.0 km/s, with variations around ± 0.5 km/s

324 at short periods (5 and 10 s) and ± 0.25 km/s at long periods (15 and 20 s). Checkerboard
325 resolution tests showed that $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ cells were well resolved throughout the Province
326 at short periods, while $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ cells were resolved only in the northeasternmost cor-
327 ner at long periods. Details on the reconstruction of the empirical Green's functions from
328 ambient seismic noise, as well as on the measurement of the group-velocities and their
329 tomographic inversion, are given in *Dias et al.* [2014].

330 Long-period dispersion velocities were taken from an increased-resolution surface-wave
331 tomography study of the Borborema Province [*Luz et al.*, 2014], which builds on the
332 continental-scale, surface-wave tomography of *Feng et al.* [2004]. The main improve-
333 ments with respect to the tomographic results of *Feng et al.* [2004] are: (i) inversion
334 of an augmented dataset, which includes new fundamental-mode, Rayleigh-wave, group-
335 velocity measurements from 22 broadband stations in the Borborema Province that were
336 unavailable in the original tomography; and (ii) use of the modified inversion algorithm
337 of *An and Feng* [2009], which enables inversion of both regional (i.e. ray-paths entirely
338 contained within the gridded region) and teleseismic (i.e. ray-paths with sources outside
339 of the gridded area) group-velocity measurements. Additional seismic sources in the aug-
340 mented dataset have no prescribed distance range, magnitudes 5.0 M_W or larger, and
341 source depths shallower than 40 km, within the time of operation of the broadband sta-
342 tions in the Borborema Province (see Table 1). Group-velocity measurements were then
343 obtained for periods between 10 and 140 s at 10 s period intervals using the multiple
344 filter analysis of *Dziewonski et al.* [1969], after isolation of the fundamental mode with
345 a phase-match filter [*Herrin and Goforth*, 1977], and added to the dataset developed by
346 *Feng et al.* [2004]. The combined dataset was finally inverted tomographically with

347 the procedure of *An and Feng* [2009] for $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ tomographic cells covering a square
348 area enclosing the entire continent. Maps of group-velocity variation in the Borborema
349 Province and associated ray-path coverage are displayed in Figure 3 for select periods.

3.2. Joint inversion

350 S-wave velocity-depth profiles for the crust and uppermost mantle underlying the 44
351 seismic stations considered in this study were developed by jointly inverting the datasets
352 described in section 3.1. First, local dispersion curves were constructed for each station
353 by combining the group-velocity estimates from the ambient-noise tomography of *Dias*
354 *et al.* [2014] and the group-velocity estimates of the surface-wave tomography of *Luz et*
355 *al.* [2014] into a single dispersion curve. To do the construction, the tomographic cells
356 enclosing the selected station were identified and the tomographic group-velocity estimates
357 extracted from the corresponding tomographic grids. The tomographic studies overlap at
358 periods of 10 and 20 s, and we opted for including those obtained from the empirical
359 Green's functions in the combined dispersion curves. Realize that dispersion velocities
360 from ambient noise cross-correlations are associated with shorter ray-paths (inter-station)
361 than those from ballistic surface-waves (source-station), and are therefore less likely to
362 be affected by multi-pathing. Also, surface-wave tomography tends to spread velocity
363 anomalies along the corresponding ray-paths, so the shorter the ray-paths the better the
364 lateral resolution.

365 Second, for each station, average receiver functions at high and low frequency contents
366 were computed. Receiver functions were grouped within bins of maximum variation in
367 ray parameter of 0.01 s/km and maximum variation in back-azimuth of 15° and, if more
368 than 3 receiver function waveforms were enclosed, the point-to-point average was com-

369 puted. As the timing of the P-to-S conversions in receiver functions changes with ray
370 parameter (phase move-out), binning around ray parameter is necessary to ensure the
371 P-to-S conversions are enhanced during the point-to-point averaging process. Binning
372 around back-azimuth is performed to examine the presence of lateral variations in crustal
373 structure around the station. Matching of receiver function waveforms from different back-
374 azimuths with a single velocity model helps ensure the inverted model is a representative,
375 laterally homogeneous average of the velocity structure under the station.

376 Next, the combined dispersion curve and the average receiver functions at a given station
377 were jointly inverted with the linearized inversion procedure of *Julià et al.* [2003]. The
378 inversion procedure relies on data derivatives with respect to model parameters, which
379 were approximated numerically through first-order differences. As receiver functions and
380 dispersion velocities are only marginally sensitive to P-wave velocity and density, inver-
381 sion was performed for S-velocity [*Julià et al.*, 2000]. As explained below, values for
382 P-velocity and density, which are required to solve the forward problem, were obtained
383 from an assumed V_P/V_S ratio and empirical velocity-density relationships, respectively.
384 The inversion procedure minimizes a weighted combination of the normalized root mean
385 square (RMS) of the difference between observations and predictions for each dataset
386 and a roughness norm for the S-velocity model. Normalization of the RMS differences
387 involves division by the number of data points and the *a priori* variance of the dataset,
388 approximately equalizing the relative weight of each dataset during inversion. An *a pri-*
389 *orly* defined influence parameter ' p ', with values between 0 and 1 ($p = 0.5$ means equal
390 influence), controls the influence of each dataset in the inverted models, and an also *a*
391 *priorly* defined smoothness parameter ' θ ' ($\theta = 0$ means no smoothness constraints) con-

392 trols the importance of the roughness constraint during the inversion. As in any linearized
393 procedure, the inverted models were found iteratively.

394 The starting model consisted of a 40 km thick crust with a gradational increase between
395 3.4 and 4.0 km/s overlying a flattened PREM [*Dziewonski and Anderson, 1981*]. The
396 model was parameterized as a stack of thin layers of constant thickness and uniform S-
397 velocity, where layer thicknesses increased throughout the stack to reflect the decrease in
398 resolution of seismic waves with depth. Layers were 2.5 km thick down to 60 km depth,
399 5.0 km thick between 60 and 150 km depth, and 10 km thick below 150 km depth. P-
400 velocities were obtained from an assumed V_P/V_S ratio of 1.75 down to 40 km depth, and
401 densities were calculated from P-velocity through the empirical relationship of *Berteussen*
402 [1977]. The starting model was parameterized down to the top of the transition zone,
403 but only structure down to ~ 250 km depth was inverted for. S-velocities for the deeper
404 layers were forced to keep PREM-like values during the inversion in order to account for
405 partial sensitivity of long-period dispersion velocities to deep Earth structure [see *Julià et*
406 *al.*, 2003].

407 A couple of detailed examples illustrating the development of the S-wave velocity-depth
408 profiles are provided in Figure 4. In both cases, a total of 6 iterations were enough for
409 the iterative process to converge to a stable velocity model. The velocity-depth profile
410 for station PFBR (Fig. 4a), located in the middle of the Sertaneja depression, displays
411 a 30-km thick crust overlying a half-space. Velocities in the crust range from 3.5 km/s
412 near the surface to 3.7 km/s near the Moho, while velocities in the upper mantle also
413 seem to increase linearly from 4.3 km/s below the Moho to 4.5 km/s at 100 km depth.
414 The fit to the receiver function averages and the group-velocity dispersion velocities is

415 generally excellent, although some high-frequency features in the receiver functions seem
416 to be inconsistent among the waveforms and are not modeled. The trade-off between
417 RMS misfit and model roughness is displayed in the bottom-right corner, showing that an
418 optimal balance is achieved for a smoothness parameter of $\theta=0.7$. The trade-off between
419 receiver function misfit and dispersion velocity misfit (Pareto front) is also displayed,
420 showing that an influence factor of $p = 0.5$ guarantees an optimal balance between fitting
421 both data sets.

422 The velocity-depth profile for station NBAN, located in the southern tip of the bor-
423 borema Plateau, displays a 37.5 km thick crust overlying a uniform shallow mantle
424 (Fig. 4b). The upper crust is 17.5 km thick and has S-velocites around 3.5-3.6 km/s,
425 with slower velocities near the surface. The lower crust is 20 km thick and has a constant
426 velocity around 3.9-4.0 km/s down to ~ 30 km depth overlying a linear velocity increase
427 from 4.0 km/s to 4.3 km/s right above the Moho. Upper mantle velocities are 4.5 km/s
428 down to 70-80 km depth. As for station PFBR, the agreement between observations and
429 predictions is excellent for both receiver functions and dispersion velocities, with the ex-
430 ception of some high-frequency features in the receiver function waveforms that could not
431 be matched. In this case, the optimal balance between model roughness and data misfit
432 is achieved for a smoothness parameter of $\theta=0.8$, while an influence parameter of $p = 0.5$
433 again guarantees an optimal balance between fitting the receiver function waveform and
434 the dispersion curve.

435 Uncertainties were obtained from statistical analysis of independent velocity-depth pro-
436 files at a given station, after joint inversion of the dispersion curve with each of the
437 receiver function group-averages. For stations PFBR and NBAN, for example, a total of

438 eight receiver function groups were available (Fig. 4), so a total of eight joint inversion
439 models could be developed for each of them. Confidence bounds for each layer in the
440 velocity-depth profiles were thus obtained by computing the standard deviation of the
441 eight S-velocity values available from each of the eight joint inversion models. Although
442 we recognize that this approach might not be statistically rigorous, we think that it sat-
443 isfactorily conveys the range of variation in crustal velocity due to azimuthal variation
444 in Earth structure around the recording station. A close inspection of the confidence
445 bounds shown for the velocity-depth profiles in Figure 4 reveals that they are smaller
446 in the crustal layers and larger in the upper mantle layers. The decrease of resolution
447 with depth is expected, as absolute velocities at depth are controlled by longer-period
448 dispersion velocities that were obtained from larger-wavelength surface-waves.

449 The detailed inversion results for the 44 stations considered in this study, including
450 the fits to the dispersion curves and the receiver function averages, can be found in the
451 Supporting Material.

4. Deep Velocity Structure

452 The velocity-depth profiles developed for the 44 seismic stations analyzed in this study
453 are displayed in Figure 5. A quick examination confirms the general trends described in
454 section 2.3. Crustal thickness was inferred from the velocity-depth profiles by considering
455 a cut-off velocity of ~ 4.3 km/s to separate crust from uppermost mantle [see e.g. *Julià*
456 *et al.*, 2009]. The inferred values are essentially the same as reported in *Luz et al.* [2015]
457 from H- κ stacking analysis of the same receiver function dataset, although a few discrep-
458 ancies exist where the crust-mantle boundary is a gradational transition rather than a
459 sharp discontinuity (e.g. stations NBIT and NBMA, see Fig. 5). The crustal thickness

460 values are displayed in map view in Figure 6, and confirm the pattern of thicker crust
461 under the southern Plateau (35-37.5 km) and a thinner crust in the surrounding Sertaneja
462 depression, coastal cuestras, and northern Plateau (30-32.5 km).

463 The velocity-depth profiles also show that an intra-crustal discontinuity is preferentially
464 observed in the regions of thin crust within the Borborema Province, as noted in *Almeida*
465 *et al.* [2015], which separates an upper crust of 3.4-3.6 km/s from a lower crust of 3.7-
466 3.8 km/s. These crustal S-velocities are roughly consistent with average S-velocities for
467 the crystalline crust reported in *Chulick et al.* [2013], and with P-velocities reported in the
468 refraction study of *de Lima et al.* [2015], when an average V_P/V_S ratio of 1.74 ± 0.04 [*Luz*
469 *et al.*, 2015] is assumed. Upper mantle S-velocities vary between 4.3 km/s and 4.5 km/s,
470 also consistent with values reported in the continent-wide compilation of *Chulick et al.*
471 [2013].

472 In the following, the deep velocity structure of the Borborema Province and neighboring
473 regions is discussed in detail, by tectonic domain.

4.1. Rio Grande do Norte and Ceará Domains

474 The Rio Grande do Norte domain is the northeasternmost domain of the Borborema
475 Province (Fig. 2), and is sampled by up to 11 seismic stations. All velocity-depth profiles
476 display a 30-32.5 km thick crust and crustal velocities slower than 4.0 km/s down to
477 Moho depths. Most of the stations display an intra-crustal discontinuity at 5-15 km
478 depth that divides the crust into an upper layer of 3.4-3.6 km/s from a lower layer of 3.7-
479 3.8 km/s. The presence of an intra-crustal discontinuity in regions of thin crust was already
480 noted in *Almeida et al.* [2015]. Note that the 4 stations located in the northern Plateau
481 (PCAC, PCCC, PCJA, PCSL) do not display a crustal structure that is significantly

482 different from that observed under the stations located in the Sertaneja depression or
483 coastal cuestas. Uppermost mantle velocities are, in general, characterized by velocities
484 around 4.4-4.5 km/s. However, a few profiles (PFBR, PCJG, LP04), which are located
485 in the westernmost portion of the domain, display slower velocities ~ 4.3 km/s within the
486 10-15 km depth-interval directly under the Moho.

487 The Ceará domain is located immediately to the West of the Rio Grande do Norte
488 domain, with the Jaguaribe-Tatajuba shear-zone acting as the border between the two
489 domains (Fig. 2), and is sampled by only 6 stations. The stations located more to the
490 East (OCBR, NBCL, LP02) display velocity-depth profiles that are very similar to those
491 reported for the Rio Grande do Norte domain: crustal thickness is 30-32.5 km thick, with
492 a 10-12 km thick upper crust of 3.4-3.5 km/s and a 20 km lower crust around 3.8 km/s, and
493 upper mantle velocities are around 4.4-4.5 km/s. The three westernmost stations (SBBR,
494 NBMO, NBPB), however, do display a markedly different crustal structure. While crustal
495 velocities are still under 4.0 km/s down to 30-32.5 km depth, the crust is generally thicker,
496 around 35-37.5 km.

497 The main finding after inspecting the velocity-depth profiles for these two domains is
498 that there are no marked differences in velocity structure across the Jaguaribe-Tatajuba
499 shear zone, and that the main differences occur within the Ceará domain. In the upper-
500 most mantle, however, we do observe anomalously slow velocities across the Jaguaribe-
501 Tatajuba shear-zone, which roughly coincides with the central axis of the Cariri-Potiguar
502 trend. These slow velocity values were also reported in the continental-scale compilation
503 of *Chulick et al.* [2013] and coincide with the region of slow Rayleigh-wave dispersion in
504 the surface-wave tomographic images at 40 s (Fig. 3).

4.2. Central and South Domains

505 The Central or Transversal domain is bounded by two major shear zones crossing the
506 Borborema Province in the east-west direction, the Patos Lineament to the North and
507 the Pernambuco Lineament to the South (Fig. 2). It is sampled by up to 16 stations and,
508 as with the two domains discussed in section 4.1, two crustal types are observed. Sta-
509 tions located along the coastal cuestas paralleling the East margin (PCBS, PCAL, LP06,
510 PCMN, PCCG), display a 30-32.5 km thick crust with S-velocities in the 3.4-3.6 km/s
511 range down to 7.5-15 km depth and 3.7-3.8 km/s - perhaps 3.9 km/s under station LP06 -
512 down to Moho depths. The remaining stations, mostly located in the topographically
513 elevated regions of the southern Plateau (i.e. south of the Patos Lineament), on the
514 other hand, display crustal thicknesses that are consistently thicker, in the 35-37.5 km
515 range. S-velocities increase from less than 3.5 km/s at shallow depths to 3.8-3.9 km/s
516 at ~ 30 km depth, and then increase linearly from 3.9-4.0 km/s to 4.4-4.5 km/s down to
517 Moho depths. An intra-crustal discontinuity at 10-15 km depth is sometimes observed
518 (e.g. LP07, PCGR), but is clearly less pervasive than in regions of thin crust, consistent
519 with the findings of *Almeida et al.* [2015]. Upper mantle velocities are within the 4.4-
520 4.5 km/s S-velocity range throughout, with only one station (PCSA) displaying somewhat
521 slower velocities.

522 In the South domain, located between the Central domain and the São Francisco craton,
523 crustal structure is sampled by 7 stations. The same two crustal types discussed above
524 are again observed. The two stations (NBRF, NBLA) located in the southern lowlands
525 have a 30-32.5 km thick crust with S-velocities under 4.0 km/s, and S-velocities around
526 4.5 km/s in the uppermost mantle. The five stations located in the southern Plateau

527 (AGBR, NBAN, PCQP, NBTA) have a thicker 35-37.5 km crust - even 40 km at PCTU -
528 with velocities under or close to 4.0 km/s above 30 km/s and a linear velocity increase
529 from 4.0 km/s to 4.4-4.5 km/s down to Moho depths.

530 Once again, we see little evidence for a marked difference in velocity structure across
531 the shear zone separating the domains. The transition from the Central domain into the
532 South domain, across the Pernambuco Lineament, is smooth and does not seem to imply
533 strong variations in velocity structure. Overall, crustal type seems to be more related to
534 topography than to geologic domain.

4.3. Neighboring provinces

535 A few seismic stations sample the crust under the neighboring Parnaíba basin and São
536 Francisco craton. The only station in the Parnaíba basin (NBPS) displays very slow
537 S-velocities - well under 3.5 km/s - at shallow depths, which likely reflect the presence
538 of sediments. The crystalline basement is a bit over 3.5 km/s and, between 10 and 20
539 km depth, transitions into a 3.9 km/s lower crust that extends down to 40 km depth.
540 Upper mantle S-velocities are 4.5-4.6 km/s. The São Francisco craton, on the other hand,
541 is sampled by up to three stations (NBCP, NBPN, NBIT). The velocity-depth profiles
542 display a 10-15 km thick upper crust with S-velocities around 3.5 km/s overlying a 25-
543 30 km thick lower crust with S-velocities around 3.9-4.0 km/s. The crust is thus 40 km
544 thick or more. Upper mantle S-velocities are also around 4.5-4.6 km/s.

5. Implications for plateau uplift

545 The deep velocity structure revealed by the velocity-depth profiles for the Borborema
546 Province discussed above, demonstrate the existence of two crustal types throughout the

Province. The “thin” crustal type is characterized by crustal thicknesses in the 30-32.5 km range, S-velocities of 3.4-3.6 km/s in the upper crust (down to 5-10 km depth), and 3.7-3.8 km/s in the lower crust; the “thick” crustal type, on the other hand, is characterized by crustal thicknesses in the 35-37.5 km range, S-velocities slower than 4.0 km/s down to ~ 30 km depth, and a 5-7.5 km thick gradational layer of fast ($V_S \geq 4.0$ km/s) velocity material above the Moho. Note that, although we label crustal types as “thin” or “thick”, differences between crustal types also include S-velocity variation with depth.

The main finding of this study is that crustal type seldom correlates with the geologically-defined Precambrian terrains and displays a better correlation with topographic elevation (although the thin crustal-type is also observed in the northern Plateau). The correlation is illustrated in Figure 7, where station location is color-coded according to crustal type and superimposed to topography. Correlation between crustal thickness and topographic elevation was first noted in the gravity modeling study of *Oliveira and Medeiros* [2012]. Subsequent receiver function studies [*Luz et al.*, 2015; *Almeida et al.*, 2015] confirmed the correlation, and also noted the anomalous thin crust of the elevated northern Plateau. Our study goes one step further and shows that the correlation is with crustal type, not just crustal thickness, and that the main difference between crustal types is a 5-7.5 km gradational increase in S-velocity directly above the Moho.

5.1. Mafic underplating and uplift

As discussed in section 2.2, the topographic elevations of the Borborema Plateau are generally explained through models that invoke some sort of tectonic uplift. Moreover, most of those models require the presence of a layer of mafic underplate in the Plateau’s crust that isostatically uplifted the Plateau. In the model proposed by *Oliveira and*

569 *Medeiros* [2012], for instance, the source of the mafic material are magmas produced after
570 erosion of the lithosphere by a small-scale convection cell, which would also be responsible
571 for the coeval occurrence of diffuse volcanism along the Macau-Queimadas Alignment
572 [*Knessel et al.*, 2011]. In the model proposed by *Morais Neto et al.* [2009], on the other
573 hand, isostatic uplift from crustal thickening is related to a mixture of lateral crustal
574 flow and mafic underplate. Lateral flow would have been induced by depth-dependent
575 stretching of the continental lithosphere during continental rifting, while mafic underplate
576 would have been the result of magma flows derived from the Ascension or St. Helena
577 plumes. Note that, according to this range of models, the thick crustal type would have
578 been derived from the thin crustal type through the addition of a layer of mafic cumulates.

579 According to laboratory measurements of seismic velocity and V_P/V_S ratio on rock
580 samples [e.g. *Christensen and Mooney*, 1995; *Christensen*, 1996], lower crustal lithologies
581 such as mafic granulite and mafic garnet granulite have P-velocities of 6.828 ± 0.186 km/s
582 and 7.146 ± 0.183 km/s, respectively, at 900 MPa, with a corresponding V_P/V_S ratio of
583 1.818 ± 0.037 and 1.806 ± 0.045 , respectively. From those values, one can infer S-velocities
584 of 3.756 ± 0.179 km/s and 3.957 ± 0.200 km/s for mafic granulite and mafic garnet granulite,
585 respectively. Although confidence bounds are large, the measurements indicate that S-
586 velocities above 3.9-4.0 km/s are consistent with garnet-bearing mafic lithologies in the
587 lower crust. Realize that the velocity-depth profiles in Figure 5 show that the crustal
588 structure above 30 km depth is not that different between the two crustal types, and that
589 the additional crustal material at the bottom of the thick crustal type has S-velocities \geq
590 4.0 km/s. One could therefore interpret that the thick crustal type derived from the thin
591 crustal type through mafic underplating, as proposed in the models of plateau uplift.

592 Models of plateau uplift that invoke mafic underplating of the Brasiliano crust, however,
593 fail to explain the growing body of knowledge on the crustal architecture of the Borborema
594 Province. First of all, receiver functions and refraction data show that no layer of mafic
595 cumulates exists under the northern Plateau, which invalidates the proposed mechanism
596 of uplift in this portion of the Plateau. Second, it is becoming increasingly clearer that
597 the thin crustal type is associated to extensional type crust [*de Lima et al.*, 2015; *Almeida*
598 *et al.*, 2015]. If this were the case, thickening of the crust by mafic underplate would
599 imply that the southern Plateau would have been stretched and thinned before being
600 underplated. Such stretching could have indeed happened during Mesozoic rifting, but
601 that would be inconsistent with the postulated strong rheology for the southern Plateau,
602 as revealed by magnetotelluric surveys and CCP receiver function stacks [*Santos et al.*,
603 2014; *Almeida et al.*, 2015]. Finally, the small-scale convection cell model assumes the
604 emplacement of the mafic layer was in the Cenozoic, so it also fails to explain the Late
605 Cretaceous cooling event revealed by the apatite fission-track analysis (AFTA) of *Morais*
606 *Neto et al.* [2009]. In this case, nonetheless, an alternative explanation of the AFTA data
607 based on changes in erosional rates could be invoked.

5.2. Delamination and extension

608 The layer of mafic cumulates observed in the thick crustal type, however, might actually
609 be of a different origin. Global compilations of crustal structure for Precambrian terrains
610 worldwide [e.g. *Durrheim and Mooney*, 1991; *Rudnick and Gao*, 2003] show that Protero-
611 zoic crust is many times underlain by a fast-velocity layer, which is generally interpreted
612 as being of mafic composition. *Meissner* [1986], for instance, advocates for mafic lower
613 crust being produced quasi-permanently from the extraction of material from a hot man-

614 tle, while *Durrheim and Mooney* [1994] advocate for episodic heating and partial melting
615 of the lithosphere as the mechanism for generating basaltic melts that would underplate
616 the Proterozoic crust. It is important to realize that the time of emplacement for the
617 postulated layer of mafic underplate in the thick crustal type is not constrained by the
618 velocity-depth profiles or other geophysical observations. Thus, the mafic cumulates could
619 indeed have originated during Proterozoic times.

620 If this were the case, we must then find an explanation for the lack of a mafic lower crust
621 in the thin crustal type, which immediately suggests removal by delamination. According
622 to *Kay and Kay* [1993], delamination is a process that requires some sort of density in-
623 version, so that dense lithosphere founders into less dense asthenosphere. The mechanism
624 for such density inversion most likely involves crustal shortening, which may densify the
625 lithosphere and the lower crust through cooler temperatures and phase changes in the
626 crustal root, respectively. In the Borborema Province, the Brasiliano orogeny provides
627 the most likely framework for such shortening and delamination to happen, as consider-
628 able compressional stresses were likely involved in the formation of the collisional orogen.
629 Moreover, if the southern Plateau were indeed rheologically stronger [*Santos et al.*, 2014;
630 *Almeida et al.*, 2015], then it is reasonable to assume that shortening and delamination
631 would have occurred more extensively throughout the more deformable regions surround-
632 ing the southern Plateau. Within this context, the thin layer of mafic cumulates that is
633 observed in the thick crustal type would thus be a remnant that survived delamination.

634 Moreover, following *Almeida et al.* [2015], we further propose that extensional stresses
635 related to continental rifting in the Mesozoic would have stretched and thinned the Brasil-
636 iano crust around the southern Plateau and created the thin crustal type that we observe

637 today. The thick crustal type, mostly represented by the rheologically strong southern
638 Plateau, would have been relatively unaffected and thus represent a remnant of partially
639 delaminated Brasiliano crust. Still following *Almeida et al.* [2015], an intra-crustal detach-
640 ment zone would have developed preferentially within the more deformable, thinned crust
641 to accommodate Mesozoic stretching. Stretching would have in turn resulted in subsidence
642 and heating of the lithosphere (but not to the point of causing uplift [*McKenzie, 1978*]).
643 Subsequent re-equilibration of the geotherm would have then allowed continued subsidence
644 of the thinned crust and formed the greater Sertaneja depression, which would have in-
645 cluded the present-day northern Plateau. Finally, denudation across the high-standing
646 southern Plateau would have provided the Paleogene sandstones and conglomerates that
647 are found in the sedimentary units of the Serra dos Martins formation. The proposed
648 stages of Precambrian compression and delamination, and Mesozoic extension, thinning,
649 and subsidence are illustrated in Figure 9.

650 This alternative framework successfully takes into account the extensional character of
651 the thin crust [*de Lima et al., 2015; Almeida et al., 2015*], the postulated strong rheology
652 of the southern Plateau [*Santos et al., 2014; Almeida et al., 2015*], and the presence of a
653 thin layer of mafic cumulates in the thick crustal type inferred in this study. However,
654 it still fails to explain the present-day high topographies of the northern Plateau and the
655 Late Cretaceous uplift suggested by the fission-track ages reported in *Morais Neto et al.*
656 [2009]. As mentioned before, however, the cooling event from which the Late Cretaceous
657 uplift was inferred could be reinterpreted through changes in denudational rates.

5.3. Uplift of the northern Plateau

658 It is clear from the discussions above that, regardless of the framework adopted, the high
659 topographies of the northern Plateau require a separate explanation. Such an explanation
660 was attempted by *de Lima et al.* [2015] in his interpretation of the refraction survey that
661 crossed the northern Plateau (Fig. 2). The authors noted that the cross-section reveals
662 slower-than-average Pn velocities of ~ 7.9 km/s under the northern Plateau and a remark-
663 able upwarping of the intra-crustal discontinuity, concluding that increased buoyancy un-
664 der the northern Plateau was responsible for the uplift. The work further suggested that
665 the origin of such buoyancy would be recent delamination of material at the base of the
666 crust and lithospheric mantle. However, the cross-section also shows that the crust under
667 the northern Plateau is not especially thinner than portions immediately NW or SE of the
668 interpreted cross-section (recall the refraction line did not sample the southern Plateau),
669 which we find inconsistent with the postulated delamination under the northern Plateau.
670 Our velocity-depth profiles also find similarity in crustal thickness between the northern
671 Plateau and the neighboring Sertaneja depression and coastal cuestas (Fig. 6), and show
672 no evidence for slower-than-average Sn velocities in the northern Plateau's upper mantle
673 (Fig 8).

674 In our opinion, both our study and the interpreted cross-section along the refraction
675 line demonstrates a general upwarp of the entire northern Plateau. Such an upwarp would
676 be consistent with thermal doming due to a hotter-than-average mantle, as proposed by
677 *Ussami et al.* [1999]. Indeed, free-air gravity anomaly maps for the Borborema Province
678 display positive values, demonstrating that the Province is not isostatically compensated.
679 Modeling of gravity admittance spectra by *Oliveira and Medeiros* [2012] demonstrated

680 that the elastic thickness of the lithosphere contributes to supporting the observed topog-
681 raphy of the Borborema Plateau. And, perhaps more interestingly, they also demonstrated
682 that a negative deep load is also required. The authors interpreted such a negative load
683 as a coming from a thin layer of mafic underplate at the bottom of the crust, but negative
684 buoyancy induced by a deep thermal anomaly could alternatively provide the required
685 negative load [Medeiros, 2015, pers. comm.], and perhaps help explain the anomalous
686 topography of the northern Plateau.

687 Alternatively, buckling of the lithosphere could provide an explanation for the elevation
688 of the northern Plateau. Focal mechanisms from current intraplate seismicity suggest
689 the Brazilian Northeast is in a state of compressional stress [e.g. *Assumpção*, 1998],
690 and such state of compression has been invoked to explain the high altitudes of the
691 nearby Araripe basin through inversion of the former "normal" faults bounding the basin
692 [Marques *et al.*, 2014]. Buckling of the lithosphere due to compressional stresses is thus
693 a distinct possibility. Detailed mapping of the elastic thickness of the lithosphere across
694 the Province and a better understanding of the stress pattern is, nonetheless, required to
695 test this hypothesis.

6. Conclusions

696 We have investigated the deep velocity structure of the Borborema Province by develop-
697 ing S-velocity models at 44 seismic stations in the region. The main finding of this study
698 is the presence of two crustal types throughout the Province that correlate with surface
699 topography. The thick crustal type is characterized by S-velocities around 3.4-3.8 km/s
700 overlying a gradational layer of fast-velocity material ($V_S \geq 4.0$ km/s), and is observed
701 under the elevated topographies of the southern Plateau; the thin crustal type consists of

702 a two-layer crust with S-velocities of 3.4-3.6 km/s in the upper layer and 3.7-3.8 km/s in
703 the lower layer, lacks the gradational velocity increase at the bottom of the crust, and is
704 observed in the northern Plateau, the Sertaneja depression, and the coastal cuestas. We
705 have proposed that the gradational, fast-velocity layer is the remnant of mafic cumulates
706 that underplated the Proterozoic crust before the Brasiliano orogeny. The mafic layer
707 would have completely delaminated from the weaker portions of the Proterozoic crust,
708 which would have been in turn stretched during Mesozoic extension to subside and form
709 the thin crustal type observed in the low-lying topography of the Sertaneja depression and
710 coastal cuestas. The mafic layer would have delaminated only partially from the stronger
711 portions of the Proterozoic crust, which resisted deformation during the Mesozoic to form
712 the present-day southern Plateau. The thin crust north of the Patos Lineament, would
713 have formed part of the greater Sertaneja depression, and experienced uplift during the
714 Cenozoic to achieve its present-day topographic elevation.

715 **Acknowledgments.** In compliance with AGU's data policy, the datasets associated
716 to this paper will be made available upon request by the corresponding author (JJ) for
717 assessment and exploration purposes. Thomas Bodin and an anonymous reviewer are
718 thanked for helpful comments and suggestions that helped improve the clarity of the
719 original manuscript. This work has been partly supported by the Instituto Nacional de
720 Ciência e Tecnologia para Estudos Tectônicos (INCT-ET) of the Brazilian Centro Na-
721 cional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, grant number 57.3713/2008-
722 1). RMNL acknowledges support from the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal
723 de Nível Superior (CAPES) through a 4-year scholarship to complete her Ph.D. degree at
724 UFRN. JJ and AFdN thank CNPq for their research fellowships (CNPq, process numbers

725 308171/2012-8 and 302316/2011-6, respectively). Most figures were produced with the
726 Generic Mapping Tools of *Wessel and Smith* [1998].

References

- 727 Almeida, Y.B., Julià, J., Frassetto, A. (2015). Crustal architecture of the Borborema
728 Province, NE Brazil, from receiver function CCP stacks: Implications for Mesozoic
729 stretching and Cenozoic uplift, *Tectonophysics*, in press.
- 730 Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G. (1990). On the non-uniqueness of receiver function
731 inversions. *J. Geophys. Res.*, *95*, 15,303-15,318.
- 732 An, M., Feng, M. (2009). Destruction of lithosphere within the north China craton
733 inferred from surface wave tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *10*, Q08016,
734 doi:10.1029/2009GC002562.
- 735 Anell, I., Thybo, H., Artemieva, I.M. (2009). Cenozoic uplift and subsidence in the North
736 Atlantic region: Geological evidence revisited, *Tectonophysics*, *474*, 78-105.
- 737 Araujo, C.E.G., Weinberg, R.F., Cordani, U.G. (2013). Extruding the Borborema
738 Province (NE Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process, *Terra Nova*, *0*,
739 1-12.
- 740 Assumpção, M. (1998). Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin, *Bull.*
741 *Seism. Soc. Am.*, *88*, 160-169.
- 742 Assumpção, M., Feng, M., Mandel, E., Barbosa, J.R., Bianchi, M., van der Lee, S.,
743 Marone, F., van der Meijde, M. (2004). BLSP02: Projeto de estudo simológico da
744 crosta e manto superior no Brasil, paper presented at I Simpósio Regional da Sociedade
745 Brasileira de Geofísica, São Paulo, Brazil.

- 746 Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J. (2013). Models of crustal thickness for
747 South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography,
748 *Tectonophysics*, 609, 82-96.
- 749 Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., França, G.S., Nascimento, R., Drouet,
750 S., Pavão, C.S., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V. (2013b). Crustal thickness map of
751 Brazil: Data compilation and main features, *J. South Am. Earth Sci.*, 43, 74-85.
- 752 Bailey, I.W., Miller, M.S., Liu, K., Levander, A. (2012). V_S and density structure
753 beneath the Colorado Plateau constrained by gravity anomalies and joint inver-
754 sions of receiver function and phase velocity data, *J. Geophys. Res.*, 117, B02313,
755 doi:10.1029/2011JB008522.
- 756 Bao, X.W., Eaton, D.W., Guest, B. (2014). Plateau uplift in western Canada caused by
757 lithospheric delamination along a craton edge, *Nature Geosc.*, 7, 830-833.
- 758 Berteussen, K.A. (1977). Moho depth determinations based on spectral ratio analysis of
759 NORSAR long-period P waves, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 31, 313-326.
- 760 Bodin, T., Sambridge, M., Tkalčić, H., Arroucau, P., Gallagher, K., Rawlinson, N. (2012).
761 Transdimensional inversion of receiver functions and surface wave dispersion, *J. Geo-*
762 *phys. Res.*, 117, B02301, doi:10.1029/2011JB008560.
- 763 Brito Neves, B.B., Cordani, U.G. (1991). Tectonic evolution of South America during the
764 Late Proterozoic, *Precambrian Res.*, 53, 23-40.
- 765 Chulick, G.S., Detweiller, S., Mooney, W.D. (2013). Seismic structure of the crust and
766 uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins, *J. South Am.*
767 *Earth Sci.*, 42, 260-276.

- 768 Christensen, N. I., Mooney, W.D. (1995), Seismic velocity structure and crustal composi-
769 tion of the lower crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, *100*, 9761-9788.
- 770 Christensen, N.I. (1996). Poissons ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, *101*,
771 31393156.
- 772 Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., D'Agrella-Filho, M.S. (2003). From Rodinia to Gond-
773 wana: A review of the available evidence from South America, *Gondwana Red.*, *6*,
774 275-283.
- 775 Dahlgren, K.I.T., Vorren, O.T., Stoker, M.S., Nielsen, T., Nygrd, A., Sjerup, H.P. (2005).
776 Late Cenozoic prograding wedges on the NW European continental margin: their for-
777 mation and relationship to tectonics and climate, *Mar. Pet. Geol.*, *22*, 1089-1110.
- 778 de Lima, M.V.A.G., J. Berrocal, J.E.P. Soares, and R.A. Fuck (2015), Deep seismic
779 refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema Province
780 evolution, *J. South Am. Earth Sci.*, *58*, 335-349.
- 781 Dias, R.C., Julià, J., Schimmel, M. (2014). Rayleigh-wave, group-velocity tomography of
782 the Borborema Province, NE Brazil, from ambient seismic noise, *Pure Appl. Geophys.*,
783 <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-014-0982-9>.
- 784 Durrheim, R. J., Mooney, W.D. (1991). Archean and Proterozoic crustal evolution: Evi-
785 dence from crustal seismology, *Geology*, *19*, 606-609.
- 786 Durrheim, R. J., Mooney, W.D. (1994). Evolution of the Precambrian Lithosphere: Seis-
787 mological and geochemical constraints, *J. Geophys. Res.*, *99*, 15,359-15,374.
- 788 Dziewonski, A., Bloch, S., and Landisman, M., (1969). A technique for analysis of transient
789 seismic signals., *Bull. Seism. Soc. Am.*, *59*, 427-444.

- 790 Dziewonsky, A.M., Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference earth model., *Phys.*
791 *Earth Planet. Inter.*, *25*, 297-356.
- 792 Feng, M., Assumpção, M., van der Lee, S. (2004). Group-velocity tomography and litho-
793 spheric S-velocity structure of the South American continent, *Phys. Earth Planet. Int.*,
794 *147*, 315-331.
- 795 Feng, M., Van der Lee, S., Assumpção, M. (2007). Upper mantle structure of South
796 America from joint inversion of waveforms and fundamental-mode group velocities of
797 Rayleigh waves, *J. Geophys. Res.*, *112*, B04312, doi:10.1029/2006JB004449.
- 798 Flowers, R.M., Wernicke, B.P., Farley, K.A. (2008). Unroofing, incision, and uplift history
799 of the southwestern Colorado Plateau from apatite (U-Th)/He thermochronometry,
800 *Geol. Soc. Am. Bull.*, *120*, 571-587.
- 801 Herrin, E., Goforth, T. (1977). Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh
802 waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *67*, 1259-1275.
- 803 Huntington, K.W., Wernicke, B.P., Eiler, J.M. (2010). Influence of climate change and
804 uplift on Colorado Plateau paleo-temperatures from carbonate clumped isotope ther-
805 mometry, *Tectonics*, *29*, TC3005, doi:10.1029/2009TC002449.
- 806 Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D., Morais Neto, J.M., Pessoa Neto, O.C., Saadi, A.
807 (1999). Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os mod-
808 elos de deformação associados. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos I
809 International Symposium on Tectonics, Lençóis, Annals, pp. S4:5861.
- 810 Jardim de Sá, E.F., Vasconcelos, P.M., Saadi, A., Galindo, A.C., Lima, M.G., Oliveira,
811 M.J. (2005). Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. X
812 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Soc. Bras. de Geol., Curitiba, Brazil, Boletim

- 813 de Resumos Expandidos, pp. 160e162.
- 814 Jarchow, C.M., Thompson, G.A. (1989). The nature of the Mohorovicic discontinuity,
815 *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, *17*, 475-506.
- 816 Julià, J., Vila, J., Macià, R. (1998). The receiver structure beneath the Ebro basin, Iberian
817 Peninsula, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *88*, 1538-1547.
- 818 Julià, J. (2007). Constraining velocity and density contrasts across the crustmantle bound-
819 ary with receiver function amplitudes, *Geophys. J. Int.*, *171*, 286-301.
- 820 Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Correig, A.M. (2000). Joint inversion of receiver
821 functions and surface-wave dispersion observations, *Geophys. J. Int.*, *143*, 99-112.
- 822 Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. (2003). Lithospheric structure of the Arabian
823 Shield from the joint inversion of receiver functions and surface-wave group velocities,
824 *Tectonophysics*, *371*, 1-21.
- 825 Karlstrom, K. E., Crow, R., Crossey, L.J., Coblenz, D., van Wijk, J. (2008). Model
826 for tectonically driven incision of the younger than 6 Ma Grand Canyon, *Geology*, *36*,
827 835-838.
- 828 Kay, R., Kay, S.M. (1993). Delamination and delamination magmatism, *Tectonophysics*,
829 *219*, 177-189.
- 830 Kennett, B. L. N., Sambridge, M. S., Williamson, P. R. (1988). Subspace methods for large
831 scale inverse problems involving multiple parameter classes, *Geophys. J.*, *94*, 237-247.
- 832 Knesel, K.M., Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M., Cohen, B.E., Silveira, F.V. (2011). Young
833 volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the
834 Fernando de Noronha plume on the continent, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *302*, 38-50.

- 835 Kuszniir, N.J., Karner, G.D. (2007). Continental lithospheric thinning and breakup in re-
836 sponse to upwelling divergent mantle flow: application to the Woodlark, Newfoundland
837 and Iberia margins. In: Karner, G.D., Manatschal, G., Pinheiro, L. (Eds.), Imaging,
838 mapping and modeling continental lithosphere extension and breakup. Special Publica-
839 tion 282. Geological Society, London, pp. 389-419.
- 840 Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from tele-
841 seismic body waves, *J. Geophys. Res.*, *84*, 4749-4762.
- 842 Ligorriá, J.P., Ammon, C.J. (1999). Iterative deconvolution of teleseismic seismograms
843 and receiver function estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *89*, 1395-1400.
- 844 Lima, M.G., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Jardim de Sá, E.F. (2007). Datação do
845 intemperismo impõe limites na idade da Formação Barreiras, Bacia Potiguar, nordeste
846 do Brasil. In: XI Conferência da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário,
847 Belém, Abstracts CD.
- 848 Liu, L., Gurnis, M. (2010). Dynamic subsidence and uplift of the Colorado Plateau, *Ge-*
849 *ology*, *38*, 663-666.
- 850 Lloyd, S., Van Der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M., Feng, M. (2010). Moho map
851 of South America from receiver functions and surface waves, *J. Geophys. Res.*, *115*,
852 B11315, doi:10.1029/2009JB006829.
- 853 Luz, R.M.N., Julià, J., Assumpção, M., do Nascimento, A.F. (2014). Tomografia de ondas
854 de superfície na América do Sul com ênfase na Província Borborema, Abstract SP04-02
855 presented at the 47^o Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia, 21-26 Sep.
- 856 Luz, R.M.N., Julià, J., do Nascimento, A.F. (2015). Bulk crustal properties of the Bor-
857 borema Province, NE Brazil, from P-wave receiver functions: Implications for models

- 858 of intraplate Cenozoic uplift, *Tectonophysics*, 644-645, 81-91.
- 859 Matos, R.M.D. (1992). The Northeast Brazilian Rift System, *Tectonics*, 11, 766-791.
- 860 Matos, R.M.D. (1999). History of the northeast Brazilian rift system: Kinematic impli-
861 cations for the break-up between Brazil and West Africa, *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*,
862 153, 55-73.
- 863 Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.L. (2014). The Araripe
864 Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst,
865 *Tectonophysics*, 630, 251-264.
- 866 Menezes, M.R.F., Morais Neto, J.M., Szatmari, P. and York, D. (2003). Relações
867 cronológicas entre o vulcanismo Macau e a Formação Serra do Martins, com base
868 na datação Ar/Ar do plug basáltico Serrote Preto (RN, Nordeste do Brasil). In: IX
869 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, Annals, pp. 246-249.
- 870 McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth*
871 *Planet. Sci. Lett.*, 40, 25-32.
- 872 McQuarrie, N., Chase, C.G. (2000). Raising the Colorado Plateau, *Geology*, 28, 91-94.
- 873 Meissner, R. (1986). The Continental Crust: A Geophysical Approach, Int. Geophys. Ser.,
874 vol. 34, 426 pp., Academic, Orlando, FL.
- 875 Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., Césero, P. (2002). Mesozoic and Ceno-
876 zoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil, *J. South Am. Earth*
877 *Sci.*, 15, 183-198.
- 878 Molnar, P., England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate
879 change: chicken or egg? *Nature*, 346, 29-34.

- 880 Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., and Alkmim, F.F. (2009). Timing and
881 mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the
882 Borborema Province, northeastern Brazil, *Mar. Pet. Geol.*, *26*, 1070-1086.
- 883 Morgan, P., Swanberg, C.A. (1985). On the Cenozoic uplift and tectonic stability of the
884 Colorado Plateau, *J. Geodyn.*, *3*, 39-63.
- 885 Neves, S. (2003). Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): Correlations
886 with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of
887 western Gondwana, *Tectonics*, *22*, 1031, doi 10.1029/2001TC001352.
- 888 Neves, S., O. Bruguier, A. Vauchez, D. Bosch, J. da Silva, and G. Mariano (2006).
889 Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian
890 and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE
891 Brazil): Implications for western Gondwana assembly, *Precamb. Res.*, *149*, 197-216.
- 892 Nyblade, A.A., Sleep, N.H. (2003). Long lasting epeirogenic uplift from mantle plumes
893 and the origin of the Southern African Plateau, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *4*, 1105,
894 doi:10.1029/2003GC000573.
- 895 Oliveira, R.G., Medeiros, W.E. (2012). Evidences of buried loads in the base of the crust
896 of the Borborema Province (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates, *J. South
897 Am. Earth Sci.*, *37*, 60-76.
- 898 Owens, T.J., Zandt, G., Taylor, S.R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath
899 the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P
900 waveforms, *J. geophys. Res.*, *89*, 7783-7795.
- 901 Özalaybey, S., Savage, M.K., Sheehan, A.F., Louie, J.N., Brune, J.N. (1997). Shear-wave
902 velocity structure in the northern basin and range province from the combined analysis

- 903 of receiver functions and surface waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *87*, 183-189.
- 904 Pavão, C.G., França, G.S., Bianchi, M., de Almeida, T., Von Huelsen, M.G. (2013). Upper-
905 lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using receiver function, *J.*
906 *South Am. Earth Sci.*, *42*, 242-249.
- 907 Persano, C., Barfod, D.N., Stuart, F.M., Bishop, P. (2007). Constraints on early Cenozoic
908 underplating-driven uplift and denudation of western Scotland from low temperature
909 thermochronometry, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *263*, 404-419.
- 910 Pinheiro, A.G., Julià, J. (2014). Normal thickness of the upper mantle transition zone in
911 NE Brazil does not favor mantle plumes as origin for intraplate Cenozoic volcanism,
912 *Geophys. J. Int.*, *199*, 996-1005.
- 913 Rai, S. S., Priestley, K., Suryaprakasam, K., Srinagesh, D., Gaur, V.K., Du, Z. (2003).
914 Crustal shear velocity structure of the south Indian shield, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2088,
915 doi:10.1029/2002JB001776.
- 916 Rawlinson, N., Sambridge, M. (2005). The fast marching method: an effective tool for
917 tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media, *Expl.*
918 *Geophys.*, *36*, 341-350.
- 919 Roy, M., Jordan, T.H., Pederson, J. (2009). Colorado Plateau magmatism and uplift by
920 warming of heterogeneous lithosphere, *Nature*, *459*, 978-984.
- 921 Rudnick, R. L., Gao, S. (2003). Treatise on Geochemistry, vol. 3, Composition of the
922 Continental Crust, pp. 164, Elsevier, New York.
- 923 Santos, A.C.L., Padillha, A.L., Fuck, R.A., Pires, A.C.B., Vitorello, I., Pádua, M.B.
924 (2014). Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the south-
925 eastern Borborema province, NE Brazil, *Tectonophysics*, *610*, 39-50.

- 926 Sine, C.R., Wilson, D., Gao, W., Grand, S.P., Aster, R., Ni, J., Baldrige, W.S. (2008).
927 Mantle structure beneath the western edge of the Colorado Plateau, *Geophys. Res.*
928 *Lett.*, *35*, L10303, doi:10.1029/2008GL033391.
- 929 Silveira, F.V. (2006). Magmatismo Cenozóico da Porção Central do Rio Grande do Norte,
930 NE do Brasil, PhD Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica,
931 Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 195 pp.
- 932 Soares, J.E.P., Lima, M.V., Fuck, R.A., Oliveira, M.P. (2011). Descontinuidade de Moho
933 e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda NS da Província
934 Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo. In *Proceedings of the XII*
935 *Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, Rio de Janeiro, Brazil,
936 CD-ROM.
- 937 Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Sroda, P., Czuba, W., Kolmiyets, K., Alek-
938 sandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T.,
939 Gryn, D., Legostaeva, O., Thybo, H., Tolkunov, A. (2013). Mesozoic(?) lithosphere-
940 scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seis-
941 mic profile, *Geophys. J. Int.*, *195*, 740-766.
- 942 Tkalčić, H., Pasyanos, M., Rodgers, a. Gök, R., Walter, W., Al-Amri, A. (2006), A
943 multistep approach for joint modeling of surface wave dispersion and teleseismic receiver
944 functions: Implications for lithospheric structure of the Arabian Peninsula, *J. Geophys.*
945 *Res.*, *111*, B11311, doi:10.1029/2005JB004130.
- 946 Trompette, R. (1997). Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of western Gondwana: A
947 tentative scenario, *Precambrian Res.*, *82*, 101-112.

- 948 Ussami, N., Molina, E.C. and Medeiros, W.E. (1999). Novos vínculos sobre a evolução
949 térmica da margem continental leste do Brasil. In: VII Simpósio Nacional de Estudos
950 Tectônicos, Lençóis, Annals, pp. S3:20- 23.
- 951 van der Meijde, M., Julià, J., Assumpção, M. (2013). Gravity derived Moho for South
952 America, *Tectonophysics*, 609, 456-467.
- 953 van Wijk, J.W., Baldrige, W.S., van Hunen, J., Goes, S., Aster, R., Coblentz, D.D.,
954 Grand, S.P., Ni, J. (2011). Small-scale convection at the edge of the Colorado Plateau:
955 Implications for topography, magmatism, and evolution of Proterozoic lithosphere, *Ge-*
956 *ology*, 38, 611-614.
- 957 Wessel, P., Smith, W.H.F. (1998). New, improved version of the Generic Mapping Tools
958 released, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, 79, 579.

Station Name	Latitude (deg)	Longitude (deg)	Altitude (m)	Recording time window (year/month/day)	Sensor type	Recorder type	PRFs (a=2.5)	PRFs (a=1.0)
BB Stations (RSISNE)								
nban	-9.669	-36.275	261	29/09/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	37	40
nbca	-8.226	-36.013	616	09/04/2012 - 22/04/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	14	12
nbcl	-4.224	-38.291	020	26/05/2011 - 28/12/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	36	49
nbcp	-12.589	-39.181	222	27/09/2011 - 30/04/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	12	14
nbit	-14.931	-39.434	178	13/10/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	35	37
nbla	-10.993	-37.789	217	03/09/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	42	43
nbli	-7.364	-36.950	613	18/07/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	27	38
nbma	-7.365	-38.764	437	06/07/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	30	20
nbmo	-3.311	-40.041	098	29/12/2010 - 28/12/2012	RefTek 151-120	24-bit RT-130	19	34
nbpa	-5.750	-37.112	091	12/04/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	37	39
nbpb	-5.543	-39.584	260	29/05/2011 - 28/12/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	35	56
nbpn	-10.847	-40.199	387	05/04/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	41	50
nbps	-4.394	-41.446	719	24/09/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	43	43
nbpv	-6.418	-35.291	092	30/04/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	41	45
nbrf	-8.679	-35.127	061	02/08/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	29	42
nbta	-9.122	-38.063	344	27/07/2011 - 25/11/2013	RefTek 151-120	24-bit RT-130	29	37
BB Stations (Milênio)								
agbr	-8.429547	-35.9361	489	05/04/2007 - 01/03/2008	Geotech KS2000	24-bit SMART24	5	5
ocbr	-4.58128	-38.392	076	16/08/2007 - 04/07/2009	Geotech KS2000	24-bit SMART24	24	16
pibr	-6.12163	-38.271	120	26/08/2007 - 22/02/2013	Geotech KS2000	24-bit SMART24	66	52
sabr	-8.35112	-36.550	681	17/04/2009 - 03/09/2011	Geotech KS2000	24-bit SMART24	13	19
sabr	-3.74518	-40.371	056	22/07/2007 - 07/06/2013	Geotech KS2000	24-bit SMART24	65	63
BB Stations (INCT-ET)								
lp02	-4.513	-39.635	688	20/03/2012 - 06/02/2013	Streckheisen STS-2.5	24-bit Q330	18	11
lp04	-5.590	-38.386	138	28/05/2012 - 05/02/2013	Streckheisen STS-2.5	24-bit Q330	7	3
lp05	-6.678	-37.546	248	04/02/2012 - 05/02/2013	Streckheisen STS-2.5	24-bit Q330	7	10
lp06	-7.747	-36.315	522	25/03/2012 - 28/02/2013	Streckheisen STS-2.5	24-bit Q330	13	14
lp07	-8.227	-35.6401	531	25/03/2012 - 28/02/2013	Streckheisen STS-2.5	24-bit Q330	13	14
SP Stations (INCT-ET)								
pcac	-6.475	-36.62	293	28/09/2011 - 24/04/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	14	9
pcal	-7.569	-35.233	098	05/12/2011 - 23/04/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	14	10
pcbs	-7.747	-36.315	522	23/11/2011 - 19/03/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	8	3
pcce	-6.026	-36.342	614	15/08/2012 - 13/04/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	3	6
pccg	-7.305	-35.772	409	15/09/2011 - 24/04/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	8	7
pcgr	-8.228	-35.640	522	22/11/2011 - 19/03/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	5	3
pcgu	-7.906	-37.377	657	16/08/2012 - 16/05/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	8	4
pcja	-6.463	-35.958	310	04/10/2011 - 24/04/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	18	20
pcjg	-5.593	-38.395	134	03/11/2011 - 19/03/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	7	3
pcmn	-6.828	-35.114	036	25/11/2011 - 19/03/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	5	3
pcqp	-8.817	-36.037	549	15/08/2012 - 16/05/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	11	6
pcsa	-8.351	-36.551	694	19/10/2011 - 24/04/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	14	4
pcse	-8.326	-37.473	482	07/12/2011 - 24/04/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	15	10
pcsl	-7.008	-36.381	596	06/12/2011 - 23/04/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	22	8
pcso	-8.957	-36.702	858	16/08/2012 - 16/05/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	7	3
pcst	-8.199	-38.431	419	17/08/2012 - 16/05/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	8	9
pctu	-8.785	-37.341	746	16/08/2012 - 16/05/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	6	5
pctv	-7.646	-37.860	746	07/12/2011 - 25/04/2013	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	12	15
pcvs	-6.679	-37.546	210	29/09/2011 - 25/03/2012	Sercel L4A-3D	24-bit RT-130	7	3

Figure Captions

Figure 1. Topographic map of the Borborema Province and neighboring regions, with the main geological features superimposed. Precambrian domains are bounded by thick solid lines, while the network of shear-zones and the boundaries of the interior rift basins are indicated through thin solid lines. The boundaries of the Borborema Plateau and the Cariri-Potiguar trend are marked through solid and dashed, blue lines, respectively. The red, dashed lines mark the location of the Fernando de Noronha-Mecejana and Macau-Queimadas magmatic alignments, with the red dots indicating the precise location of the volcanic bodies. Note the pervasive system of shear zones, which defines the main Precambrian domains making up the Borborema Province, and the occurrence of the Serra dos Martins formation in the northern Plateau and Sertaneja depression.

Figure 2. Same topographic map as in Figure 1 with the location of the seismic stations considered in this study superimposed. The figure also shows the location of a NW-SE trending refraction line of *de Lima et al.* [2015] (red, dotted line), and the location of the apatite fission-track analysis (AFTA) samples (brown circles) reported in *Morais Neto et al.* [2009]. The outlines of the Borborema Plateau and the Cariri-Potiguar trend are indicated with blue, solid and blue, dashed lines, respectively.

Figure 3. Fundamental-mode, Rayleigh-wave, group-velocity maps at select periods of 40, 70, and 100 s, from the surface-wave tomography study of *Luz et al.* [2014]. Note the low velocity region at $T=40$ s coinciding with the Cariri-Potiguar trend (Fig. 1) and the relatively slow group-velocities in the Borborema Province with respect to the neighboring Parnaíba basin and São Francisco craton at longer periods. The insets in the lower-left corners of each panel show ray-path coverage for surface-waves at the corresponding period.

Figure 4. Detailed joint inversion results for stations PFBR and NBAN in the Borborema Province (see Fig. 2). The left panels display a comparison between observed (black) and predicted (red) receiver functions at both high ($f_c < 1.2$ Hz) and low ($f_c < 0.5$ Hz) frequency contents and for different ray parameter and back-azimuth; the top-middle panel displays a comparison between observed (symbols) and predicted (red line) Rayleigh-wave, group velocities; the top-right panel displays the starting (blue) and inverted (red) velocity model, with the 1σ -confidence bounds in grey shade; the middle and bottom-right panels display the trade-off curve between RMS misfit and model roughness and the Pareto front (i.e. RMS receiver function misfit *vs* RMS dispersion velocity misfit), respectively, with the optimal value in the trade-off curves indicated. The number of receiver functions, average back-azimuth and average ray-parameter are displayed on top of each receiver function panel.

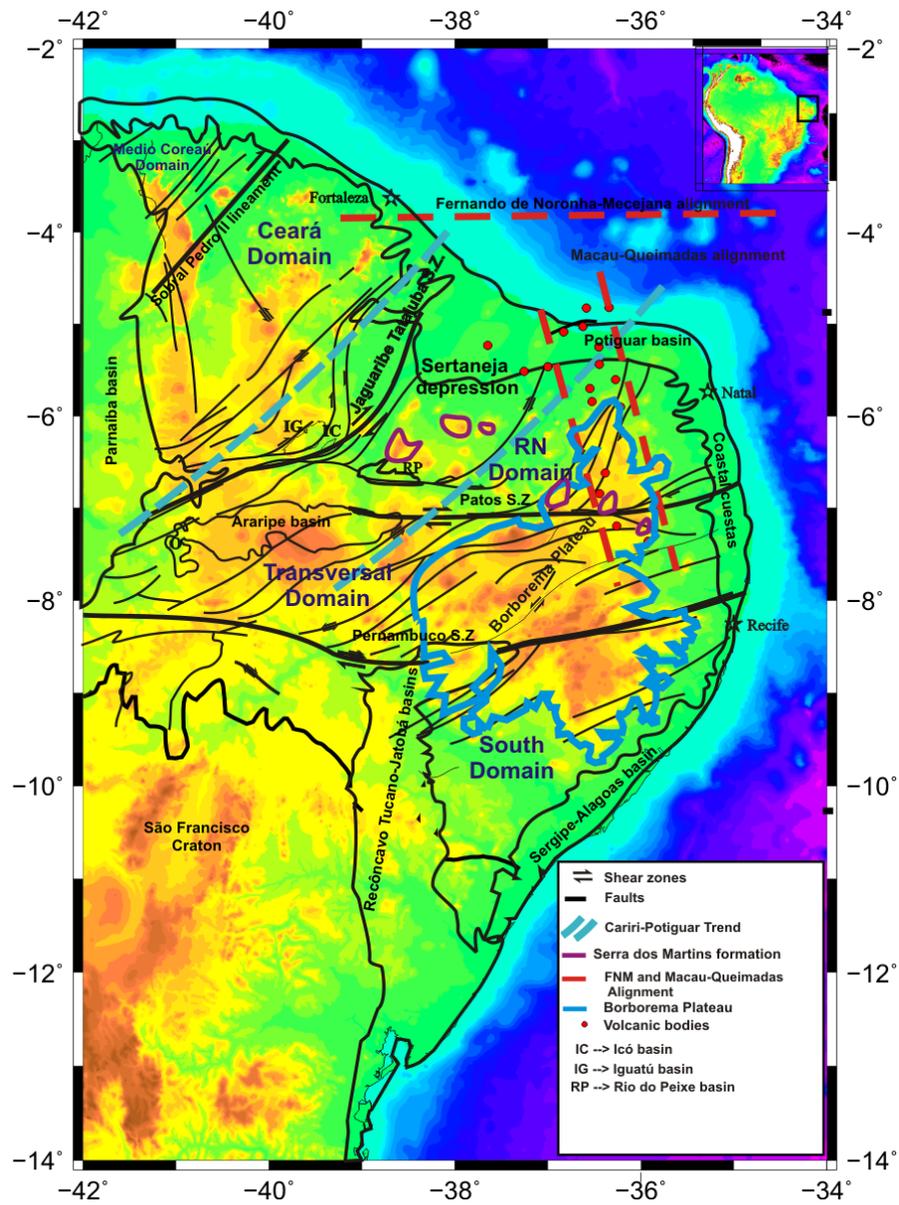
Figure 5. Velocity-depth profiles from the joint inversion of receiver functions and fundamental-mode, Rayleigh-wave group-velocities. The models are shown in red on top of grey band representing the 1σ -confidence bounds. The horizontal and vertical axis are centered at 3.0 km/s and 40 km depth, respectively, to facilitate comparison between the thin and thick crustal types described in the text. Stations marked with an * are located in the northern Borborema Plateau; stations marked with a + are located along the central axis of the Cariri-Potiguar trend. The blue lines are crustal thickness estimates from the H- κ stacking analysis of *Luz et al.* [2015].

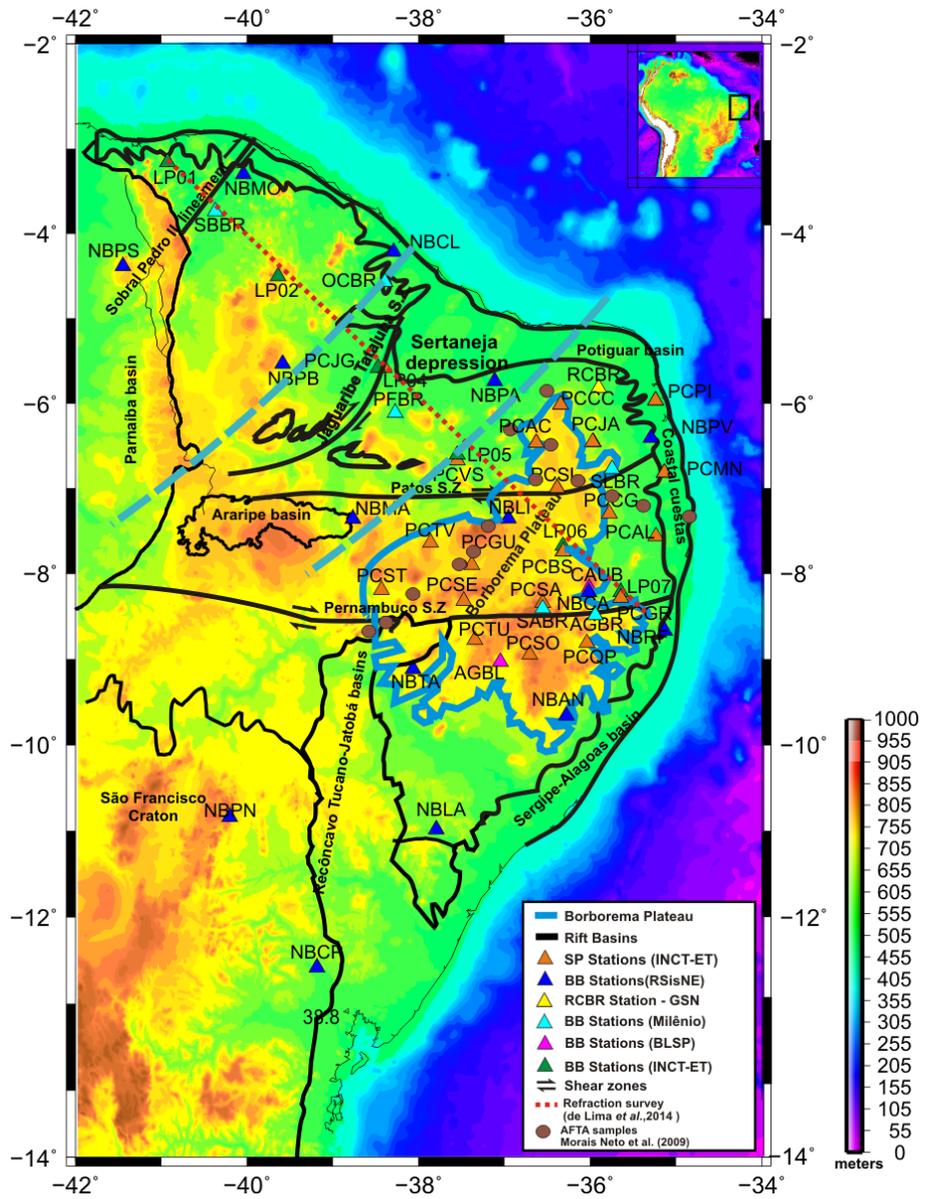
Figure 6. Topographic map of the Borborema Province with crustal thickness estimates from the velocity-depth profiles in Figure 5 superimposed. Thin solid lines mark the boundaries of the main Precambrian domains and the marginal and interior rift basins. Note that stations have been color-coded according to crustal thickness to emphasize the correlation of thick crust (red triangles) with elevated topography and thin crust (blue triangles) with low-lying topography.

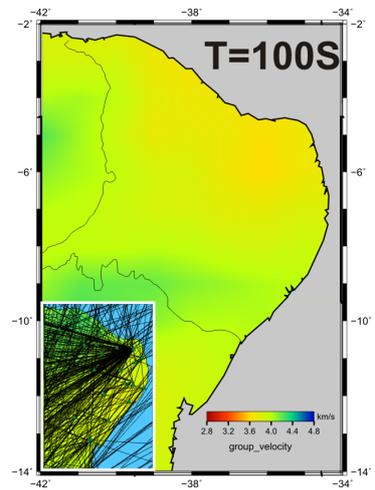
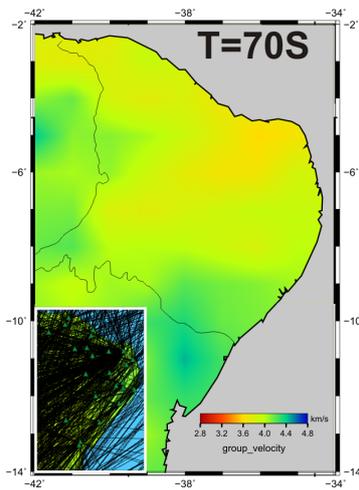
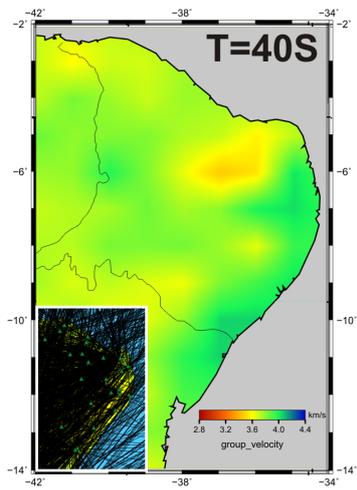
Figure 7. Topographic map of the Borborema Province and neighboring regions showing the distribution of crustal types throughout. Blue circles denote stations with a “thick” crustal type velocity-depth profile, while grey circles denote stations with “thin” crustal type velocity-depth profile. The thick, purple lines mark the location of the main shear-zones separating the Precambrian domains of the Borborema Province; the red, solid line marks the boundaries of the Borborema Plateau; and the blue, dashed line indicates the boundaries of the Cariri-Potiguar trend. Note how the thick crustal type is mainly found under the southern Plateau (south of the Patos Lineament), while the thin crustal type is found in the northern Plateau and the Sertaneja depression.

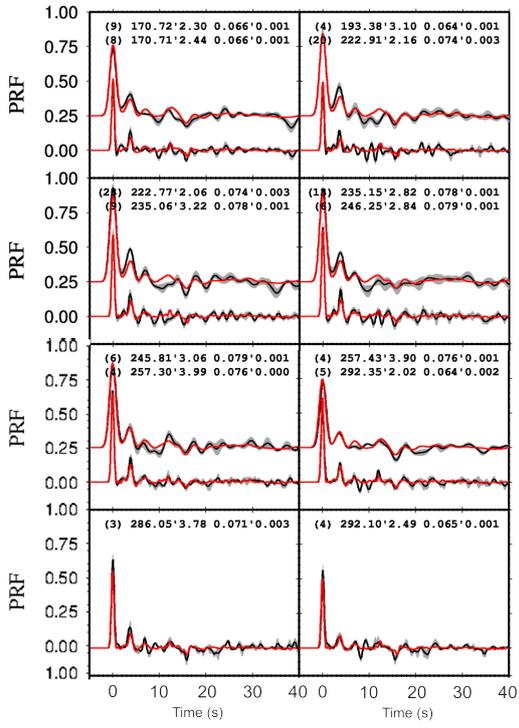
Figure 8. Topographic map of the Borborema Province and neighboring regions showing the distribution of uppermost mantle S-velocities throughout. The Precambrian domains, rift trends, and other geological features are described in the caption of Figure 7. Note how the slow S-velocities in the upper mantle occur along the central axis of the Cariri-Potiguar trend.

Figure 9. Cartoon illustrating the proposed stages of compression and delamination, and extension, crustal extension, and subsidence for the Borborema Province. (top) Initial Proterozoic crust right after the Precambrian amalgamation process described in section 2.1. (alternatively, it can also be regarded as the Paleoproterozoic block postulated by *Neves* [2003] and *Neves et al.* [2006]); note the presence of a mafic lower crust throughout, as observed in global compilations of Precambrian crust worldwide [e.g. *Durrheim and Mooney*, 1991]. (middle) Compressive stresses during the Brasiliano orogeny shorten and thicken the Brasiliano crust, causing delamination of the mafic lower crust; note the delamination is only partial in some (rheologically stronger) portions of the crust. (bottom) Extensional stresses during the Mesozoic, related to the opening of the South and Equatorial Atlantic ocean, stretch the rheologically weak and delaminated crust and induce subsidence that leads to the formation of the Sertaneja Depression. Note that the end result is a high-standing, rheologically strong and thick crust (representing the southern Borborema Plateau) lying next to a low-lying, rheologically weak and extended crust (representing the Sertaneja Depression). Also note that the present-day northern Plateau would result from a partial uplift of the Sertaneja depression in the Cenozoic (not shown in the cartoon).

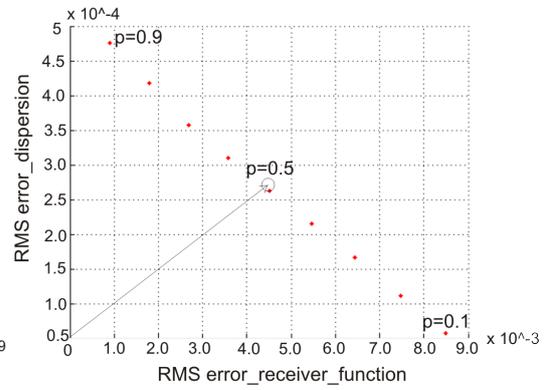
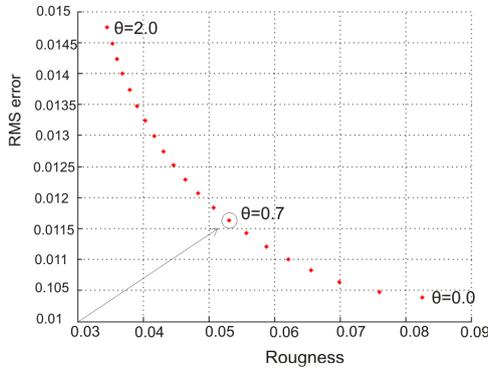
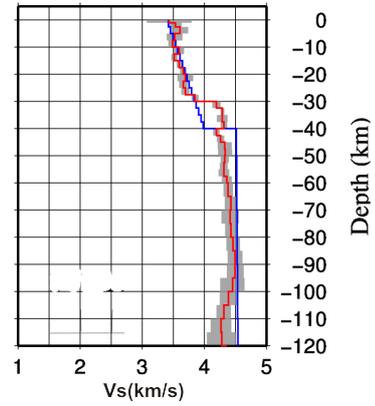
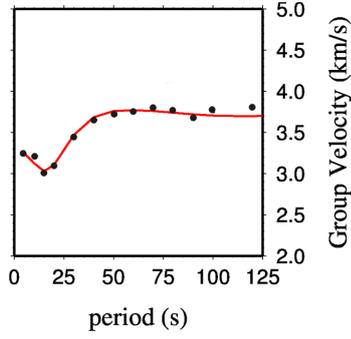


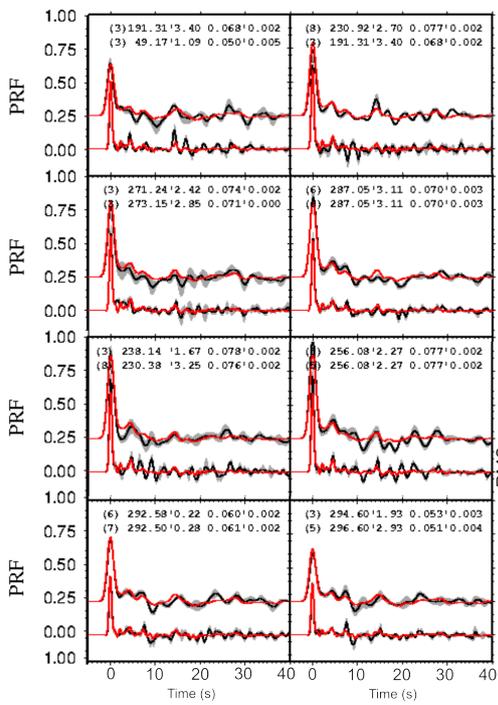




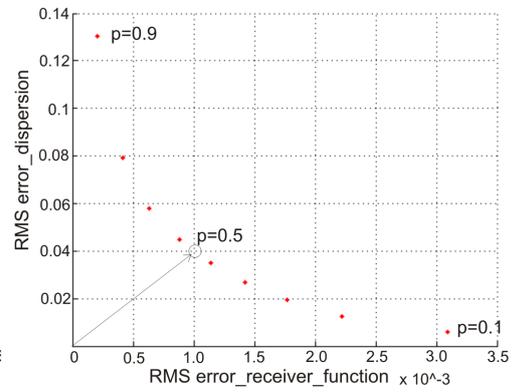
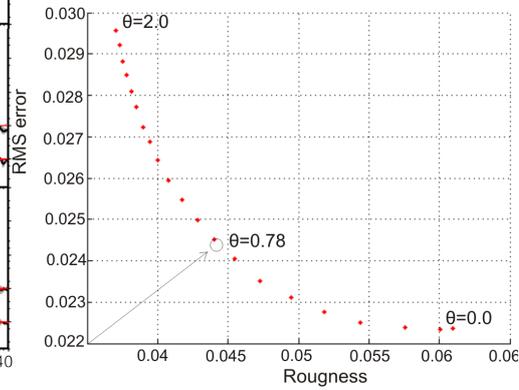
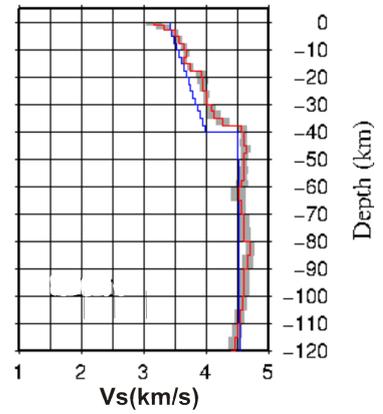
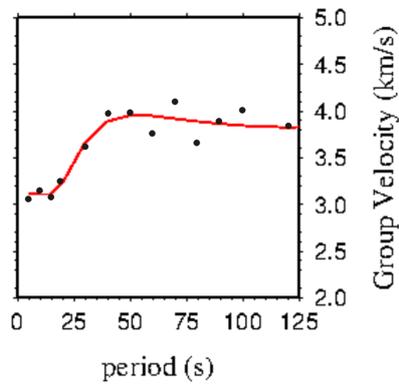


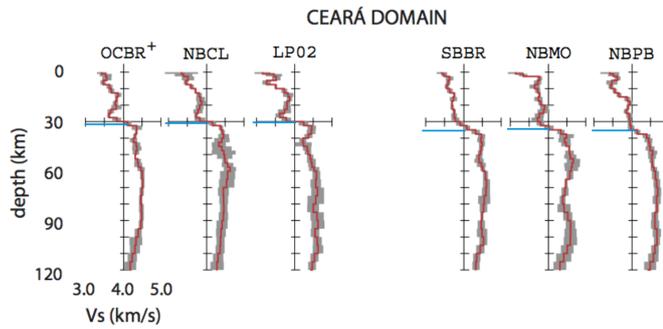
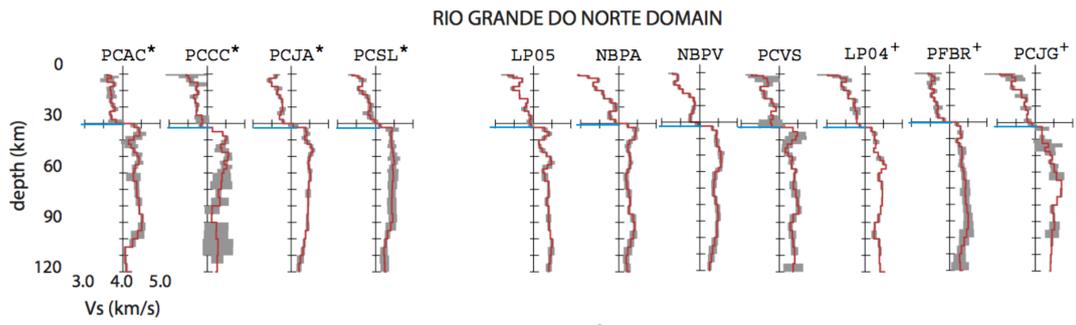
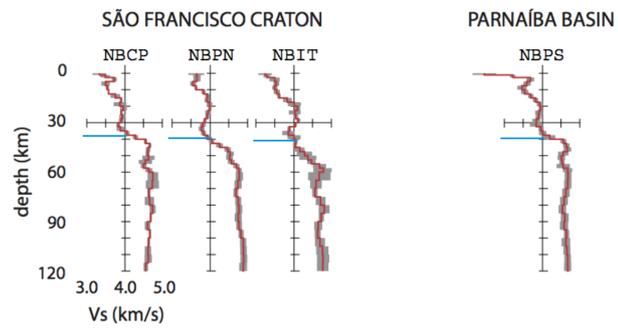
PFBR



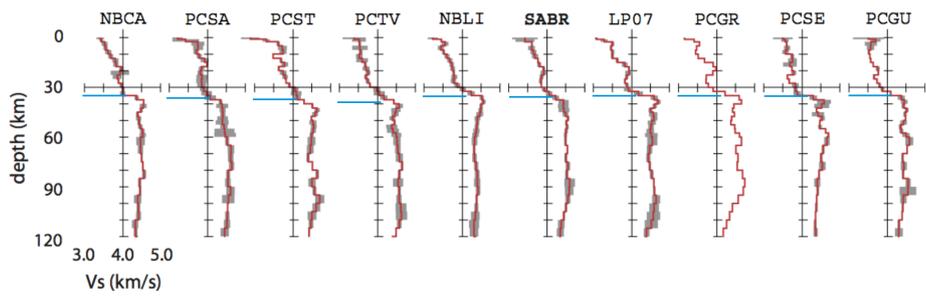
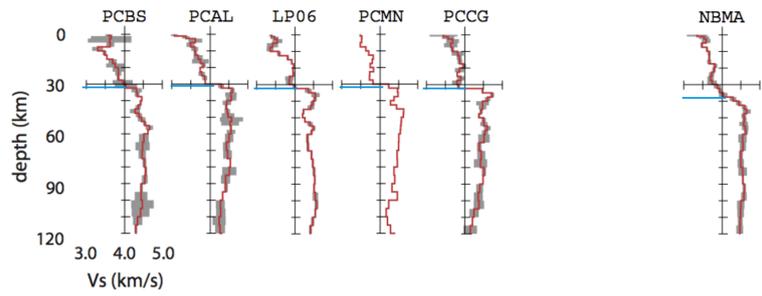


NBAN

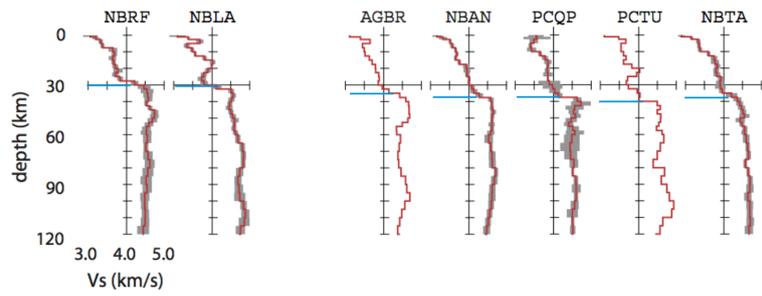


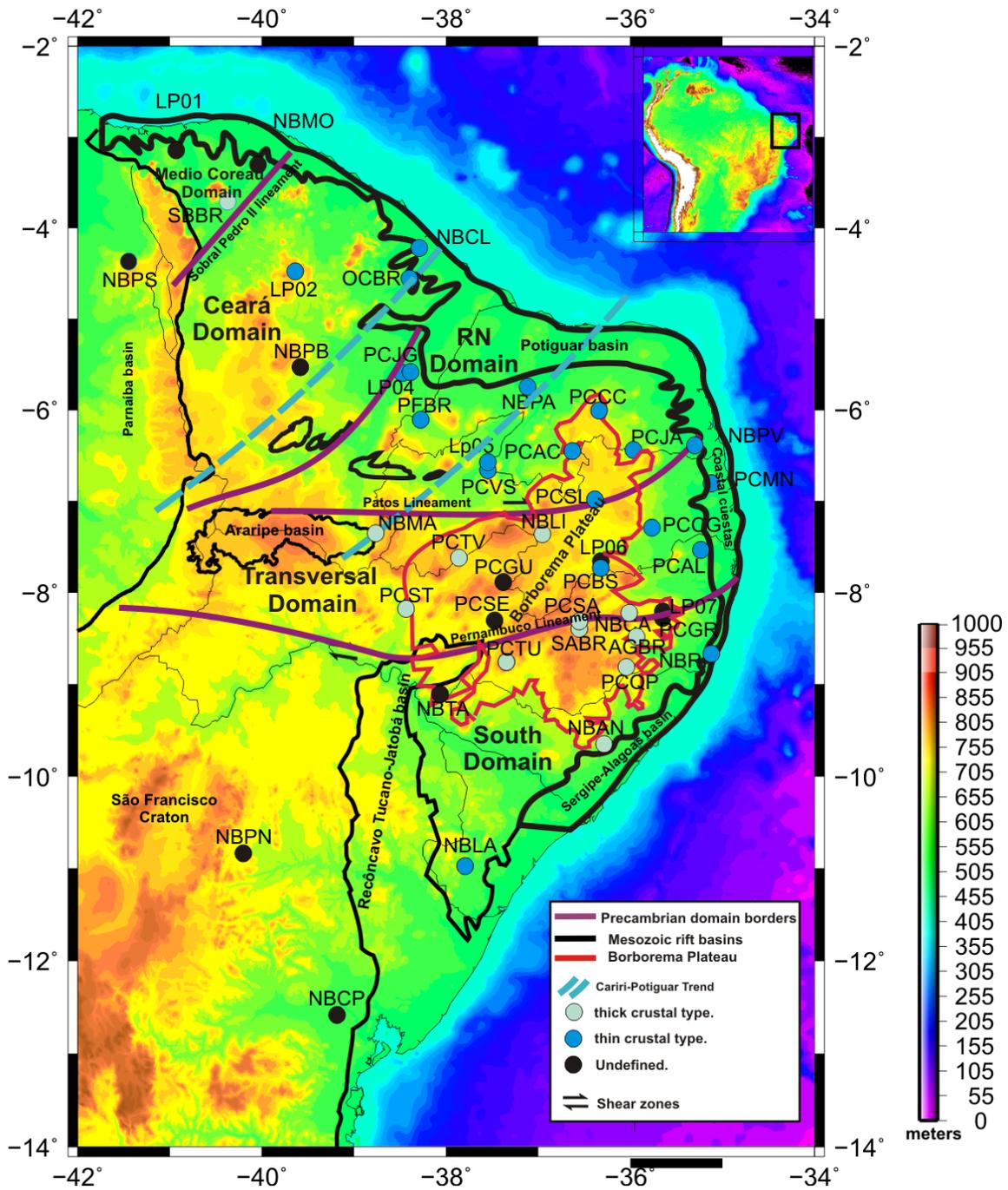


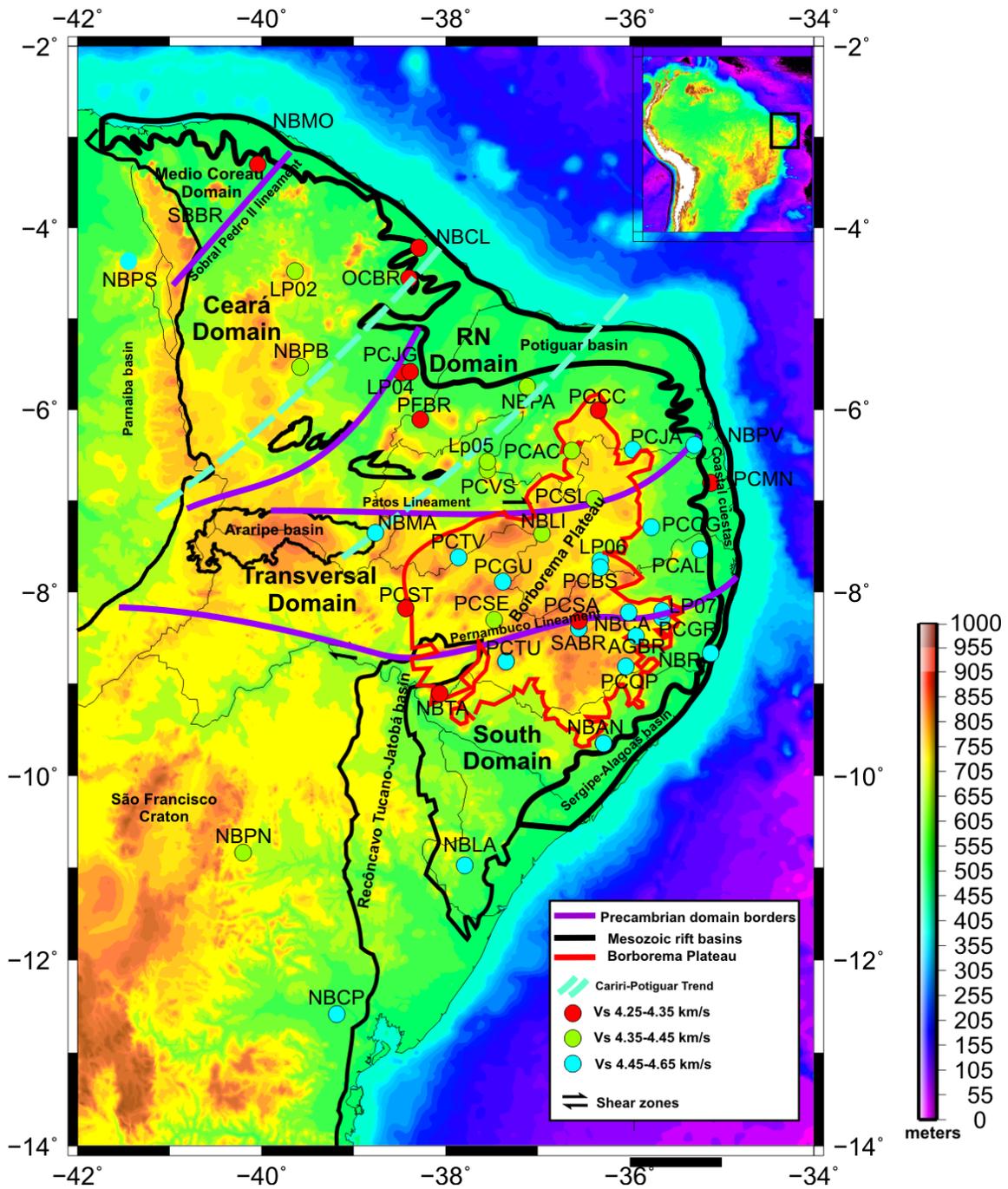
CENTRAL O TRANSVERSAL DOMAIN



SOUTH DOMAIN

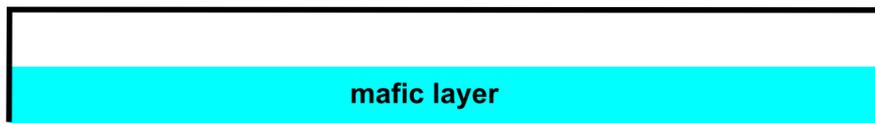




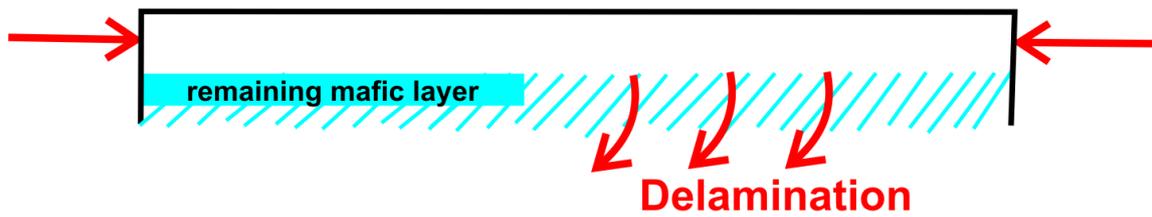


Proterozoic

Brasiliano orogeny - Amalgamation

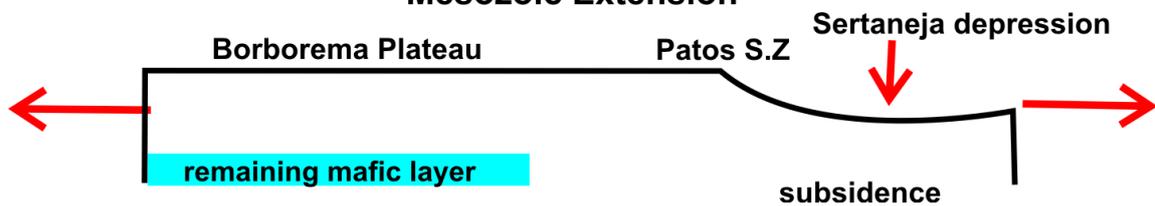


Brasiliano orogeny - Delamination



Mesozoic

Mesozoic Extension



Capítulo 7

Discussão

7.1 Integração dos resultados dos dois Artigos

Como mencionado na seção 2.5, a topografia existente na Província Borborema e o magmatismo Cenozóico tem sido objetivo de estudos geofísicos e geológicos ao longo dos anos. Em particular, os principais modelos propostos para a ocorrência desses eventos os descrevem contemporaneamente e propõem a existência de uma crosta espessa sob a região do Planalto. Outra característica exigida por esses modelos é uma camada de material máfico na base da crosta, onde em cada modelo ela é usada principalmente para explicar o soerguimento do Planalto. Apartir de agora passamos a discutir apenas as evidências sobre esse soerguimento, pois é a principal região de estudo desse trabalho, e conseqüentemente propor um modelo que melhor englobe as atuais observações Geofísicas.

Uma maneira de investigar a existência dessa camada máfica sob a região do planalto é através da análise de razões V_p/V_s (resultados do capítulo 5 - artigo 1), pois experimentos de laboratório confirmam que razões V_p/V_s entre 1.80-1.82 caracterizam granulitos máficos (Christensen, 1996). A Figura 6 do capítulo 5 mostra um gráfico da razão V_p/V_s em função da espessura da camada máfica para uma crosta padrão de 36.5 km de espessura, deixando claro que ao selecionarmos um intervalo de espessuras entre 0 e 10 km para a camada máfica, por exemplo, o *range* de razão V_p/V_s para a crosta toda é praticamente o mesmo. Isso significa que não há resolução suficiente para resolver uma camada máfica fina na base da crosta, como proposto por Oliveira & Medeiros (2012), ao contrário das espessuras crustais que se correlacionam muito bem e definem a existência de uma crosta mais espessa (sul do planalto) e uma

crosta mais fina (norte do planalto e depressão sertaneja). Portanto, através dos resultados do H- κ stacking podemos inferir que não existem grandes diferenças composicionais entre os dois tipos de crostas, mas não podemos afirmar que exista uma camada máfica sob a região do Planalto .

Outra análise dos resultados é referente aos perfis de inversão conjunta (resultados do capítulo 6 - artigo 2). Foram utilizadas 19 estações localizadas no Planalto da Borborema para esta análise, 4 delas (PCAC, PCCC, PCJA, PCSL) localizadas na região norte do planalto (após lineamento Patos), e as demais ao longo da região mais ao sul (NBCA, PCSA, PCST, PCTV, NBLI, SABR, LP07, PCGR, PCSE, PCGU, AGBR, NBAN, PCQP, PCTU, NBTA), todas estão na Figura 5 do capítulo 6. Sabe-se através de experimentos de laboratório (Christensen, 1996), que materiais máficos possuem velocidades de onda S acima de 4.0 km/s. Podemos identificar nos perfis, que há uma camada de alta velocidade entre 3.9 e 4.2 km/s na base da crosta para todas as estações situadas na região sul do planalto, enquanto que as 4 estações situadas a norte do lineamento Patos possuem velocidades menores que 4.0 km/s. Assim, o resultado dos perfis de velocidade de onda S obtidos pela inversão conjunta também revelam dois tipos crustais como mostra a Figura 7.1, corroborando com os resultados do H- κ stacking. Assim, a partir dos resultados mostrados no capítulo 5 e 6 confirmamos a existência de uma camada máfica sob a região de crosta espessa.

7.2 Relação entre os modelos já propostos para o soerguimento do Planalto da Borborema e as novas evidências Geofísicas

Os modelos propostos para o soerguimento do Planalto da Borborema, *upwelling* divergente e *underplating* magmático, são compatíveis com a presença de camada máfica na base da crosta, porém desde que esses modelos foram propostos novas evidências têm sido consideradas e que não foram incorporadas aos mesmos.

Uma dessas evidências foi estudada por Almeida *et al.* (2015), que fizeram um CCP (*Common conversion points*) de migração de funções do receptor e observaram uma descontinuidade intra crustal entre as profundidades de 9-18 km. Essa descontinuidade foi interpretada como

pouco/não deformada. Pavão *et al.* (2013) estudando a estrutura da Moho através de funções do receptor também observou essas descontinuidades sob a crosta da região do domínio Ceará.

Outra recente evidência foi proposta por de Lima *et al.* (2015) que realizou um experimento de refração sísmica ao longo do norte do planalto até o domínio Médio Coreaú. O modelo crustal obtido é compatível com estrutura típica de extensão da crosta associada ao breakup no Mesozóico. Santos *et al.* (2014) imageou o sudeste da Província usando dados magnetotelúricos. Seus resultados foram consistentes com dados de refração sísmica (crosta mais espessa no Domínio Transversal), e também interpreta que a crosta foi resultado da atividade extensional do Cretáceo. O Domínio Transversal parece não ter sido muito afetado por esse processo, ou seja, parece definir um bloco mais resistente. Sendo assim, as recentes evidências observadas na Província Borborema definem que a província teve parte de sua crosta afinada pelos processos extensionais do Mesozóico, que há dois tipos de crosta sob a província Borborema – fina (extensional) e espessa (pouco/não deformável), que a camada máfica está presente apenas na parte sul do planalto (espessa) e ausente em sua parte norte (mais fina) e que a parte sul do planalto é um bloco mais resistente que teria sido pouco afetado pelos processos extensionais. No entanto, os modelos propostos até agora não incorporaram essas evidências.

Vamos analisar como os modelos já propostos poderiam incorporar as novas observações. (a) modelo *upwelling* divergente de Morais Neto *et al.* (2009): retrata bem o afinamento da crosta pelos processos extensionais do Mesozóico. Assim, os resultados sobre a zona de *detachment* de Almeida *et al.* (2015) poderiam se incluir no modelo sem dificuldade. O modelo também propõe a presença de camada máfica sob a região do planalto, como observado nos modelos de velocidade da inversão simultânea (b) modelo *underplating* magmático e células de pequena escala de Oliveira & Medeiros (2012): propõem a presença de camada máfica sob a região do planalto, mas como o modelo assume que o soerguimento do Planalto assim como todo seu processo ocorreram no Cenozóico, ele não permite a inclusão da zona de *detachment* de Almeida *et al.* (2015). Ambos os modelos de *upwelling* divergente e de *underplating* magmático não tratam da divisão crustal como também não tratam sobre o motivo da camada de material máfico não estar presente sob toda a região de epirogênese. Podemos observar que o que principalmente diferencia os dois modelos é a idade proposta para a ocorrência do soerguimento do Planalto, pois um retrata que foi no Mesozóico e outro no Cenozóico. Devido a essa característica não ser coerente entre os modelos, a seguir propomos um novo modelo e

uma nova idade para essa ocorrência na região do Planalto.

7.3 Modelo de delaminação da camada máfica Proterozóica proposto para explicação do Planalto da Borborema

De acordo com esses citados modelos da seção anterior, o soerguimento teria ocorrido principalmente a partir de uma crosta fina, talvez ocasionada pelo processo de riftteamento, onde foi acrescentado material do manto. Nossa discussão agora é se realmente foi acrescentado esse material e o que teria ocorrido com essa camada na região norte do planalto. O estudo de Durrheim & Mooney (1991), em crostas Precambrianas, mostra que existe uma camada de material máfico característico para esse tipo de terreno. Sendo assim, essa camada máfica seria proveniente de materiais do manto já no Proterozóico pois sabe-se que crostas Proterozóicas muitas vezes são sustentadas por camada de altas velocidades, em seguida teria ocorrido uma delaminação (descrita na seção 5.2 do artigo 2). Ou seja, a camada existiu mas foi retirada completamente da região norte e ainda estaria parcialmente sob o sul do planalto.

Nossa proposta de modelo que englobe a maioria das observações relatadas recentemente está exemplificado na Figura 7.2. Propomos que a camada máfica teria sido acrescida à crosta ainda no Proterozóico, ela então não teria desempenhado um papel ativo no soerguimento do planalto e sim seria uma camada remanescente das atividades geodinâmicas da Província. Em seguida, durante a orogenia Brasiliana (≈ 600 Ma), a região da Província teria sofrido compressão e ocorrido um encurtamento e espessamento da crosta facilitando assim a delaminação de parte da camada máfica, ou seja, retirando a camada sob a região que hoje seria o norte do Planalto e ficando uma parte remanescente na parte que seria o sul do Planalto. Após isso, no Mesozóico, a província passou por processos extensionais relacionados ao *breakup* dos continentes Sul Americano e Africano, de maneira que parte da região que hoje corresponde à Depressão Sertaneja teria sofrido uma subsidência e levado consigo uma parte do Planalto da Borborema que já não possuía mais camada máfica.

Portanto o Tipo crustal espesso é remanescente da crosta Brasiliana parcialmente delaminada e a zona de *detachment* teria se desenvolvido na parte mais deformável da crosta, que é a parte de crosta fina que teria sofrido subsidência.

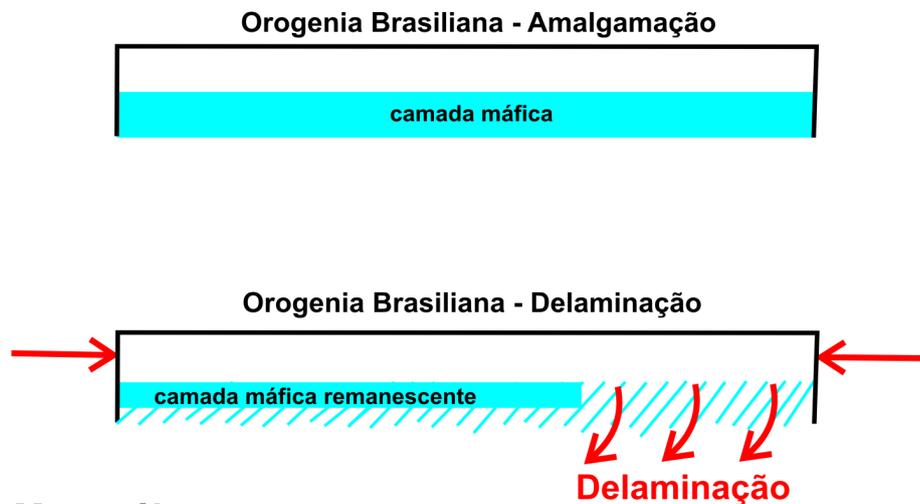
Proterozóico**Mesozóico**

Figura 7.2: Modelo proposto para explicar a elevada altitude da região do Planalto da Borborema. É um modelo baseado nas últimas observações sobre topografia da Moho, discontinuidades e velocidades de onda S sob a Província Borborema. Painel superior: no Proterozóico após formação da Província, ela teria uma camada máfica sob toda a região, similar à outras regiões geologicamente semelhantes da terra estudadas por compilações globais da crosta (Durrheim and Mooney, 1991). No segundo painel: teria ocorrido uma delaminação parcial da camada máfica causada pelos processos de compressão e conseqüentemente encurtamento da crosta causados pela orogenia Brasileira. A camada então teria parcialmente permanecido na região reologicamente mais resistente, o sul do Planalto. Painel inferior: no Mesozóico os processos extensionais que causaram a separação dos continentes Africano e Sul Americano teriam afetado a região que já sofrera delaminação parcial, assim considerada deformável, favorecendo a subsidência dessa parte da região do Planalto que formou a Depressão Sertaneja. A região de crosta espessa com presença de camada máfica é a região sul do Planalto, enquanto a parte norte é a crosta mais fina que subsiduiu formando a Depressão Sertaneja que após isso teria passado por processo de soerguimento Cenozóico discutido na seção seguinte.

7.4 O Norte do Planalto da Borborema

Apesar de explicarmos os dois tipos de crosta e a presença da camada máfica não uniforme sob o Planalto da Borborema, nosso modelo mostrado na seção anterior, assim como os demais, não explicam porque a parte norte do planalto está soerguida e mesmo assim possui crosta fina, uma vez que a elevação topográfica seria sinônimo de região com crosta espessa. Está claro que essa região precisa de uma outra explicação. De Lima *et al.* (2015) observaram velocidades de onda P aproximadamente 7.9 km/s sob a parte norte do planalto e assim sugeriram uma curvatura (tipo de flanco côncavo) que teria ocorrido no Cenozóico para explicar o soerguimento dessa parte do planalto. A origem dessa curvatura seria um soerguimento ocasionado por uma delaminação do material da base da crosta e manto litosférico.

Porém, se analisarmos essa proposta do De Lima *et al.* (2015) podemos ver que: (1) nos resultados apresentados por eles, as regiões vizinhas aos locais com velocidades de 7.9 km/s também deveriam estar deformados e quente e mesmo assim não soerguiram (2) Para que essas velocidades representassem de fato o que é proposto, a V_s nessa profundidade teria que ser menor e assim coincidir com o valor de 7.9 km/s de onda P. Por isso, observando nosso mapa para V_s , Figura 7.3, podemos observar que as v_s são maiores exatamente nessa região e assim contradiz a resolução da $V_p=7.9$ km/s. Outro ponto é que não se tem resolução da espessura crustal no modelo para que eles afirmem que houve uma delaminação, pois a crosta para isso deve ser mais fina que a vizinhança e não são observadas espessuras diferentes nessa região. Além do mais, a linha sísmica utilizada no estudo não amostra todo o planalto e sim apenas essa parte norte. Devido a essas implicações, o modelo de delaminação Cenozóica não é completamente satisfatório. Assim, propomos um modelo diferente para essa parte do Planalto.

O soerguimento da bacia do Araripe tem sido considerado consequência de um regime compressivo atual na Província Borborema. Assim Marques *et al.* (2014) propuseram um modelo para o soerguimento da bacia onde a compressão da região é fator principal para a ocorrência. Então estudos Neotectônicos propõem que a bacia do Araripe está sob compressão, assim toda Província também pode estar sob compressão (Bezerra *et al.*, 2014; Marques *et al.*, 2014). Tal compressão, também corroborada pelos estudos de sismicidade observadas ao longo dos anos, seria forte o suficiente para inverter uma bacia sedimentar.

Então se temos uma crosta elástica sob compressão, pode ocorrer um processo de defor-

mação elástica da litosfera devido a compressão e assim o soerguimento da região teria sido consequência de um *buckling* litosférico. Portanto a proposta para soerguimento da região norte do Planalto é um *buckling* da litosfera.

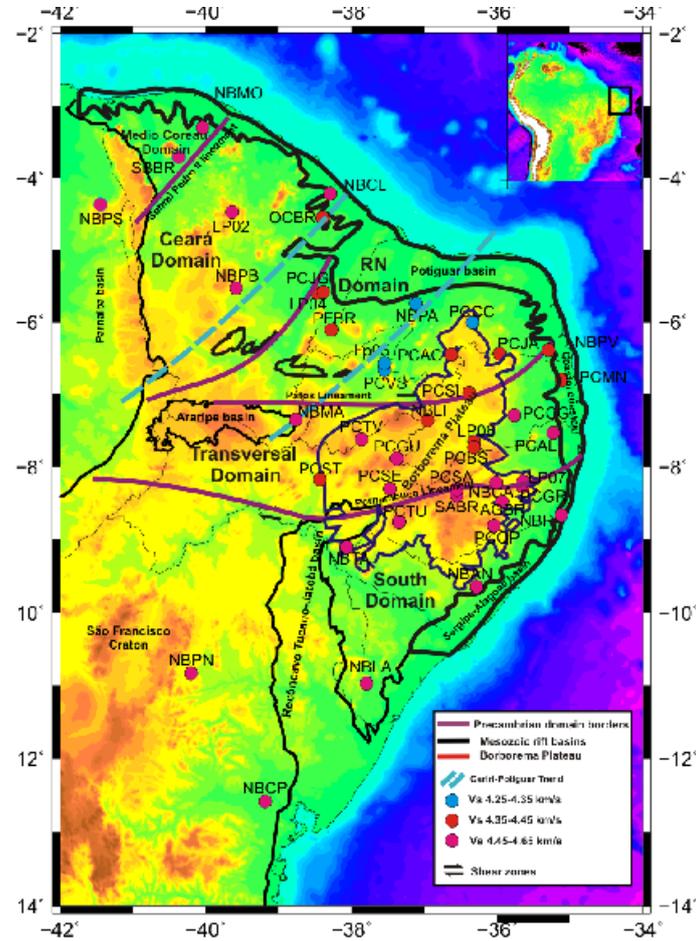


Figura 7.3: Mapa topográfico da Província Borborema mostrando os valores de Vs para toda a região.

Capítulo 8

Conclusão

Estudos que inferiram sobre a espessura crustal de toda a Província Borborema (seção 2.6), revelaram uma variação de espessuras tais como: 30-32 km na parte norte do Planalto e sua circunvizinhança e 35-40 km na parte central e sul do Planalto, espessuras menores do que as entidades vizinhas à Província como bacia do Parnaíba e cráton do São Francisco. Embora a parte sul do planalto seja mais espessa que a parte norte, quando comparada com as espessuras de regiões similares, elas se tornam menos anormais. As espessuras estimadas por Luz *et al.* (2015), capítulo 5, corroboram as espessuras encontradas pelos estudos citados anteriormente e revelam não ter relação com as estimativas de razões V_p/V_s , como mostra a figura 6 do artigo 1 (capítulo 5), que em média é 1.74 ± 0.04 para toda região, seja elevada ou não. Observou-se também que há presença de uma fina camada de material máfico sob a parte sul do planalto (capítulo 6). Outra importante observação enfatizada por Almeida *et al.* (2015) é a presença de uma descontinuidade intra-crustal principalmente nas áreas de crosta fina como mostrado na figura 6a do artigo 2 (capítulo 6) e interpretou esse padrão como evidência para uma zona de *detachment* intra-crustal que acomodou com a extensão da crosta no Mesozóico e inferiu que o sul do Planalto é um bloco reologicamente forte que resistiu à deformação Mesozóica.

Para a tomografia de ondas superficiais, os resultados mostram que é observada uma anomalia de baixa velocidade para os períodos de 40 s e 50 s na região nordeste da Província Borborema. A Figura 3.3 mostra a anomalia observada em 40 s e como ela não aparece nos outros períodos para 70 s e 100 s, ou seja, nas profundidades do manto não se observa essa anomalia. As baixas velocidades podem ser corroboradas por estudos gravimétricos independentes que demonstraram a existência de uma anomalia *Bouguer* negativa sob a região do Planalto da

Borborema e cuja fonte seria o espessamento da crosta continental, uma vez que haveria material magmático preso na base da crosta configurando essas baixas velocidades. Os modelos de velocidade permitem obter imagens da estrutura profunda da Província e testar a validade dos modelos geodinâmicos propostos para a região.

Os perfis da velocidade de onda S com a profundidade são mostrados na Figura 5, artigo 2 (capítulo 6). Os resultados também mostram a mesma tendência de topografia da Moho, descritas no artigo 1 (capítulo 5), assim como as discontinuidades intra-crustais de Almeida *et al.* (2015) e velocidades de 3.4-3.6 km/s para crosta superior e 3.7-3.8 km/s para crosta inferior.

Quanto aos terrenos tectônicos que dividem a Província, não foram observadas divisões marcantes de velocidades de onda S nas zonas de cisalhamentos que separam os domínios, discussão detalhada no artigo 2 (capítulo 6).

Quanto ao soerguimento do planalto da Borborema, os perfis revelaram uma distinção entre a parte norte e a parte sul, a parte norte com uma crosta mais afinada e a parte sul com uma crosta mais grossa. A correlação com a topografia é observada na parte sul e não na parte norte onde a topografia está elevada e a espessura crustal é fina, como detalhado na figura 6 do artigo 2 (capítulo 6).

As principais conclusões são que há presença de dois tipos de crosta na região do planalto da Borborema. O tipo mais espesso, observado no sul do planalto, possui uma camada de maiores velocidades na crosta inferior e o tipo mais fino, observado no norte do planalto, Depressão Sertaneja e bacias costeiras não apresentam essa camada de altas velocidades. Assim, propõe-se que essa camada máfica teria sido adicionada no Proterozóico e que durante a orogênese Brasileira teria sido delaminada da parte norte e parcialmente delaminada da parte sul, reologicamente mais forte. A crosta fina teria formado a Depressão Sertaneja e englobado o norte do planalto sofrendo um soerguimento durante o Cenozóico, através de um buckling litosférico, provocando a elevação observada hoje.

Referências Bibliográficas

- [1] Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., Machado Jr, D.D. & Dehira, L.K., (1988). Magmatismo Pós Paleozóico no Nordeste Oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4):451-462.
- [2] Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews* 50, 77-111.
- [3] 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*, *in press*.
- [4] Ammon, C.J., Randall G.E., Zandt G., (1990). On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions. *Journal of Geophysical Research* 95, 303-318..
- [5] Ammon, C.J., (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull. seism. Soc. Am.* 81, 2504–2510.
- [6] An, M., Feng, M. (2009). Destruction of lithosphere within the north China craton inferred from surface wave tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10.
- [7] Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià J. (2013). Models of crustal thickness for a South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography, *Tectonophysics*, 609, 82-96.
- [8] Bao, X.W., Eaton, D.W., Guest, B. (2014). Plateau uplift in western Canada caused by lithospheric delamination along a craton edge, *Nature Geosc.*, 7, 830-833.

- [9] Barbosa, M.F.N., Nascimento, A.F., Julià, J., França, G.S., Ferreira, J.M., 2012. Large crustal Vp/Vs ratios in the Borborema Province of NE Brazil: A case for edge-driven magmatism?(ARTIGO SUBMETIDO). *Geophysical Journal International*.
- [10] Beltrão J.F. & Silva J.B.C. (1989). Organização crustal do cinturão de cisalhamento NW do Ceará segundo a gravimetria In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1o, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos Expandidos, Gravimetria, 2:538-543.
- [11] Bhattacharya, S. N., (1983). Higher order accuracy in multiple filter technique. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 73:1395-1406.
- [12] Brito Neves B.B., Cordani U.G. (1991). Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(191):23-40.
- [13] Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santo E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M. (1995). O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):279-296.
- [14] Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Fetter, A.H., (2001). Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências* 1, 59-78.
- [15] Calais, E., Vergnolle, M., San'kov, V., Likhnev, A., Miroshnitchenko, A., Amarjargal, S., Déverchère, J. (2003). GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002): implications for current kinematics of Asia, *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JB002373.
- [16] Calais, E., Dong, L., Wang, M., Shen, Z., Vergnolle, M. (2006). Continental deformation in Asia from a combined GPS solution, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2006GL028433.
- [17] Campelo R. C. (1999). Análise de Terrenos na Porção Setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: Integração de Dados Geológicos e Gravimétricos. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 130p.

- [18] Clayton, R. W. & Wiggins R. A. (1976). Source shape estimation and deconvolution of tele- seismic body waves. *J. R. Astr. Soc.* 47, 151-177.
- [19] 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.
- [20] De Castro D.L., Medeiros W.E., Jardim de Sá E.F. & Moreira J.A.M. (1998). Gravity map of part of Northeast Brazil and adjacent continental margin and its interpretation based on the hypothesis of isostasy. *Revista Brasileira de Geofísica*, 16(2/3):115-130.
- [21] De Castro D.L., Oliveira, D.C., Branco, R.M.G.C., (2007). On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe Rift Basin, NE Brazil: Lessons from gravity, magnetics, and radiometric data. *Journal of South American Earth Sciences* 24, 184–202.
- [22] De Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Castelo Branco, R.M.G., (2008). Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 271-285.
- [23] De Castro D.L., Bezerra F.H.R., Sousa M.O.L. & Fuck R.A. (2012). Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *Journal of Geodynamics*. 54, 29–42.
- [24] de Lima, M.V.A.G., J. Berrocal, J.E.P. Soares, and R.A. Fuck (2015), Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema Province evolution, *J. South Am. Earth Sci.*, 58, 335-349.
- [25] Dias, R.C., Julià, J., Schimmel, M. (2014). Rayleigh-wave, group-velocity tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from ambient seismic noise, *Pure Appl. Geophys.*, in press.
- [26] Dziewonski, A., Bloch, S., & Landisman, M., 1969. A technique for analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 427-444.

- [27] Dugda, M.T., Nyblade, A.A., Julià, J., Langston, C.A., Ammon, C.J., Simiyu, S. (1995). Crustal structure in Ethiopia and Kenya from receiver function analysis: Implications for rift development in East Africa, *J. Geophys. Res.*, *110*, B01303, doi:10.1029/2004JB03065.
- [28] Dugda, M.T., Nyblade, A.A., Julià, J., (2009). S-Wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath Kenya in comparison to Tanzania and Ethiopia: implications for the formation of the east African and Ethiopian plateaus. *South African journal of Geology* *112*, 241-250. *South African journal of Geology* *112*, 241-250.
- [29] Durrheim, R. J., Mooney, W.D. (1991). Archean and Proterozoic crustal evolution: Evidence from crustal seismology, *Geology*, *19*, 606-609.
- [30] Feng, M., (2004). Tomografia de Ondas de Superfície na América do Sul: Inversão Conjunta de Velocidade de Grupo e Forma de Onda. PhD tese, IAG, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- [31] Feng, M., Lee, S.V.d., Assumpção, M., (2007). Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research* *112*, 1-16.
- [32] Feng, M., & Meijian, An., (2007). Manual of Group Velocity Tomography Package (V1.0). Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences.
- [33] França, G.S., Assumpção, M., Ferreira, J.M., (2006). O Estudo da estrutura da crosta no NE do Brasil, usando Função do Receptor. II Simpósio Brasileiro de Geofísica.
- [34] Getech & PGW. 1996, South American Magnetic Mapping Project (SAMMP). Technical Report and Survey Atlas. 111p.
- [35] Hansen, S.E., Nyblade, A.A., Julià, J., (2009). Estimates of crustal and lithospheric thickness in sub-saharan Africa from S-Wave receiver functions. *South African journal of Geology* *112*, 229-240.
- [36] Herrin, E., & Goforth, T., (1977). Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, *67*:1259-1275.

- [37] Herrmann, R. B., & Ammon, C. J., (2002). Computer programs in seismology - surface waves, receiver functions and crustal structure. St. Louis University, St. Louis, MO. URL <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>.
- [38] Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F. ; Fuck, R. A., Kawashita, K. (1992). Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, p. 472-480.
- [39] Jardim de Sá E.F., Medeiros, W.E. & Castro D.L. (1997). Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: SBG/NE - Simpósio de Geologia do Nordeste, 17o, Fortaleza-CE, Atas, 352-357.
- [40] Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D., Morais Neto, J.M., Pessoa Neto, O.C., Saadi, A. (1999). Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos & I International Symposium on Tectonics, Lençóis, Annals, pp. S4:58-61.
- [41] Jardim de Sá, E.F., Vasconcelos, P.M., Saadi, A., Galindo, A.C., Lima, M.G., Oliveira, M.J. (2005). Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Soc. Bras. de Geol., Curitiba, Brazil, Boletim de Resumos Expandidos, pp. 160-162.
- [42] Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Correig, A.M., (2000). Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophys. J. Int.* 143.
- [43] Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., (2003). Lithospheric structure of the Arabian Shield from the joint inversion of receiver functions and surface-wave group velocities. *Tectonophysics* 371, 1-21.
- [44] Julià, J. & Mejía, J. (2004). Thickness and Vp/Vs Ratio Variation in the Iberian Crust. *Geophysical Journal International*. 156, 59-72.
- [45] Julià, J., Ammon, C.J., Nyblade, A.A., (2005). Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities. *Geophys. J. Int.* 162, 555-569.

- [46] Julià, J., Assumpção, M., Rocha, M.P., (2008). Deep crustal structure of the Parana Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research* 113, 1-23.
- [47] 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, 38-50.
- [48] Kuszniir, 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. In: Karner, G.D., Manatschal, G., Pinheiro, L. (Eds.), *Imaging, mapping and modeling continental lithosphere extension and breakup*. Special Publication 282. Geological Society, London, pp. 389-419.
- [49] Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. geophys. Res.* 84, 4749–4762.
- [50] Ligorria, J.P. & Ammon, C.J., (1999). Iterative deconvolution of teleseismic seismograms and receiver function estimation. *Bull. seism. Soc. Am.* 89,1395–1400.
- [51] Lloyd, S., Van Der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M., Feng, M. (2010). Moho map of South America from receiver functions and surface waves, *J. Geophys. Res.*, 115, B11315, doi:10.1029/2009JB006829.
- [52] Luz, R.M.N., Julià, J., Assumpção, M., do Nascimento, A.F. (2014). Tomografia de ondas de superfície na América do Sul com ênfase na Província Borborema, Abstract SP04-02 presented at the 47 Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia, 21-26 Sep.
- [53] Luz, R.M.N., Julià, 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*, 644-645, 81-91.
- [54] Matos R.M.D. (1992). The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11(4):766-791.

- [55] Medeiros V.C. (2004). Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó- Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p.
- [56] Mizusaki, A.M.P., Thomas-Filho, A., Milani, P. & Césero, P. (2002). Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 183-198.
- [57] Moraes R.A.V., Ferreira F.J.F. 1991. Mapa magnético do Brasil na escala 1:5.000.000. In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2o , Salvador-BA, Resumos Expandidos, Pôster 2 , 1:430-434.
- [58] Morais Neto, J. M., Green, P.F., Karner, G.D., Alkmim, F.F., (2008). Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 16, 23-52.
- [59] Morais Neto, J. M., Hegarty, K. A., Karter, G. D. & Alkimim, F. F., (2009). Timing and mechanisms for the generation and modification of anomalous topography of Borborema Province, northeastern Brazil, *Marine and Petroleum Geology* 26, 1070-1086.
- [60] Nascimento, R.M., (2010). Análise da dispersão de ondas de superfície na província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 118p.
- [61] Neves S.P. (2003). Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlation with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana, *Tectonics*, 22:1031.
- [62] Nyblade, A.A., Sleep, N.H. (2003). Long lasting epeirogenic uplift from mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 1105, doi:10.1029/2003GC000573.
- [63] Oliveira R.G. & Santos E.J. 1999. Magnetic Framework of the Borborema Province, Northeast Brazil: an interpretation from digital data. In: SBGf, International Congress

- of the Brazilian Geophysical Society, 6th, Rio de Janeiro, Brazil, Potential Field Methods: Case Histories, SBGf113, 1 cd-rom.
- [64] Oliveira R.G., Santos E.J. & Medeiros V.C. (2000). Magnetic and Gamma-ray Spectrometry Signatures from Terranes, Lineaments and Granitoids Rocks Belonging to the Proterozoic Structural Borborema Province, Northeast Brazil. In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, Poster Session, 1 cd-rom.
- [65] Oliveira R.G., Santos E.J., Silva Júnior J.M.F. & Lins C.A.C. (2001). Magnetic, Gravity and Gamma-ray Spectrometry Responses of Tectonostratigraphic Terranes in the Jaguaribe-SE sheet (SB24-Z), Northeastern-Brazil. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7th, Salvador, Bahia, Brazil, Integ Studies: Case Histories, 1 cd-rom.
- [66] Oliveira R.G. & Santos E.J. (1999). Magnetic Framework of the Borborema Province, Northeast Brazil: an interpretation from digital data. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6th, Rio de Janeiro, Brazil, Potential Field Methods: Case Histories, SBGf113, 1 cd-rom.
- [67] Oliveira, R.G., (2008). Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua Margem Continental (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- [68] Oliveira, R. G. & 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.
- [69] Özalaybey, S., Savage, M.K., Sheehan, A.F., Louie, J.N., & James N.B., (1997). Shear-Wave Velocity Structure in the Northern Basin and Range Province from the Combined Analysis of Receiver Functions and Surface Waves. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87, 183-199.

- [70] Pavão, C.G., França, G.S., Bianchi, M., de Almeida, T., Von Huelsen, M.G. (2013). Upper-lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using receiver function, *J. South Am. Earth Sci.*, 42, 242-249.
- [71] Persano, C., Barfod, D.N., Stuart, F.M., Bishop, P. (2007). Constraints on early Cenozoic underplating-driven uplift and denudation of western Scotland from low temperature thermochronometry, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 263, 404-419.
- [72] Pinheiro, A.G., Julià, J. (2014). Normal thickness of the upper mantle transition zone in NE Brazil does not favor mantle plumes as origin for intraplate Cenozoic volcanism, *Geophys. J. Int.*, in press.
- [73] Roy, M., Jordan, T.H., Pederson, J. (2009). Colorado Plateau magmatism and uplift by warming of heterogeneous lithosphere, *Nature*, 459, 978-984.
- [74] Santos, E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:73-84.
- [75] Rudnick, R. L., Gao, S. (2003). *Treatise on Geochemistry*, vol. 3, Composition of the Continental Crust, pp. 1-64, Elsevier, New York.
- [76] Santos E.J. 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros V.C. 2000 (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE - SC.24-X (escala 1:500.000). Brasília, CPRM, p.3-7.
- [77] Santos E.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Oliveira R.G. & Medeiros V.C. (2000). An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, 9-5, 1 cd-rom.
- [78] Santos, E.J., Schmus, W.R.V., Kozuch, M., (2010). The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 61-76.
- [79] Santos, A.C.L., Padilha, A.L., Fuck, R.A., Pires, A.C.B., Vitorello, I., Pádua, M.B. (2014). Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema province, NE Brazil, *Tectonophysics*, 610, 39-50.

- [80] Shearer, P. M., (1999). Introduction to Seismology. Cambridge university press.
- [81] Sleep, N.H. (2003). Fate of mantle plume material trapped within a lithospheric catchment with reference to Brazil. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 8509D8526.
- [82] Soares, J.E.P., Lima, M.V., Fuck, R.A., Oliveira, M.P. (2011). Descontinuidade de Moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda NS da Província Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo. In Proceedings of the XII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, Brazil, CD-ROM.
- [83] Tokam, A.P.K., Tabod, C.T., Nyblade, A.A., Julià, J., Wiens, D.A., & Pasyanos, M.E., (2010). Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions. *Geophysical Journal International*.
- [84] Ussami N., Sá N. C. & Molina E. C. (1993). Gravity map of Brazil 2. Regional and residual isostatic anomalies and their correlation with major tectonic provinces. *Journal of Geophysical Research*, 98(B2):2,199-2,208.
- [85] Ussami, N., Molina, E.C. and Medeiros, W.E. (1999). Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental leste do Brasil. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, Annals, pp. S3:20- 23.
- [86] Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., (2008). Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt, vol. 294. Geological Society, London, Special Publication, pp. 69e99.
- [87] van Wijk, J.W., Baldridge, W.S., van Hunen, J., Goes, S., Aster, R., Coblenz, D.D., Grand, S.P., Ni, J. (2011). Small-scale convection at the edge of the Colorado Plateau: Implications for topography, magmatism, and evolution of Proterozoic lithosphere, *Geology*, 38, 611-614.
- [88] Vilar, C.S., Souza, J.L., Santos, N.P., 2005. Tomografia com velocidade de grupo de ondas Rayleigh na região nordeste do Brasil. Eighth International Congress of The Brazilian Geophysical Society.

-
- [89] Windley, B., Allen, M. (1993). Mongolian Plateau: evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia, *Geology*, *21*, 295-298.
- [90] Zhu, L. & Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J. geophys. Res.* *105*, 2969–2980.

Apêndice A

Tabela de Símbolos

Tabela A.1: Símbolos usados ao longo do trabalho.

Símbolo usado	Significado
RSISNE	Rede Sismográfica do Nordeste
IRIS	Incorporated Research Institutions for Seismology
agbl	estação sismográfica
nban	estação sismográfica
nbca	estação sismográfica
nbcl	estação sismográfica
nbcp	estação sismográfica
nbit	estação sismográfica
nbla	estação sismográfica
nbli	estação sismográfica
nbma	estação sismográfica
nbmo	estação sismográfica
nbpa	estação sismográfica
nbpb	estação sismográfica
nbpn	estação sismográfica

(Tabela 1 - Continuação)

Símbolo usado	Significado
lp06	estação sismográfica
lp07	estação sismográfica
pcac	estação sismográfica
pcal	estação sismográfica
pcbs	estação sismográfica
pccc	estação sismográfica
pccg	estação sismográfica
pcgr	estação sismográfica
pcgu	estação sismográfica
pcja	estação sismográfica
pcjg	estação sismográfica
pcmn	estação sismográfica
pcqp	estação sismográfica
pcsa	estação sismográfica
pese	estação sismográfica
pcsl	estação sismográfica
pcst	estação sismográfica
pctu	estação sismográfica
pctv	estação sismográfica
pcvs	estação sismográfica
rcbr	estação sismográfica Riachuelo-RN
sbbr	estação sismográfica Sobral-CE
pfbr	estação sismográfica Pau dos Ferros-RN
ocbr	estação sismográfica Ocara-CE
sabr	estação sismográfica Sanha-PE
agbr	estação sismográfica Agrestina-PE
nbps	estação sismográfica
nbpv	estação sismográfica
nbrf	estação sismográfica
nbt	estação sismográfica
lp01	estação sismográfica
lp02	estação sismográfica
lp04	estação sismográfica
lp05	estação sismográfica
blsp	Brazilian Lithospheric Seismic Project
<i>P</i>	onda primária
<i>S</i>	onda secundária

(Tabela 1 - Continuação)

Símbolo usado	Significado
RF	receiver functions (funções do receptor)
Ga	Giga anos
NW-SE	Noroeste Sudeste
Ma	Milhões de anos
κ	razão vp/vs
v_p/v_s	razão velocidade da onda e velocidade da onda s
H	espessura crustal
$G(\omega)$	filtro gaussiano
ω	frequência
$S(t)$	função temporal da fonte
$I(t)$	resposta do instrumento
$E_v(t), E_r(t), E_t(t)$	representam a estrutura sob o receptor.
$\delta(t)$	função delta
$r(t)$	componente radial do movimento
$h(t)$	função do receptor
$v(t)$	componente vertical do movimennto
β	velocidade de onda S
A	amplitude das ondas
M_W	magnitude do momento sísmico
Δ	distância epicentral
ρ	densidade das camadas
h	espessura das camadas
v_P/v_S	razão entre as velocidades de P e S
V_P	velocidade de P para a equação de ρ
$C(\omega)$	velocidades de fase
$U(\omega)$	velocidades de grupo
α	velocidade de onda P
ω_n	frequência central do filtro
AMQ	Alinhamento Macau-Queimadas
FNMA	alinhamento Fernando de Noronha-Mecejana
K-Ar	Datações Potássio - Argônio
Ar-Ar	Datações Argônio - Argônio
NNE-SSW	Norte Nordeste - Sul Sudeste
θ	suavidade

Apêndice B

Painéis H- κ Stacking

As figuras a seguir são os resultados correspondentes ao procedimento de H- κ Stacking, para estimativas de razões Vp/Vs e espessuras crustal estudadas neste trabalho e publicadas no artigo 1 (capítulo 5 desta Tese).

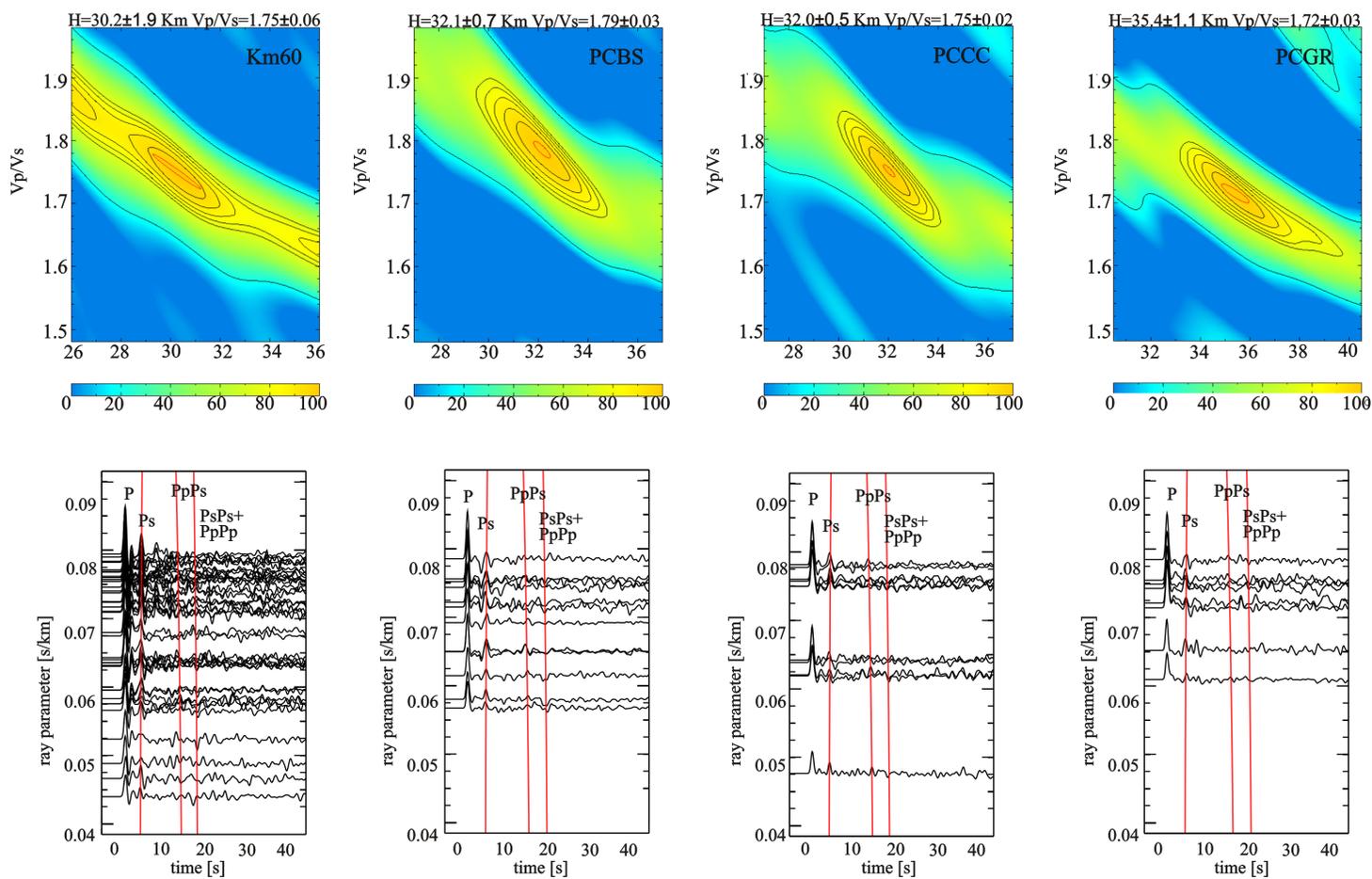


Figura B.1: Pannel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações KM60, PCBS, PCCC e PCGR pertencentes à rede INCT-ET.

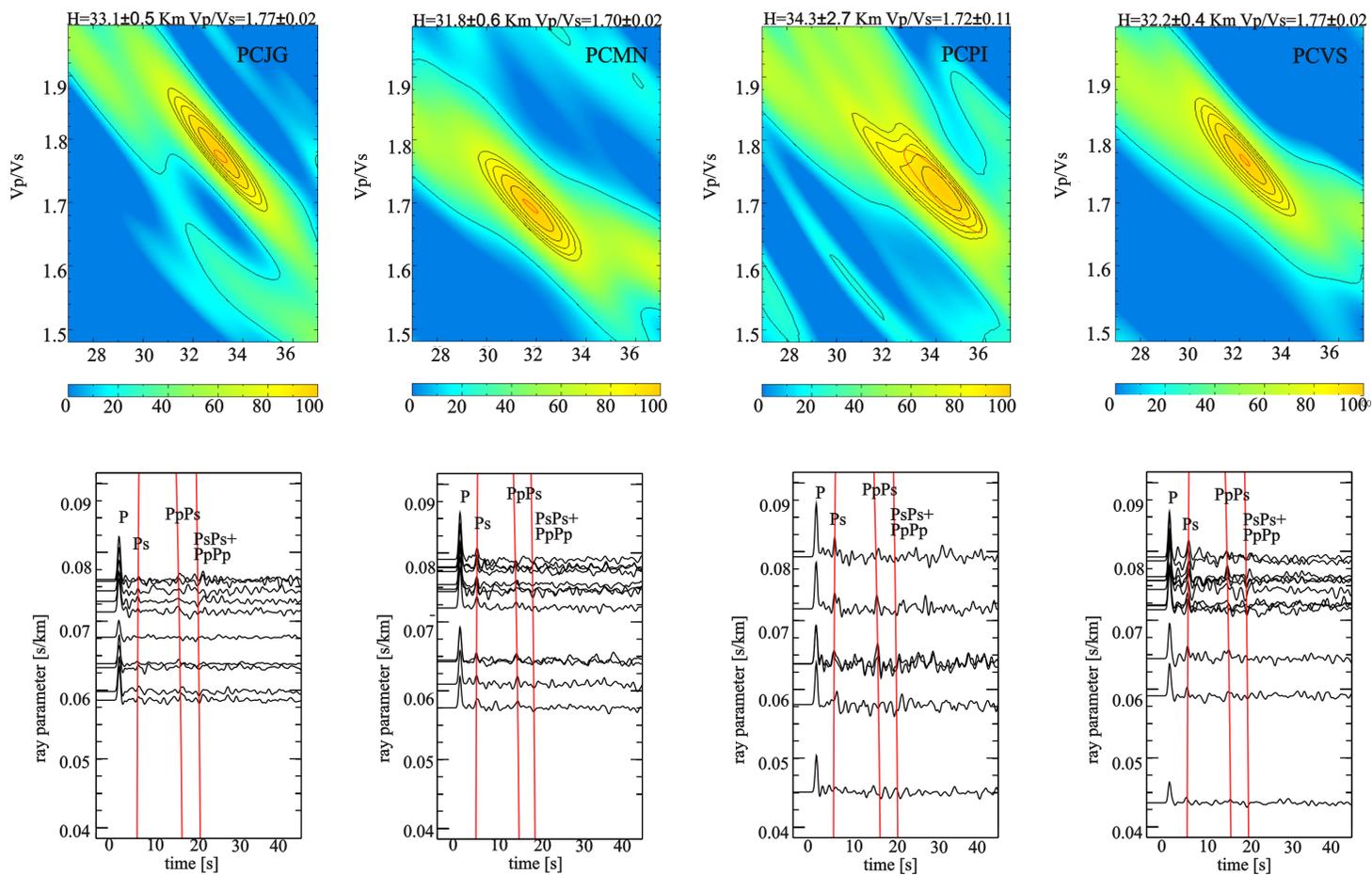


Figura B.2: Pannel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações PCJG, PCMN, PCPI e PCVS pertencentes à rede INCT-ET.

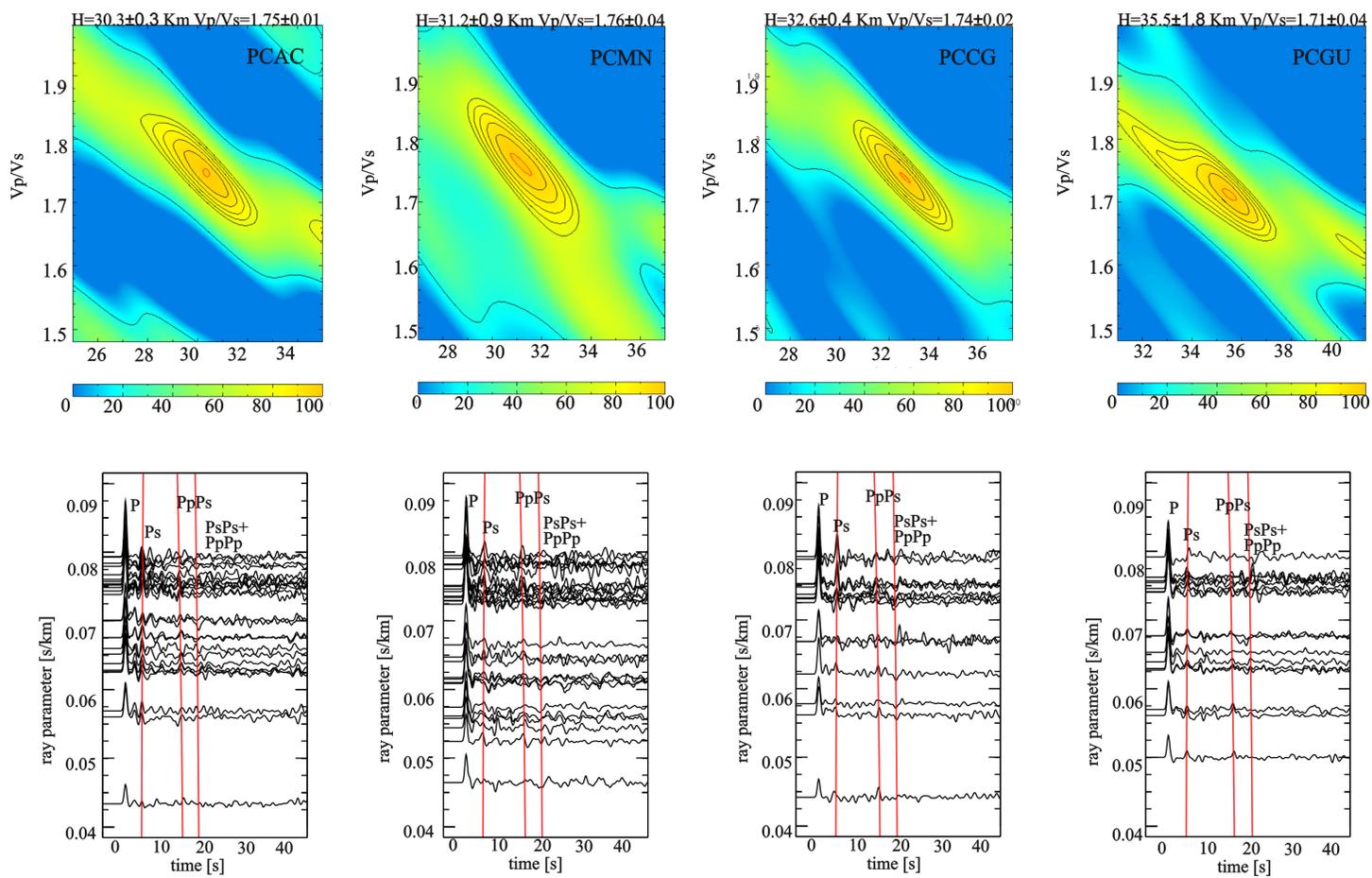


Figura B.3: Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações PCAC, PCCG, PCGU pertencentes à rede INCT-ET.

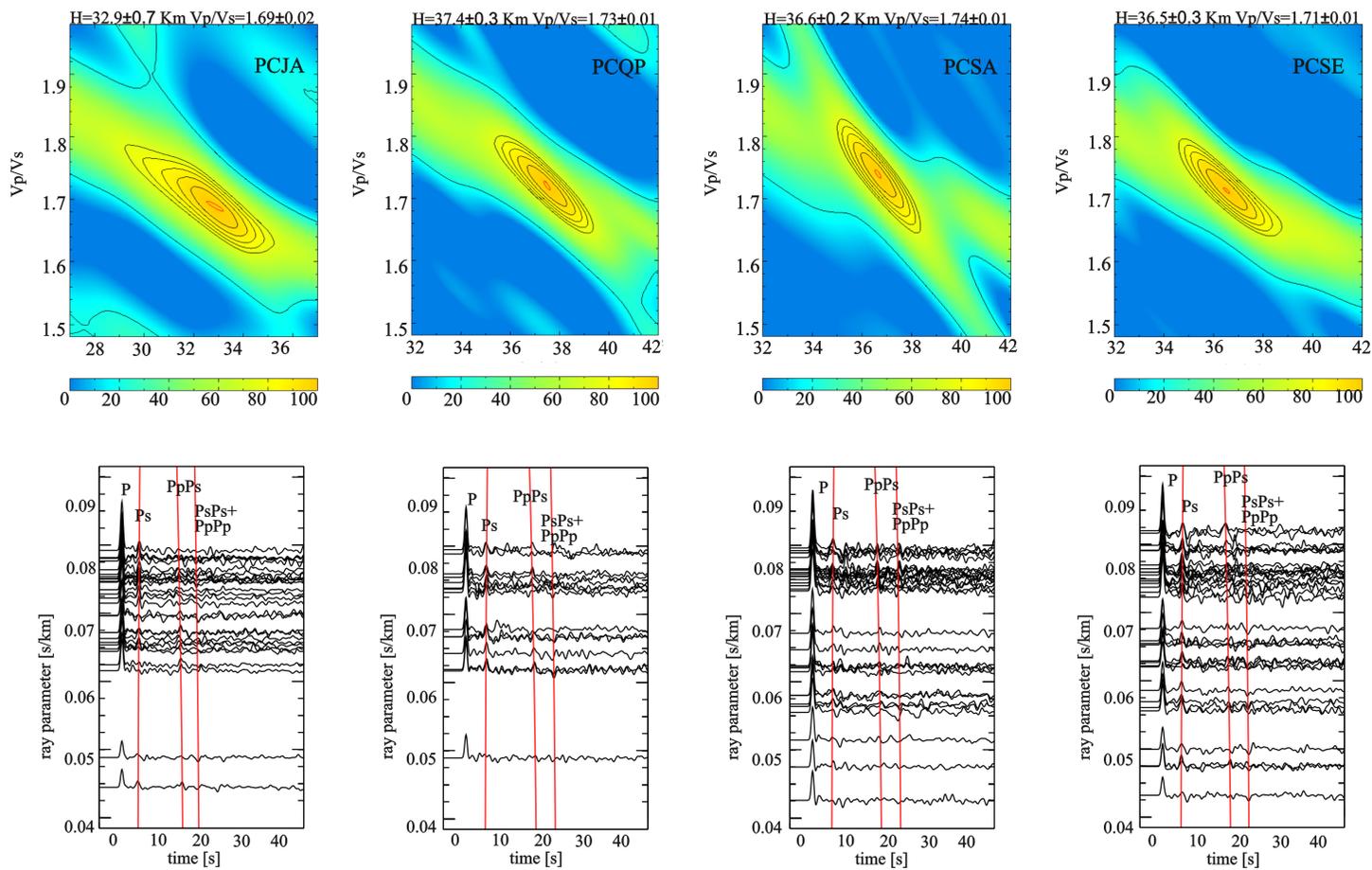


Figura B.4: Pannel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações PCJA, PCQP, PCSA e PCSE pertencentes à rede INCT-ET.

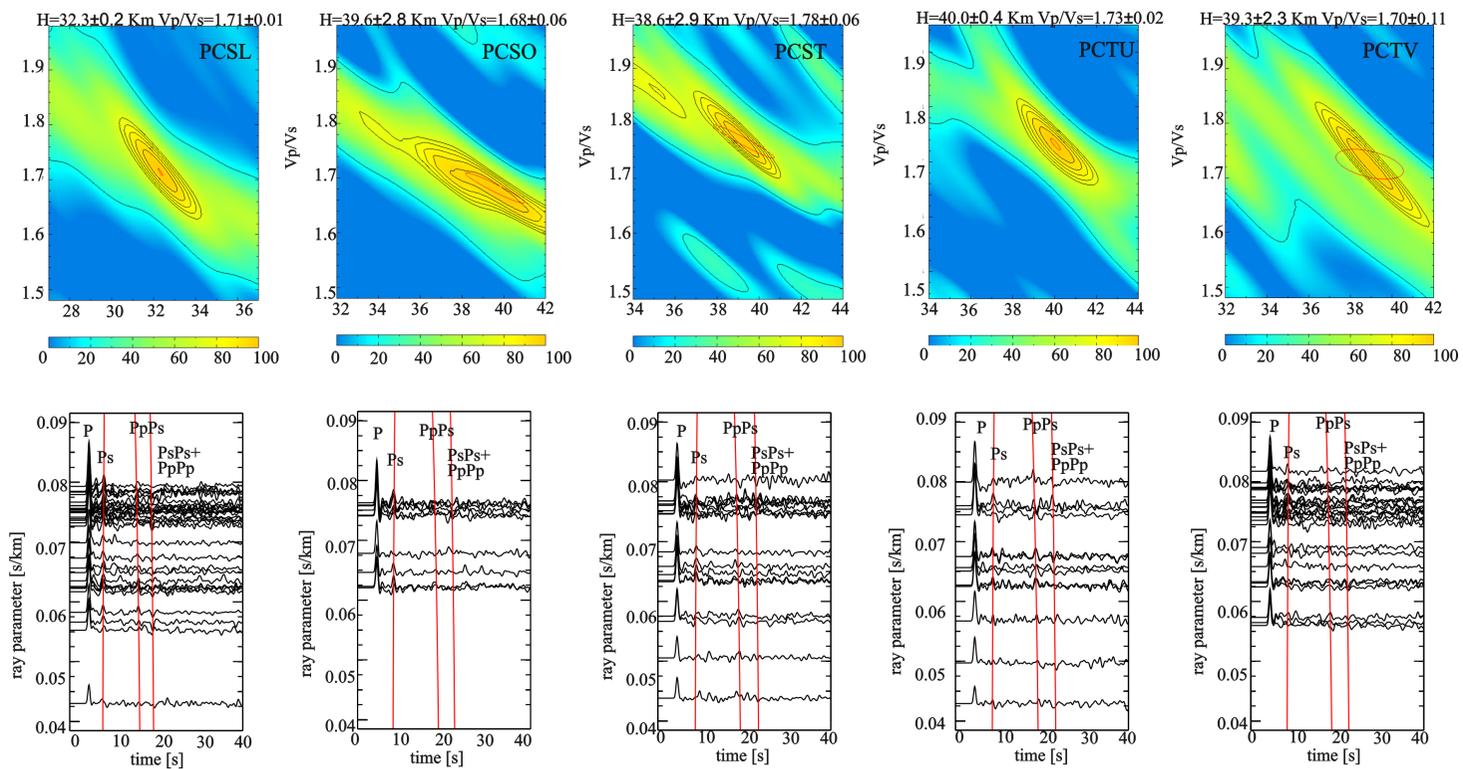


Figura B.5: Pannel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações PCSL, PCSO, PCST, PCTU e PCTV pertencentes à rede INCT-ET.

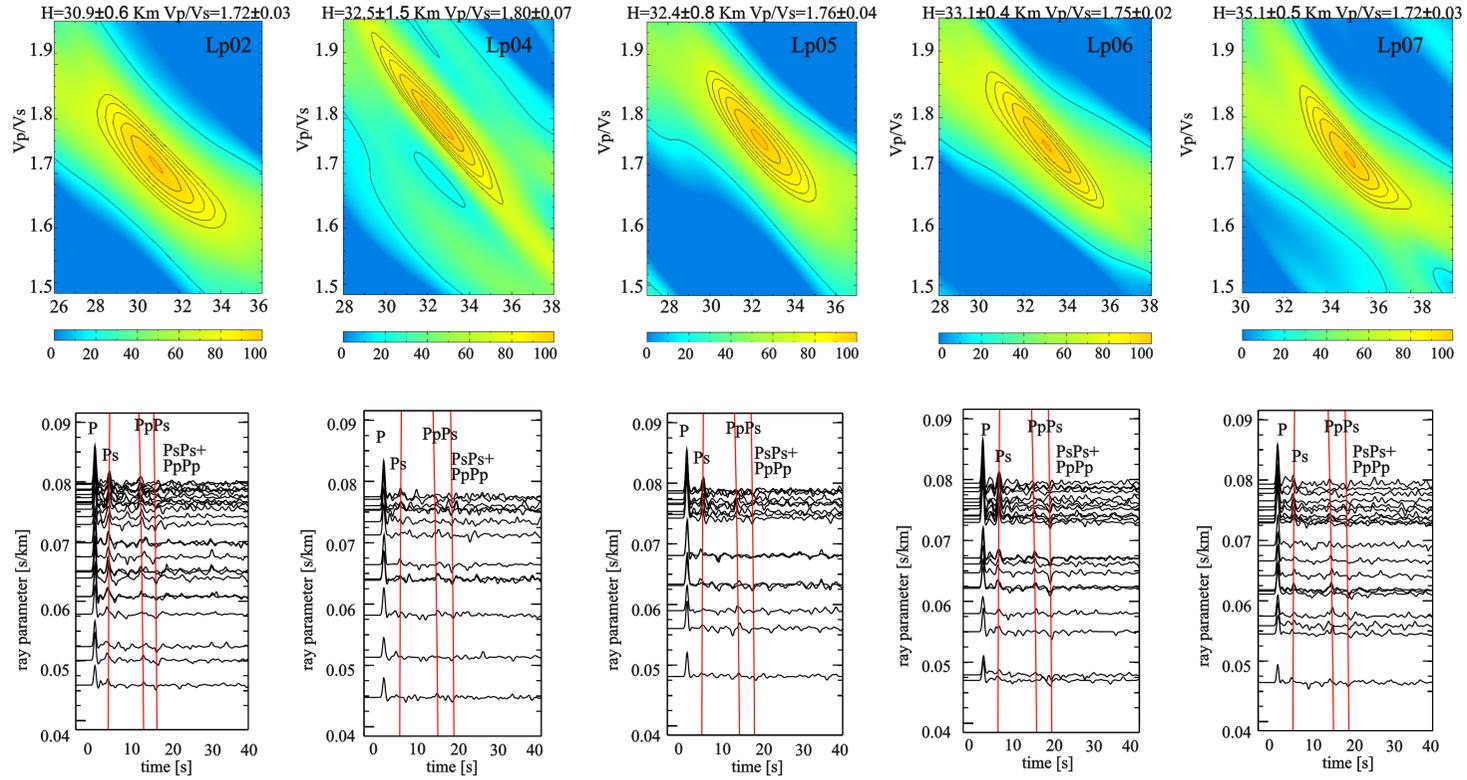


Figura B.6: Paineil H- k Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações LP02, LP04, LP05, LP06 e LP07 pertencentes à rede INCT-ET.

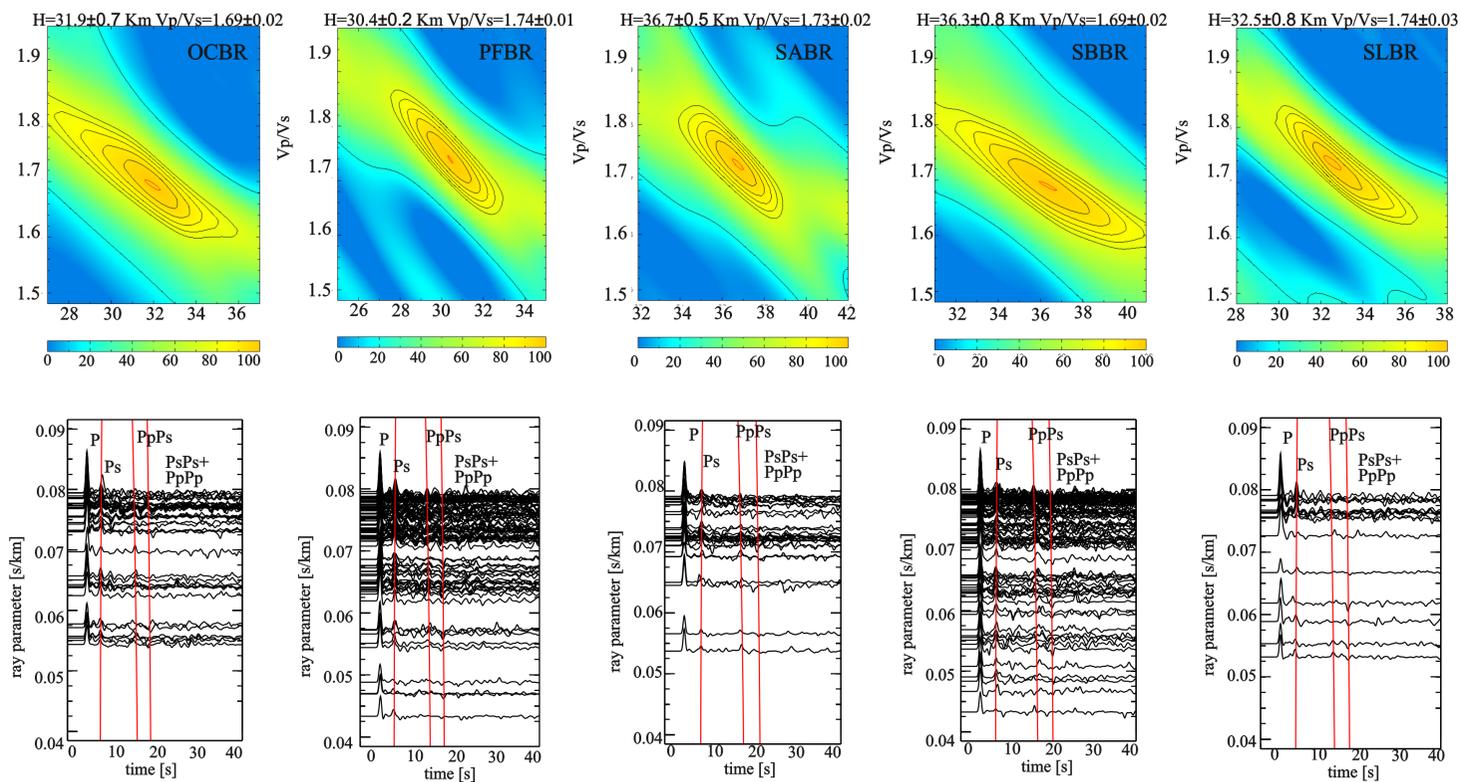


Figura B.7: Paineil H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações OCBR, PFBR, SABR, SBBR e SLBR pertencentes à rede Milênio.

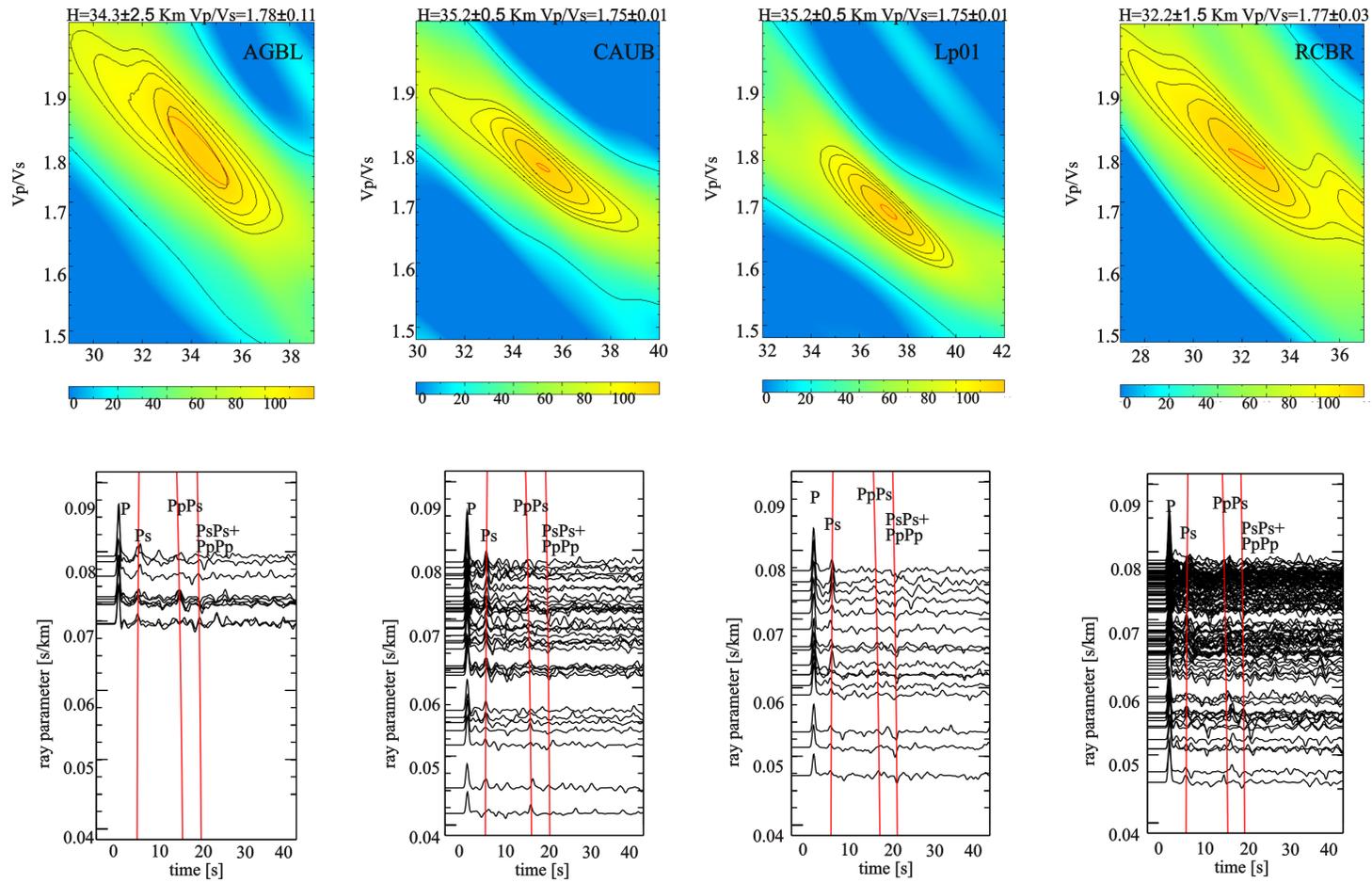


Figura B.8: Paineil H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações AGBL, CAUB pertencentes à rede BLSP-USP. Estações LP01 (INCT-ET) e RCBR (GSN)

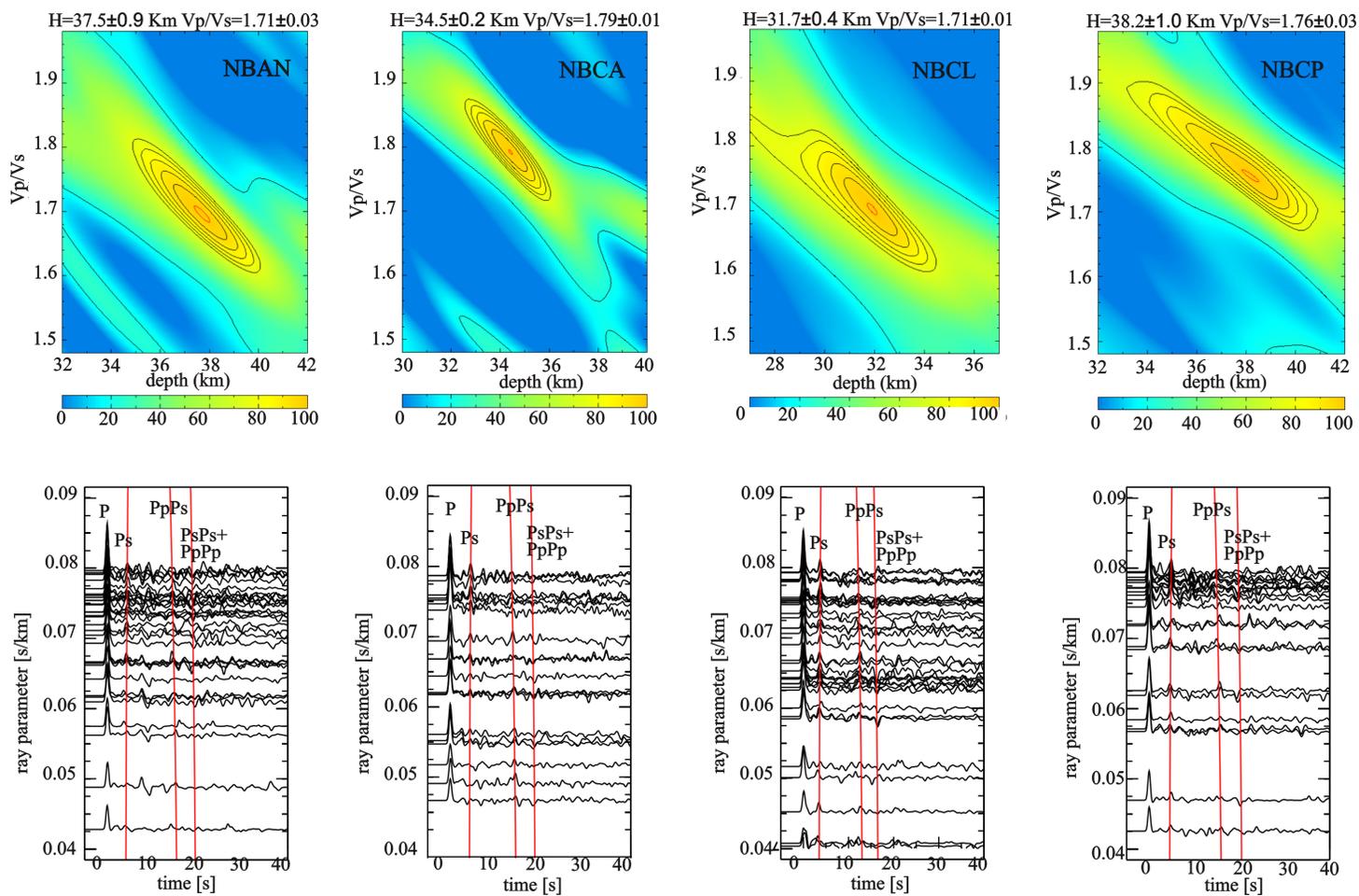


Figura B.9: Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações NBAN, NBCA, NBCL e NBCP pertencentes à rede RSISNE.

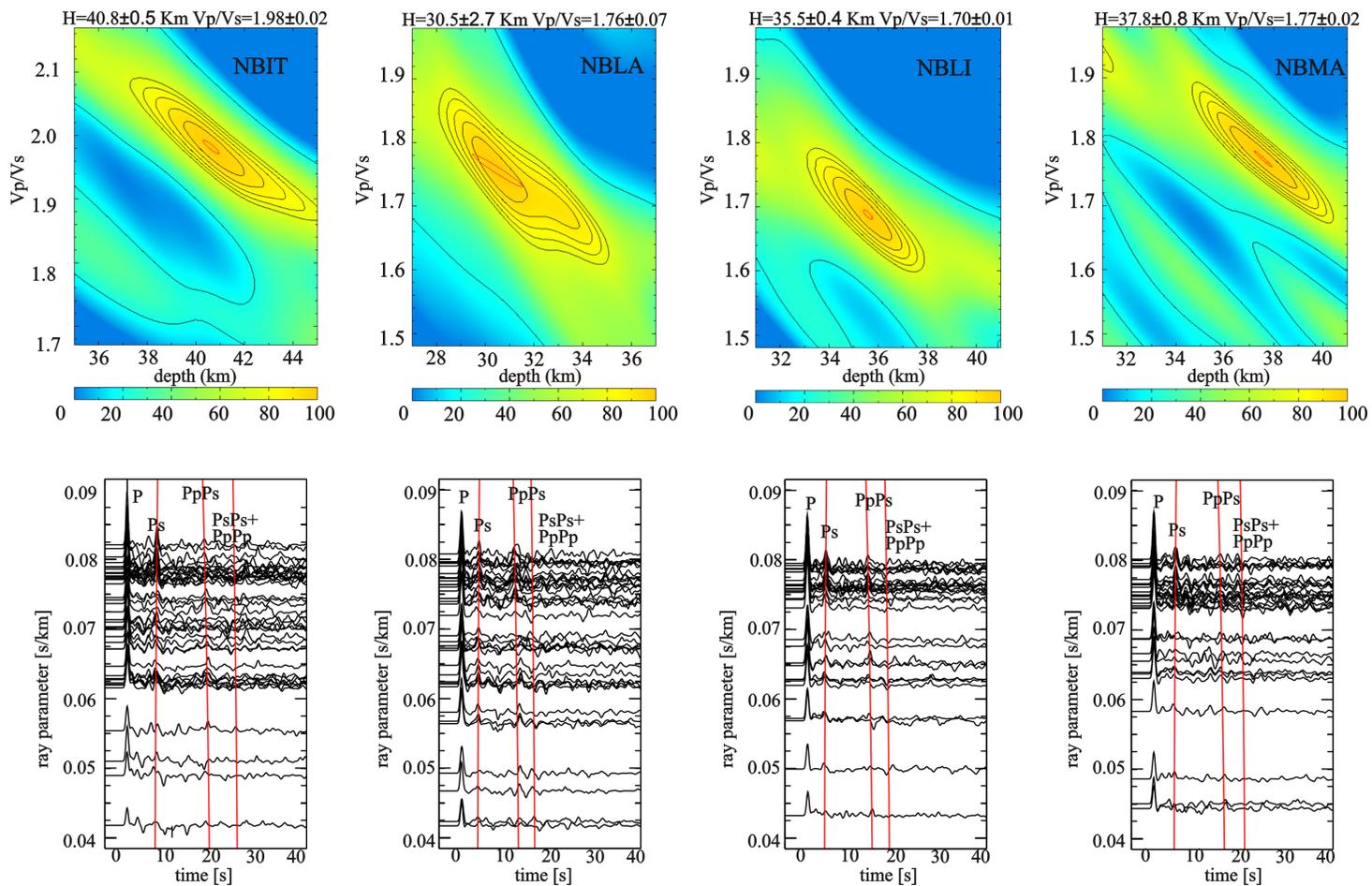


Figura B.10: Pannel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações NBIT, NBLA, NBLI e NBMA pertencentes à rede RSISNE.

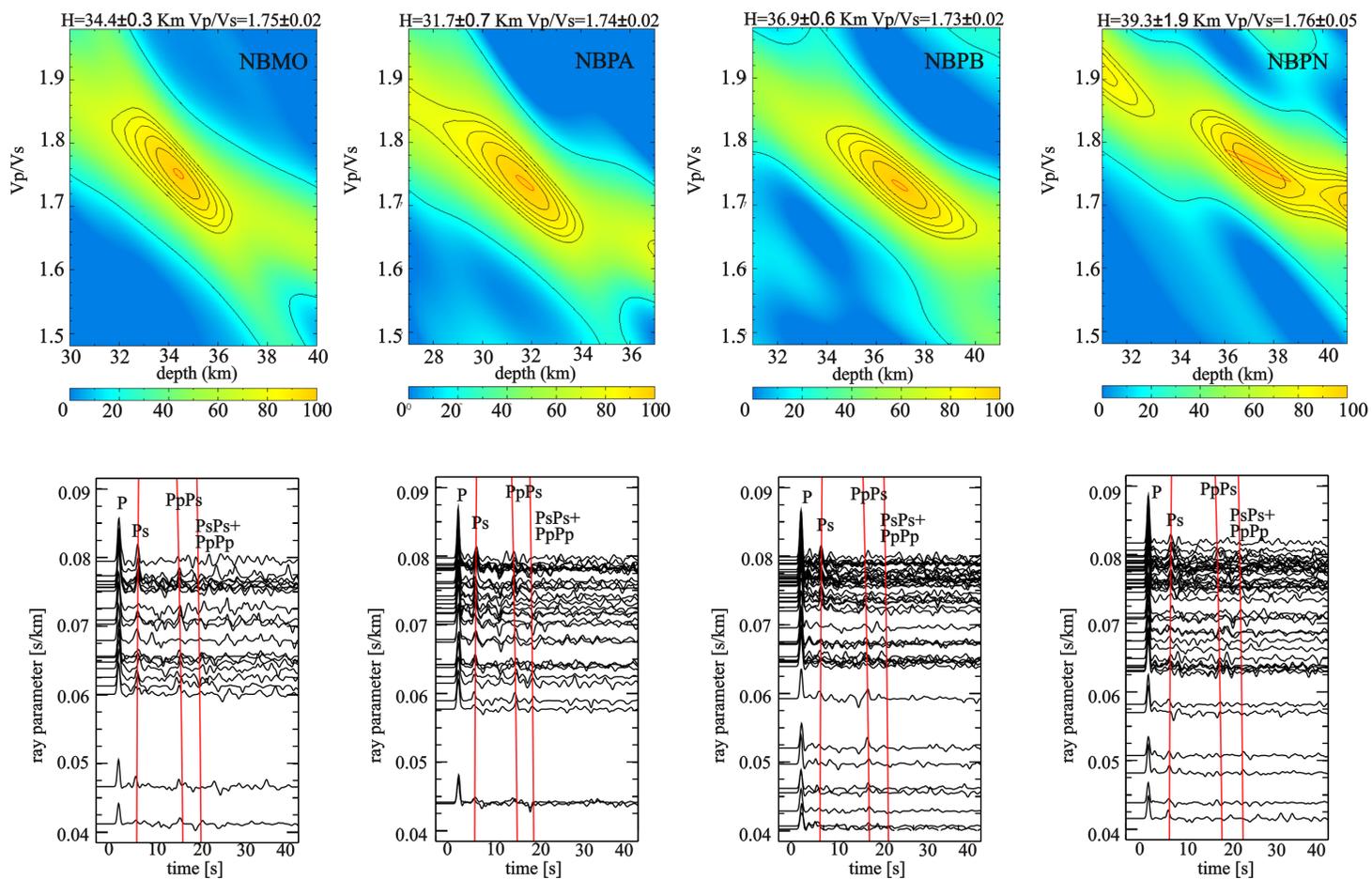


Figura B.11: Paineil H- k Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações NBMO, NBPA, NBPB e NBNP pertencentes à rede RSISNE.

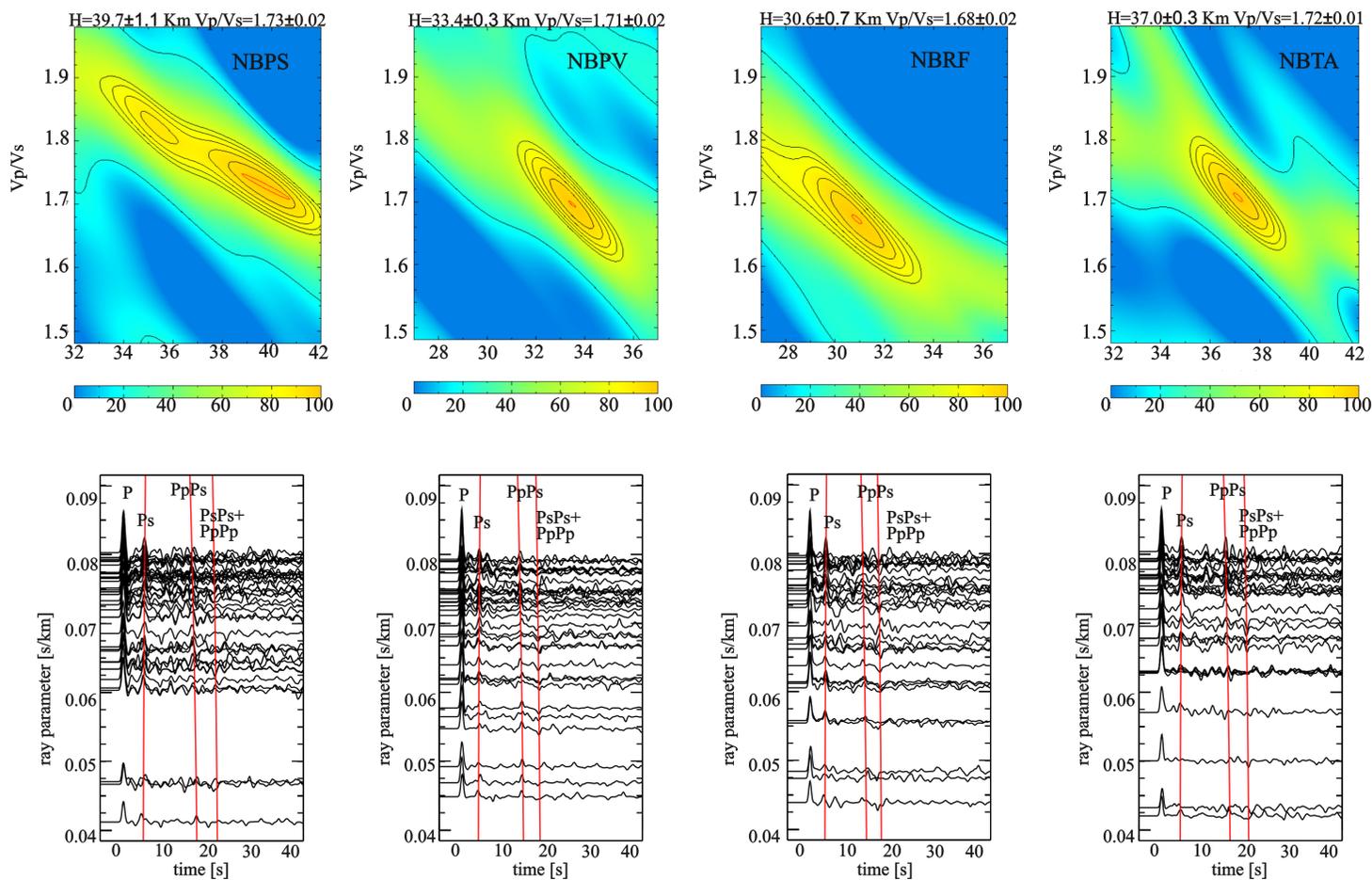


Figura B.12: Painel H- κ Stacking e empilhamento das funções do receptor ordenadas pelo backazimute para as estações NBPS, NBPV, NBRF e NBTA pertencentes à rede RSISNE.

Apêndice C

Figuras tomográficas

As figuras a seguir são os resultados correspondentes à tomografia de dispersão de ondas de superfície, para estimativas de curvas de dispersão regionalizadas utilizadas no procedimento de inversão conjunta (descrita no capítulo 3), estudada neste trabalho e publicadas no artigo 2 (capítulo 6 desta referida tese). As curvas de dispersões médias obtidas a partir desta tomografia estão plotadas nas figuras do apêndice D, a seguir.

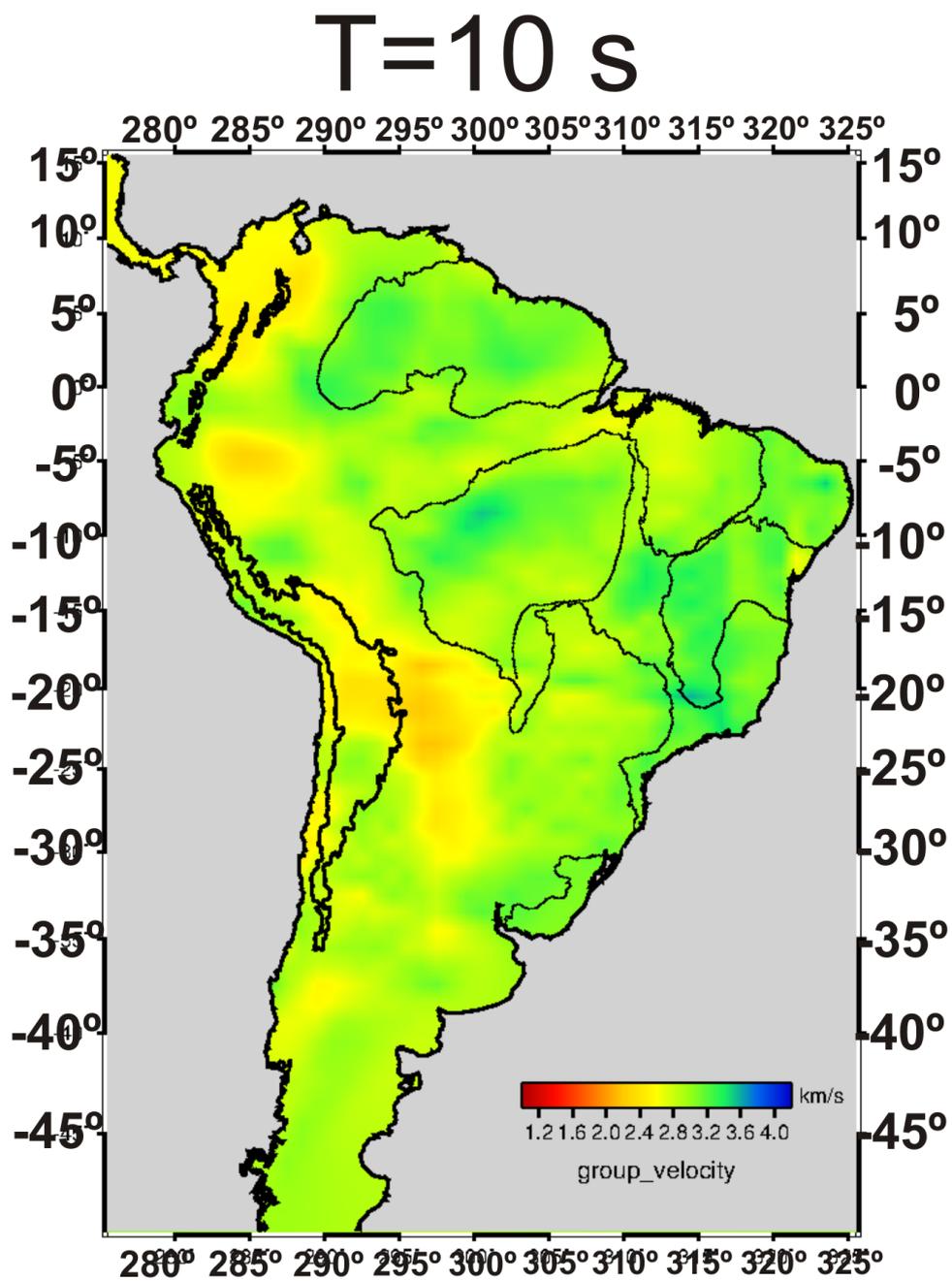


Figura C.1: Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 10s.

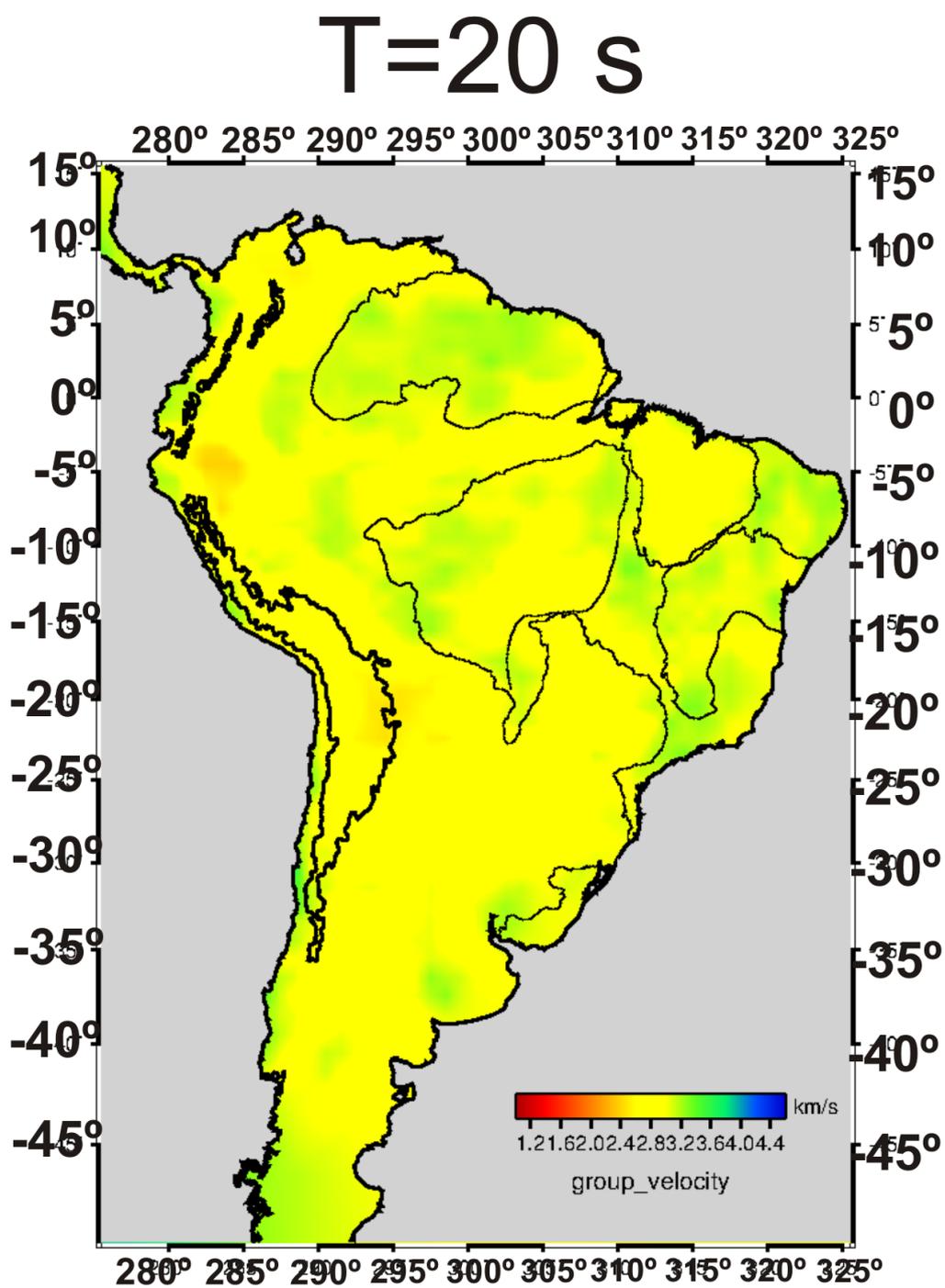


Figura C.2: Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 20s.

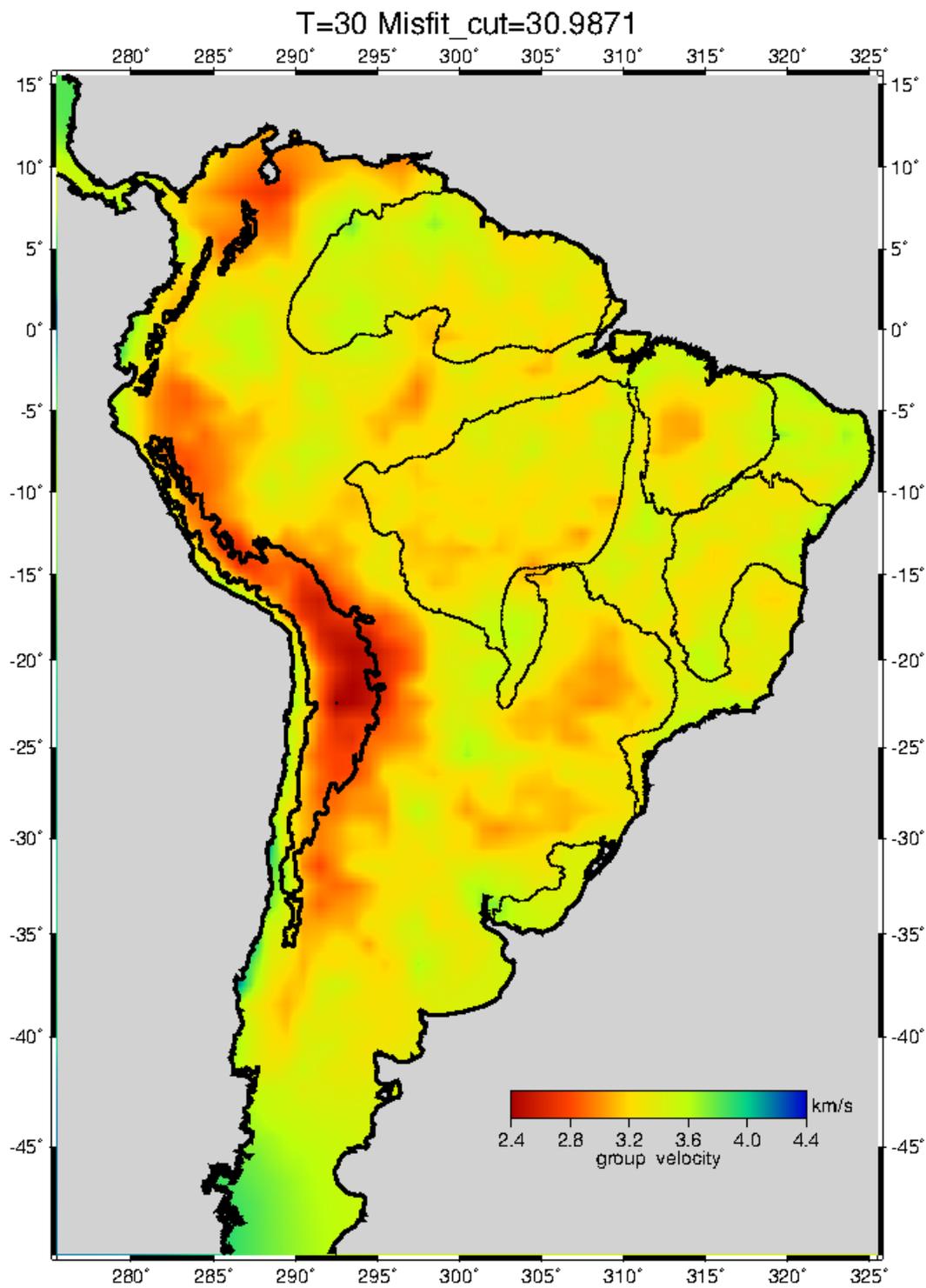


Figura C.3: Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 30s.

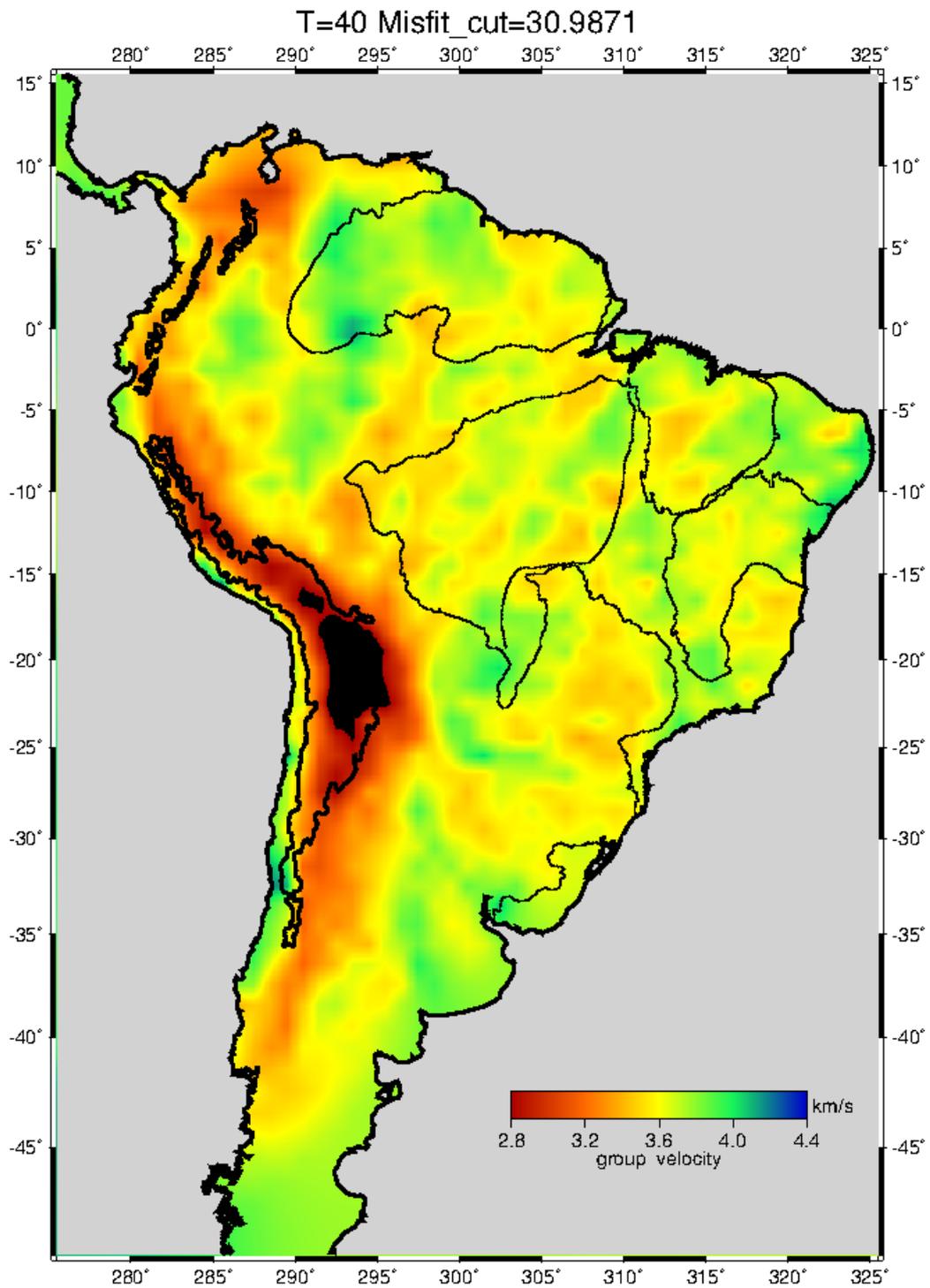


Figura C.4: Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 40s.

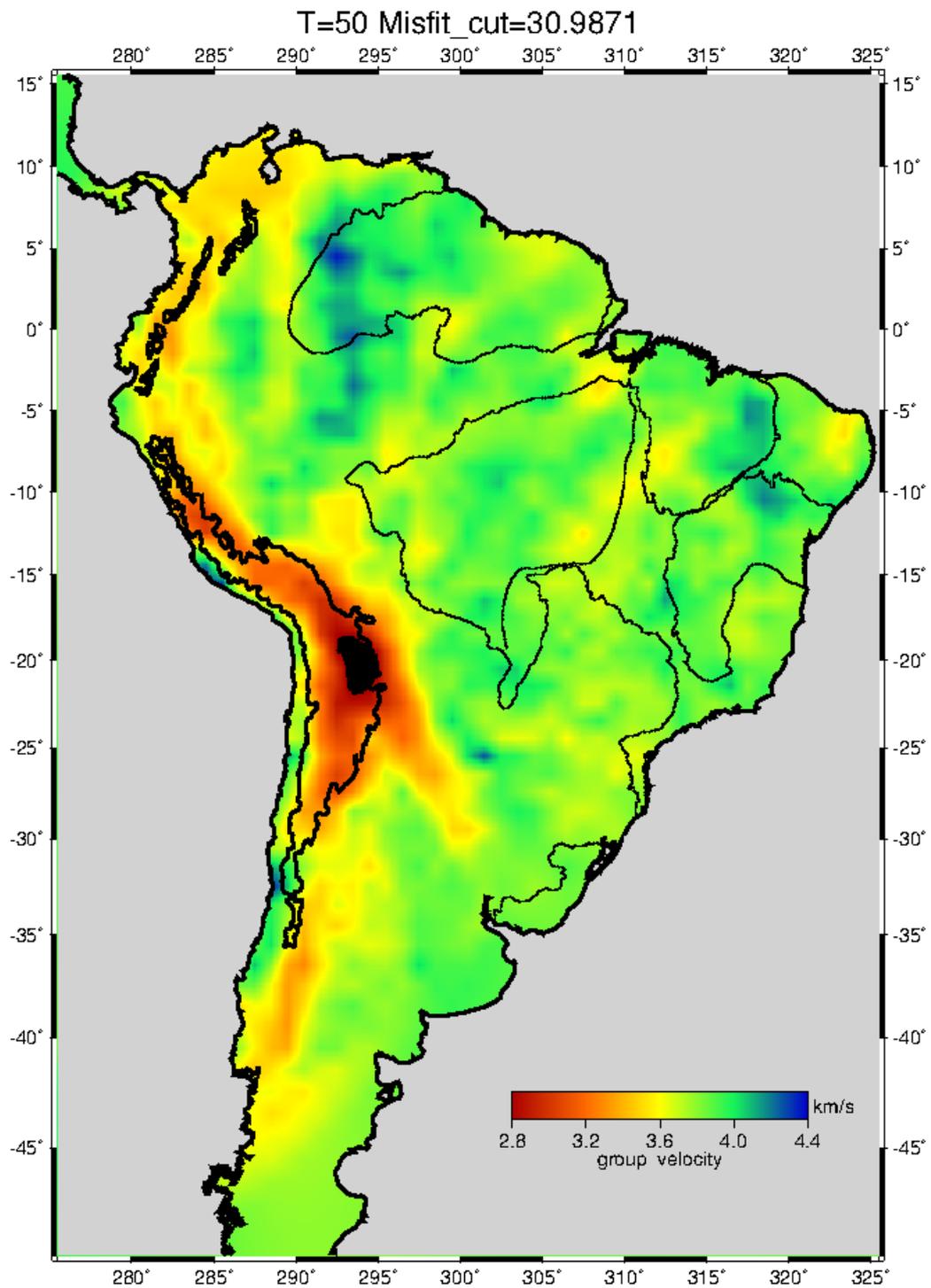


Figura C.5: Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 50s.

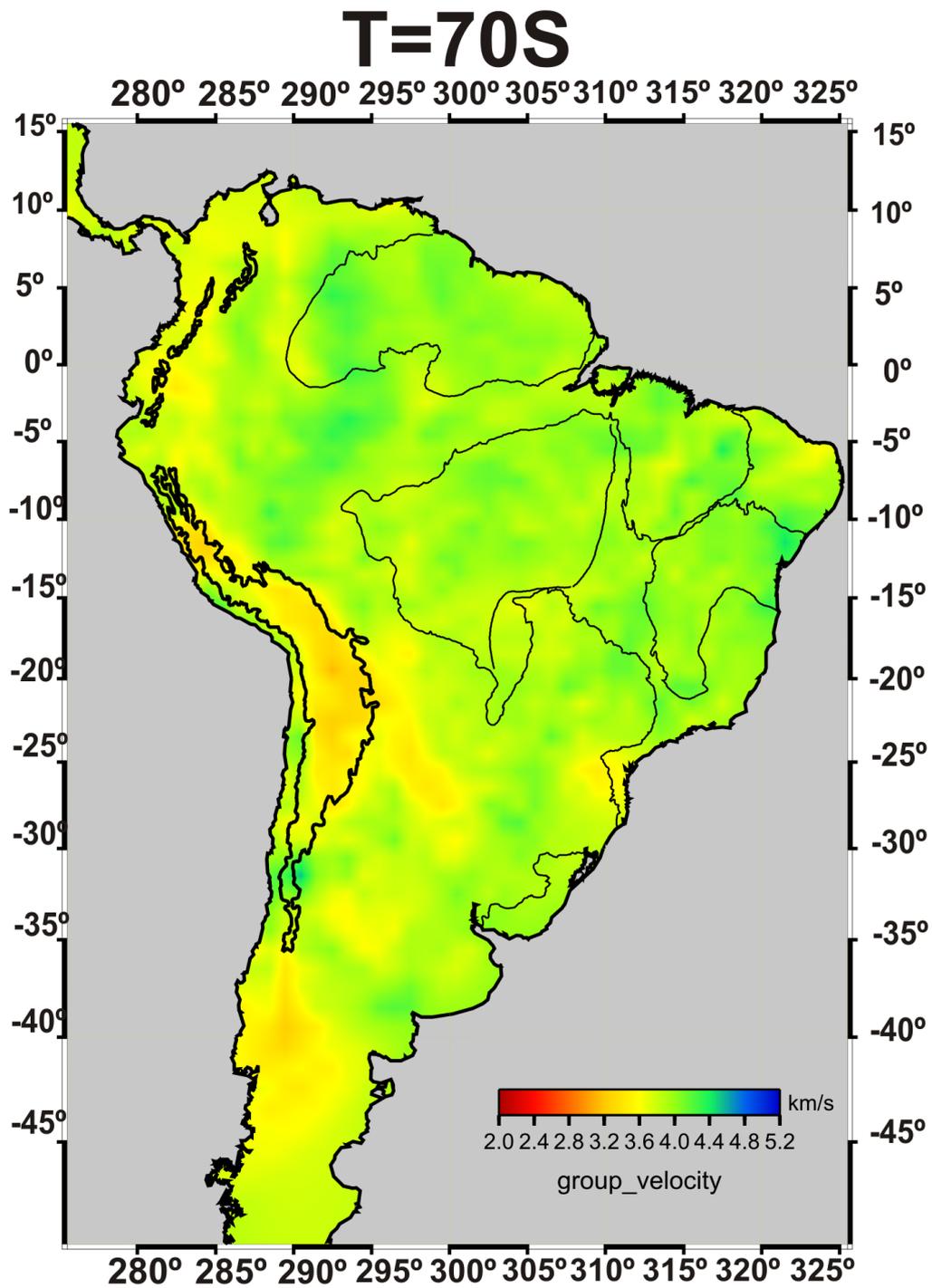


Figura C.6: Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 70s.

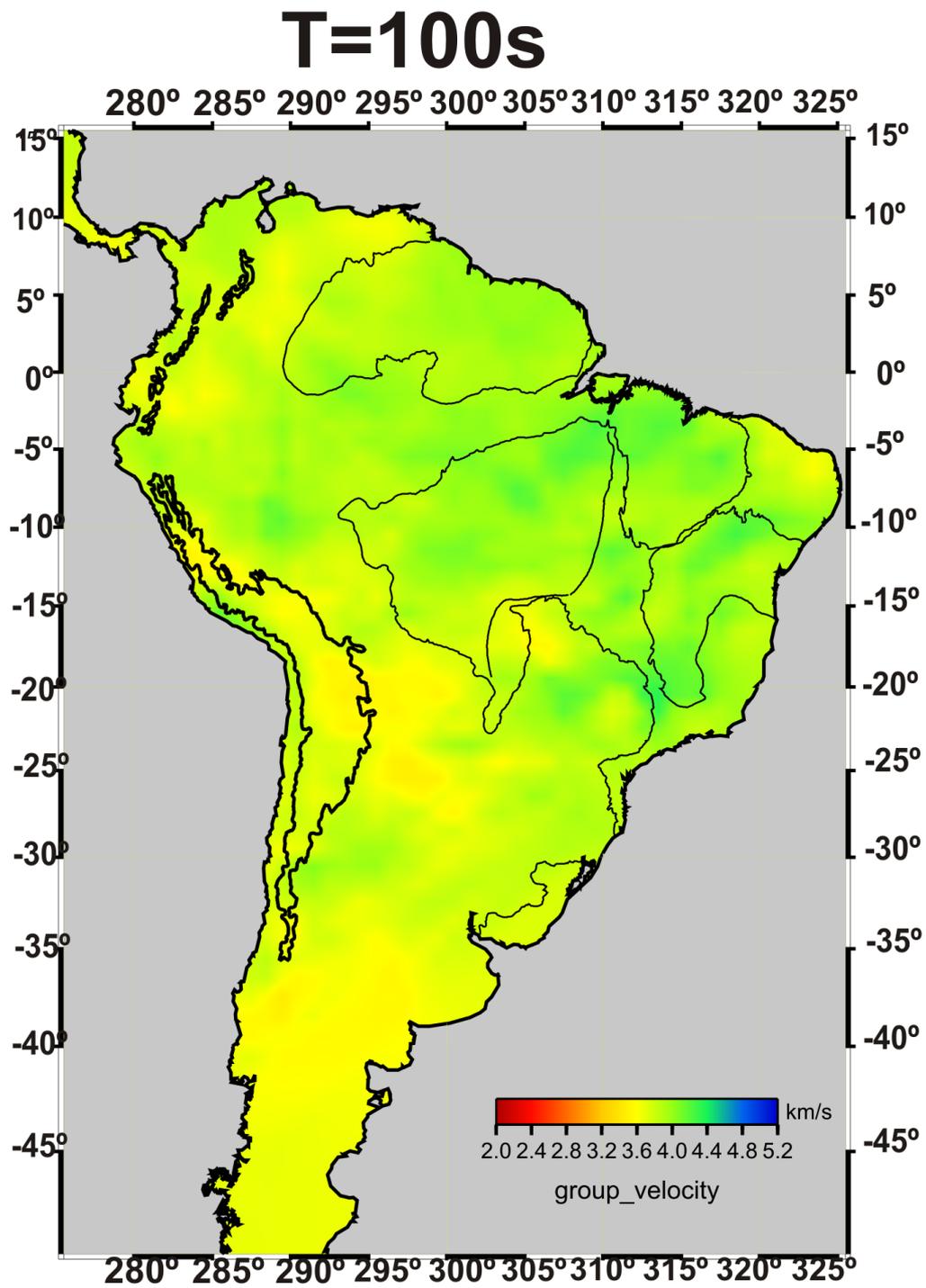


Figura C.7: Imagem tomográfica da América do Sul para o período de 100s.

Apêndice D

Perfis da inversão conjunta

As figuras a seguir são os resultados correspondentes à inversão conjunta de funções do receptor e curva de dispersão de ondas de superfície, para estimativas de perfis de velocidade de onda S com a profundidade (descrita no capítulo 3), estudada neste trabalho e publicadas no artigo 2 (capítulo 6 desta Tese). As figuras são compostas pelas funções do receptor médias, curva de dispersão regionalizada para cada estação e perfil final para cada estação utilizada neste trabalho. A seta verde, corresponde à espessura crustal estimada como sendo a primeira camada com velocidade acima de 4.3 km/s.

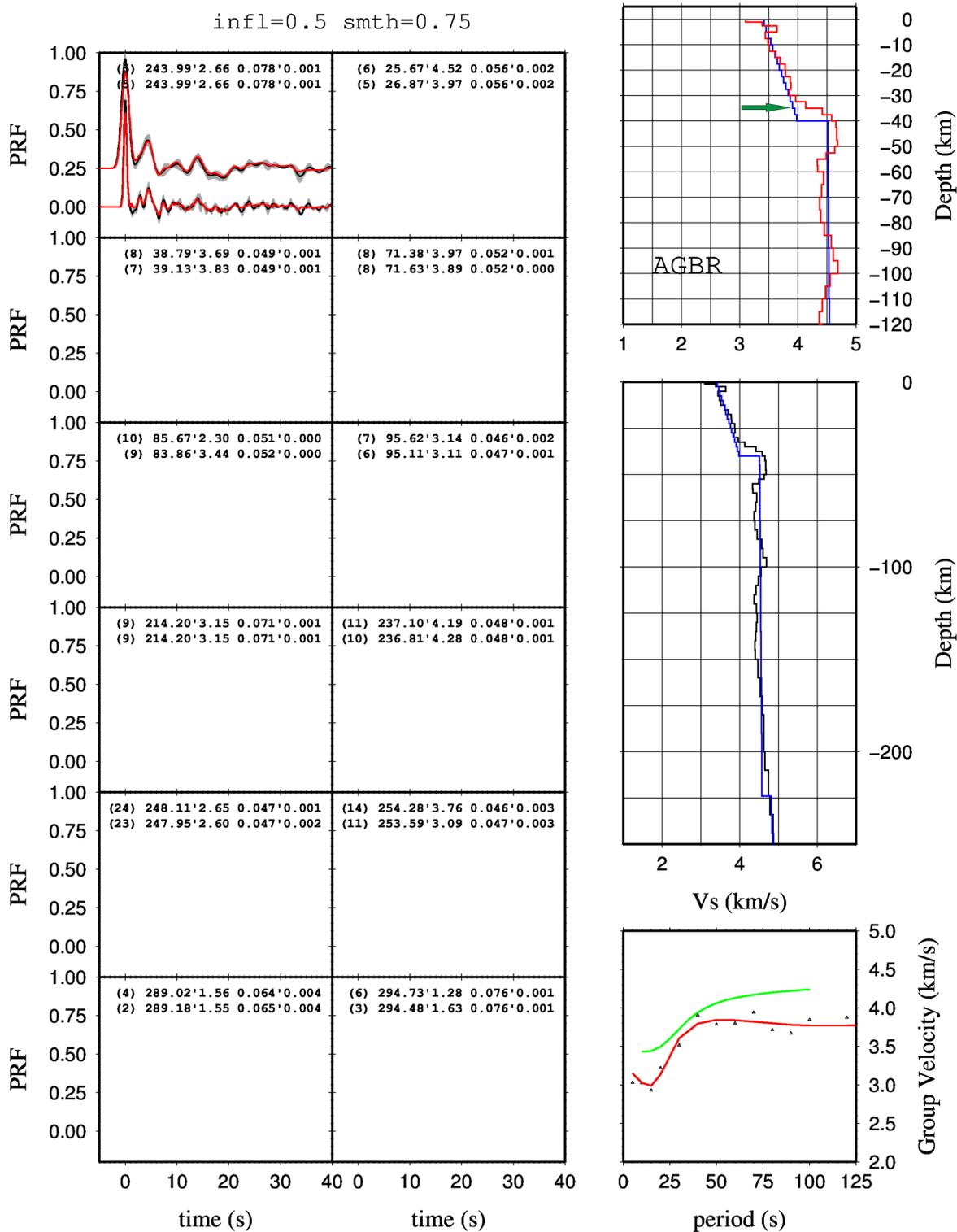


Figura D.1: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação AGBR. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

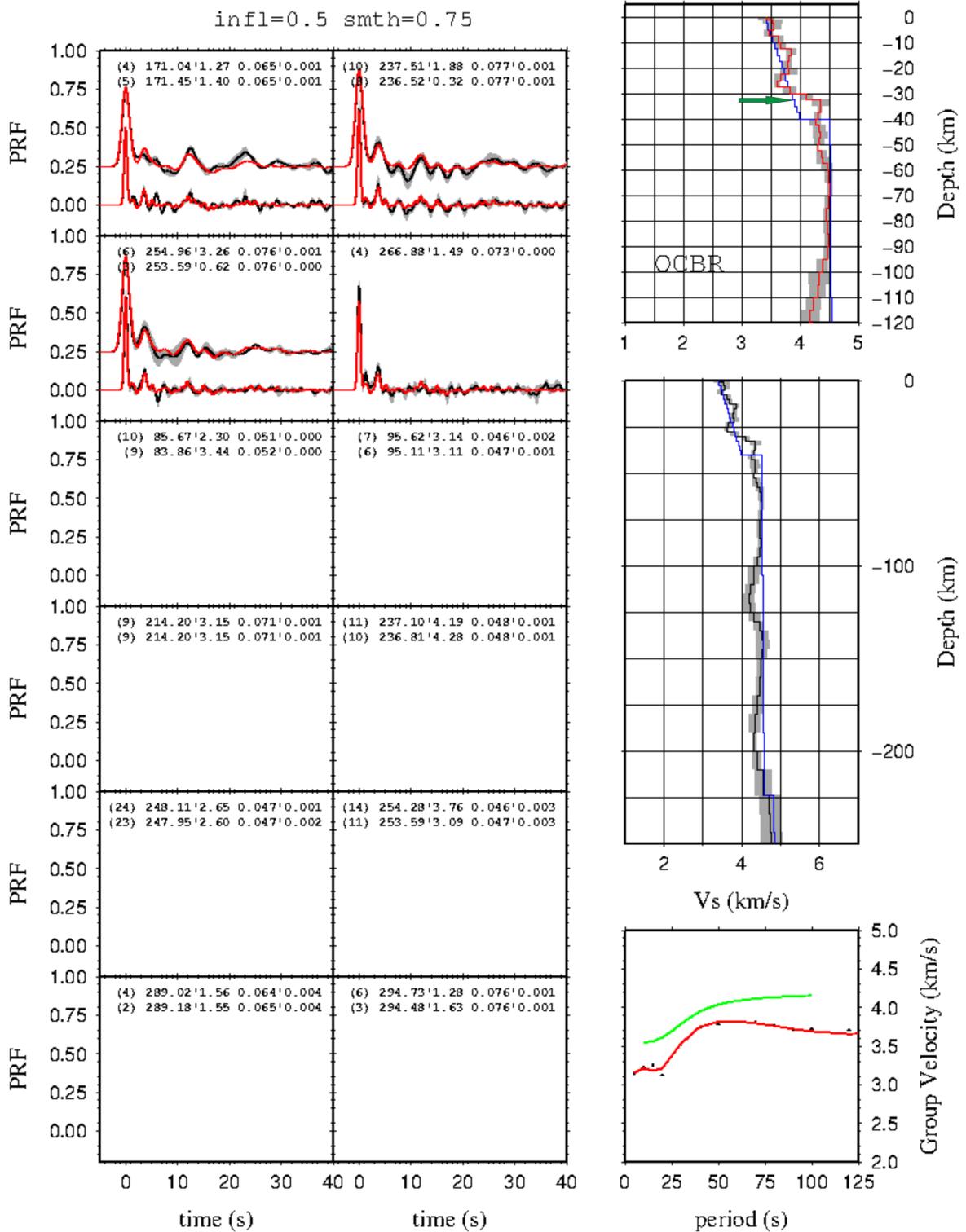


Figura D.2: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação OCBR. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

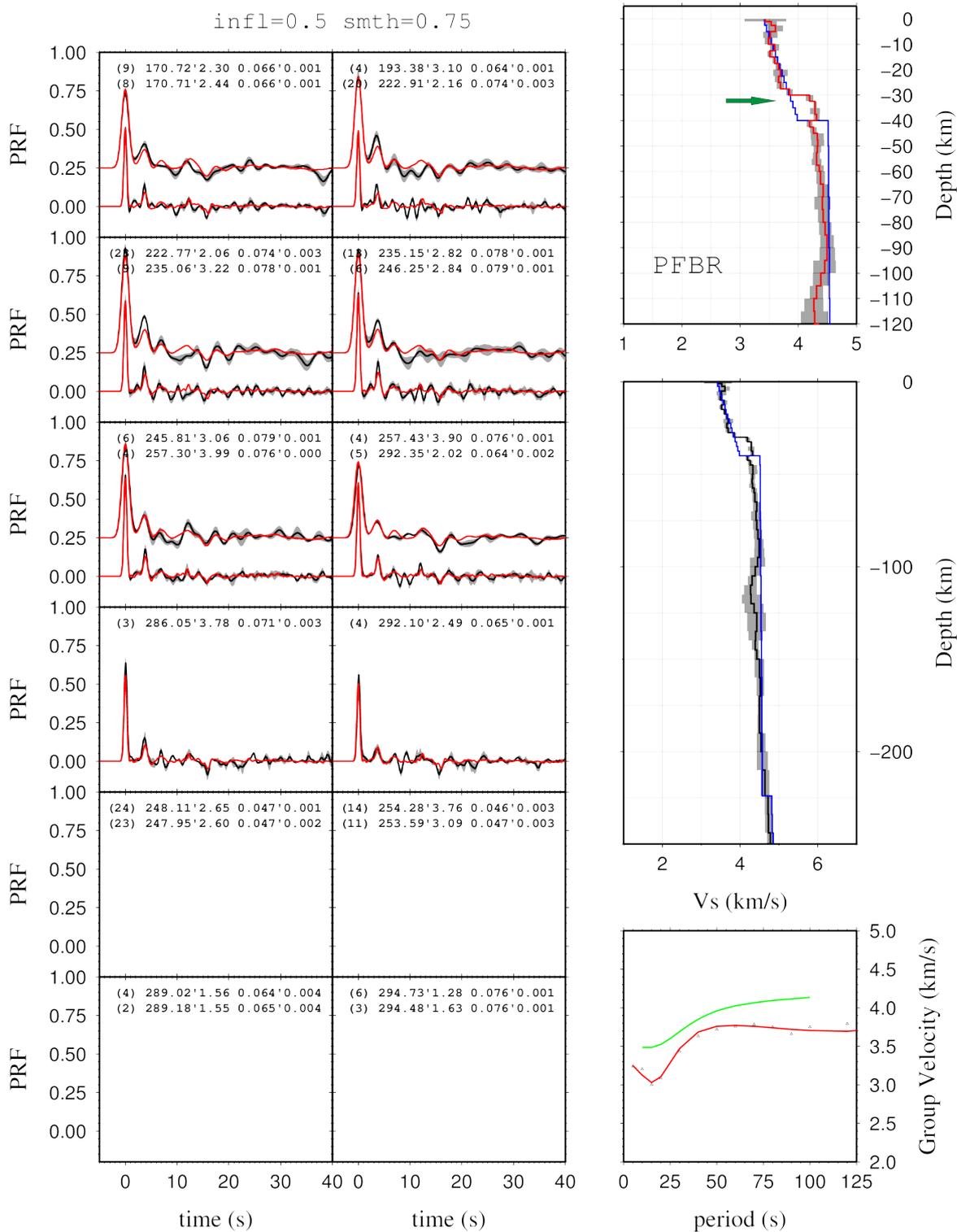


Figura D.3: Paineis da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PFBR. O painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, o painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. A seta verde indica a espessura crustal.

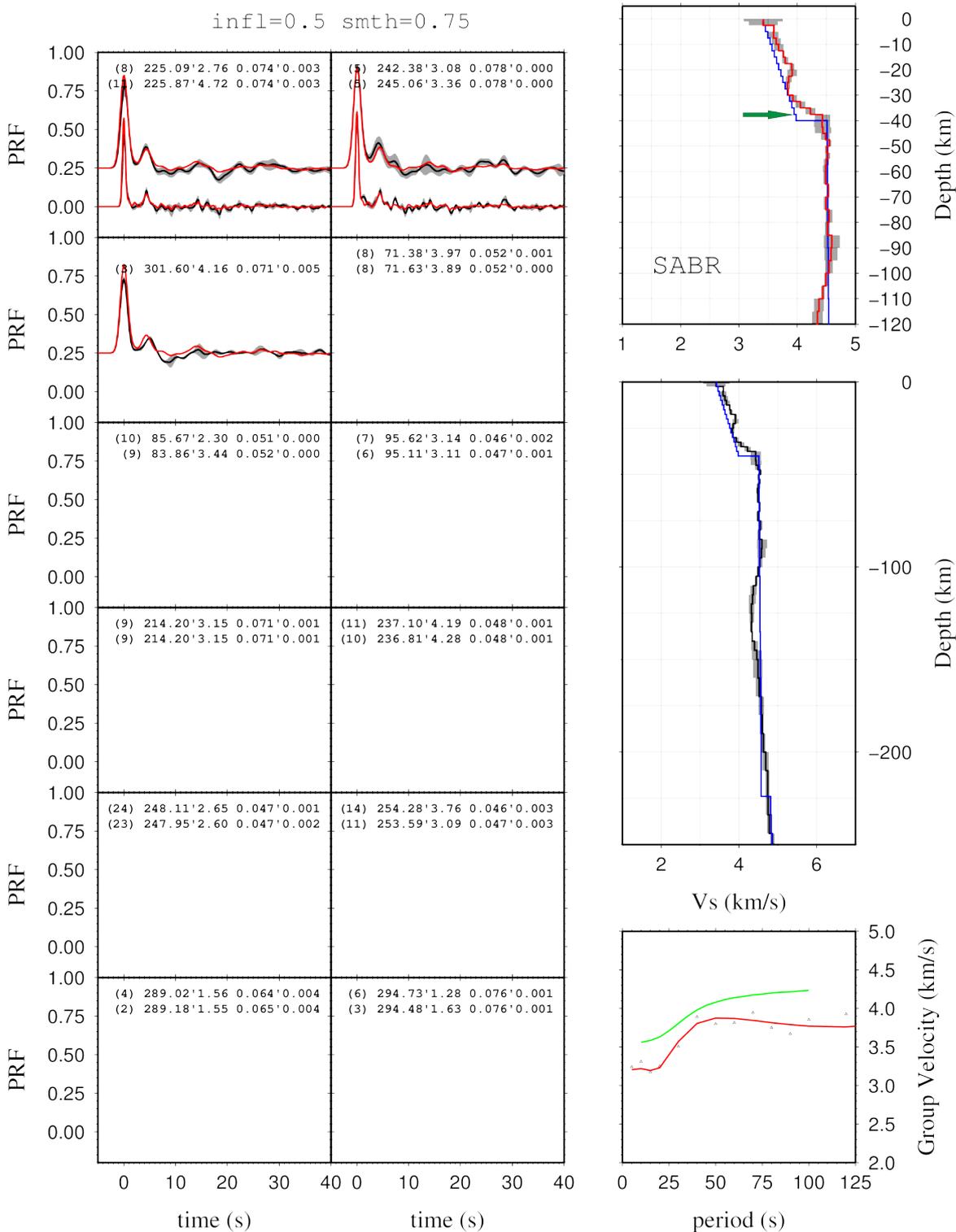


Figura D.4: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação SABR. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

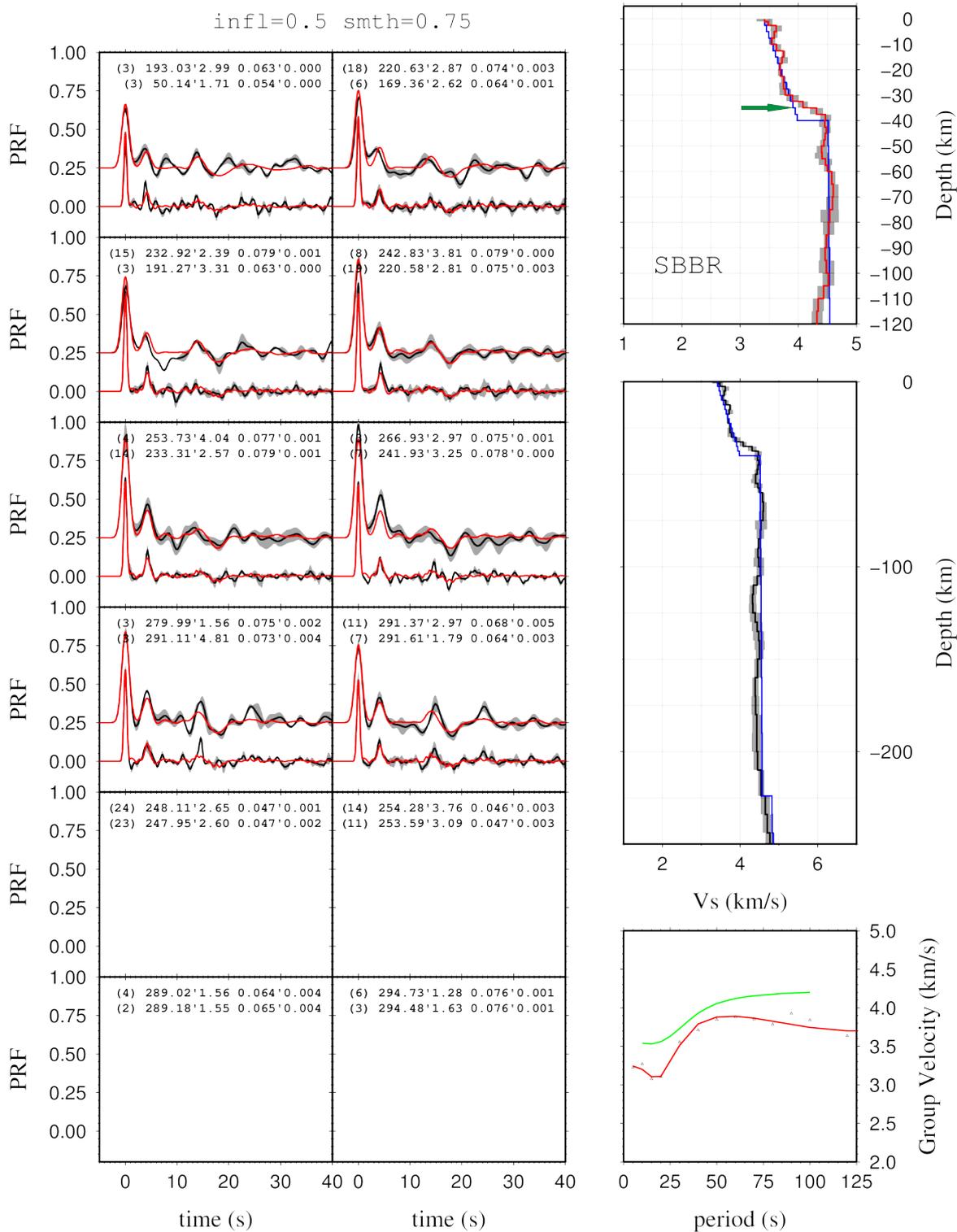


Figura D.5: Paineis da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação SBBR. Paineis da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

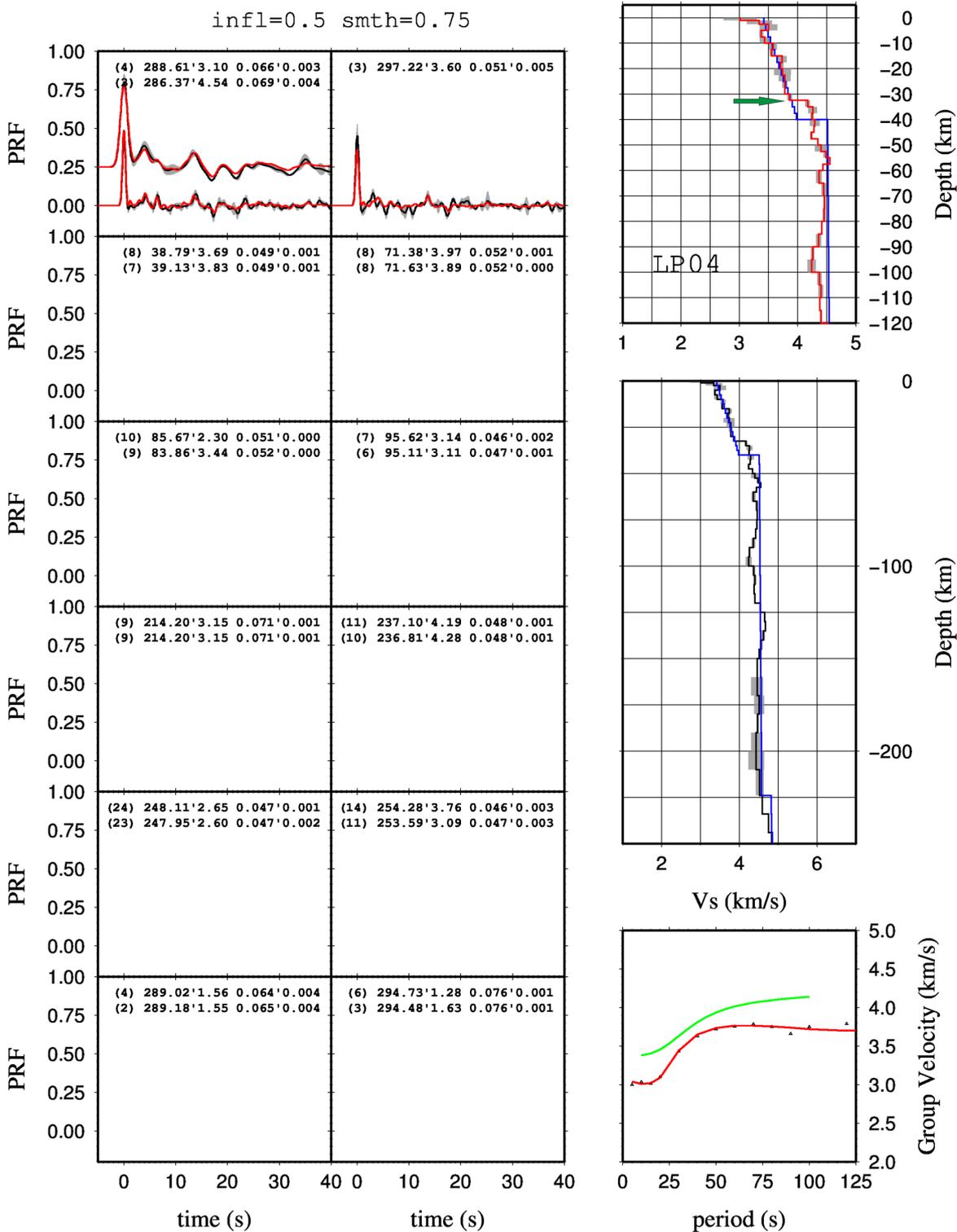


Figura D.7: Paineis da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação LP04. O painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, o painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. A seta verde indica a espessura crustal.

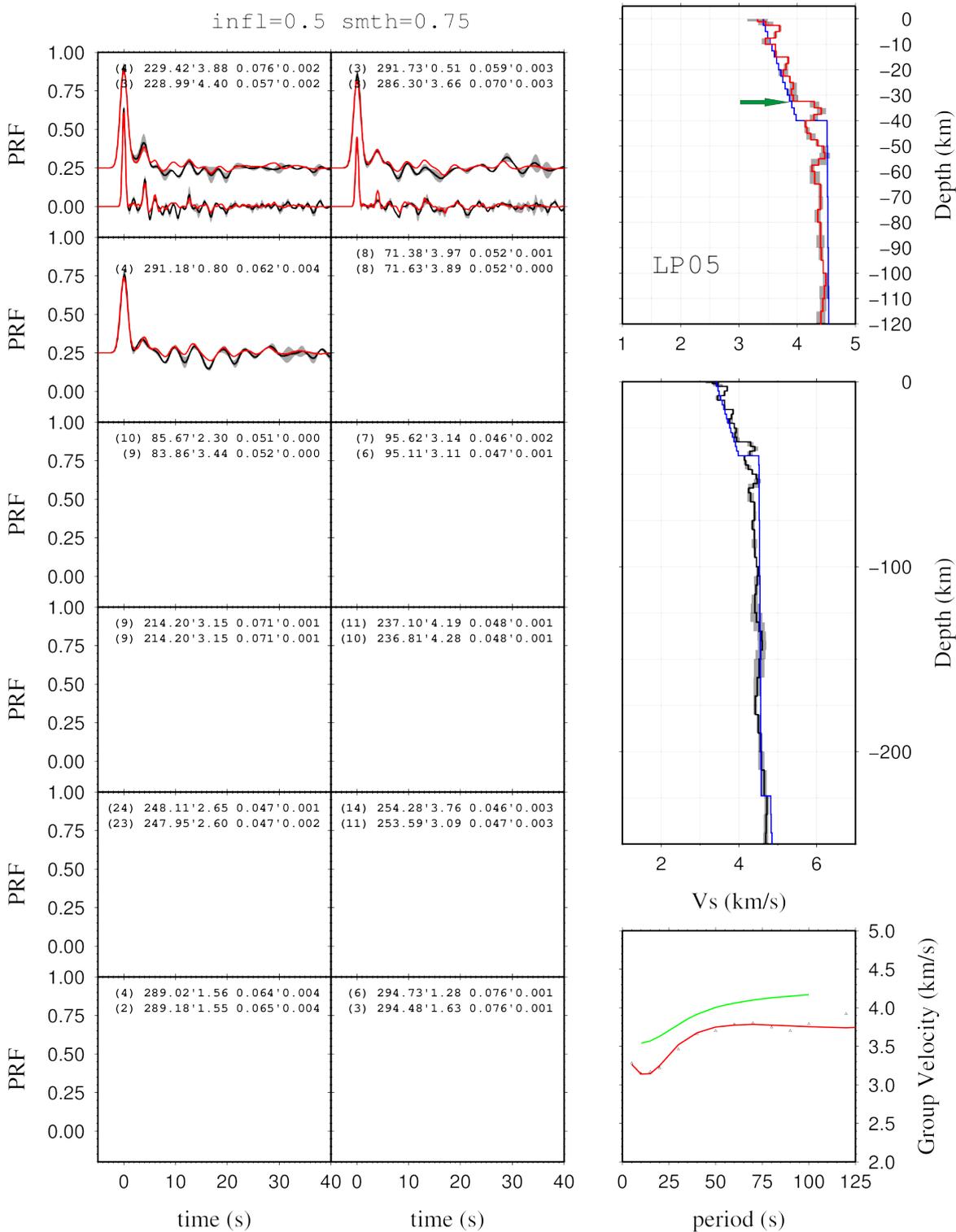


Figura D.8: Paineis da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação LP05. Paineis da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

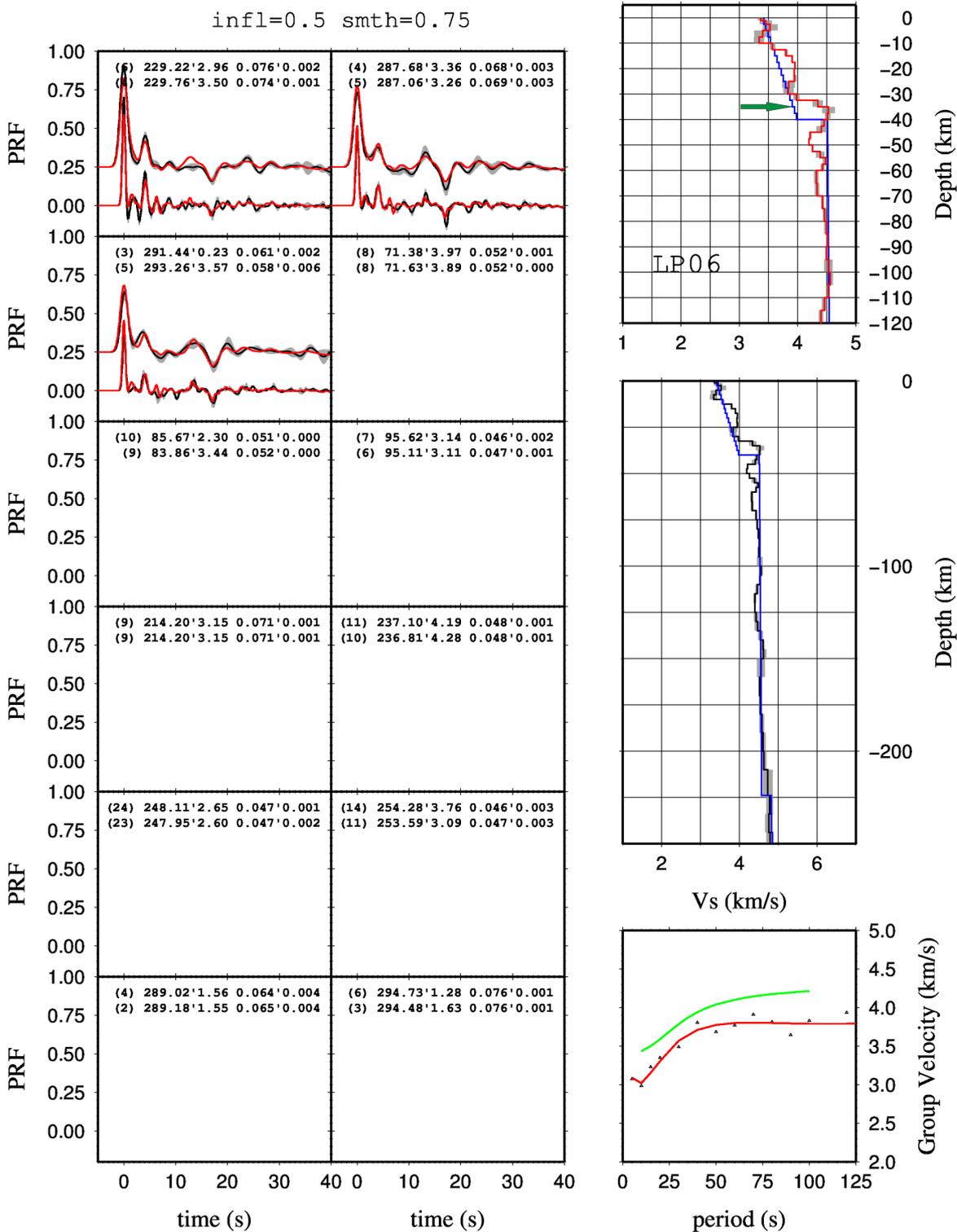


Figura D.9: Paineis da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação LP06. Paineis da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

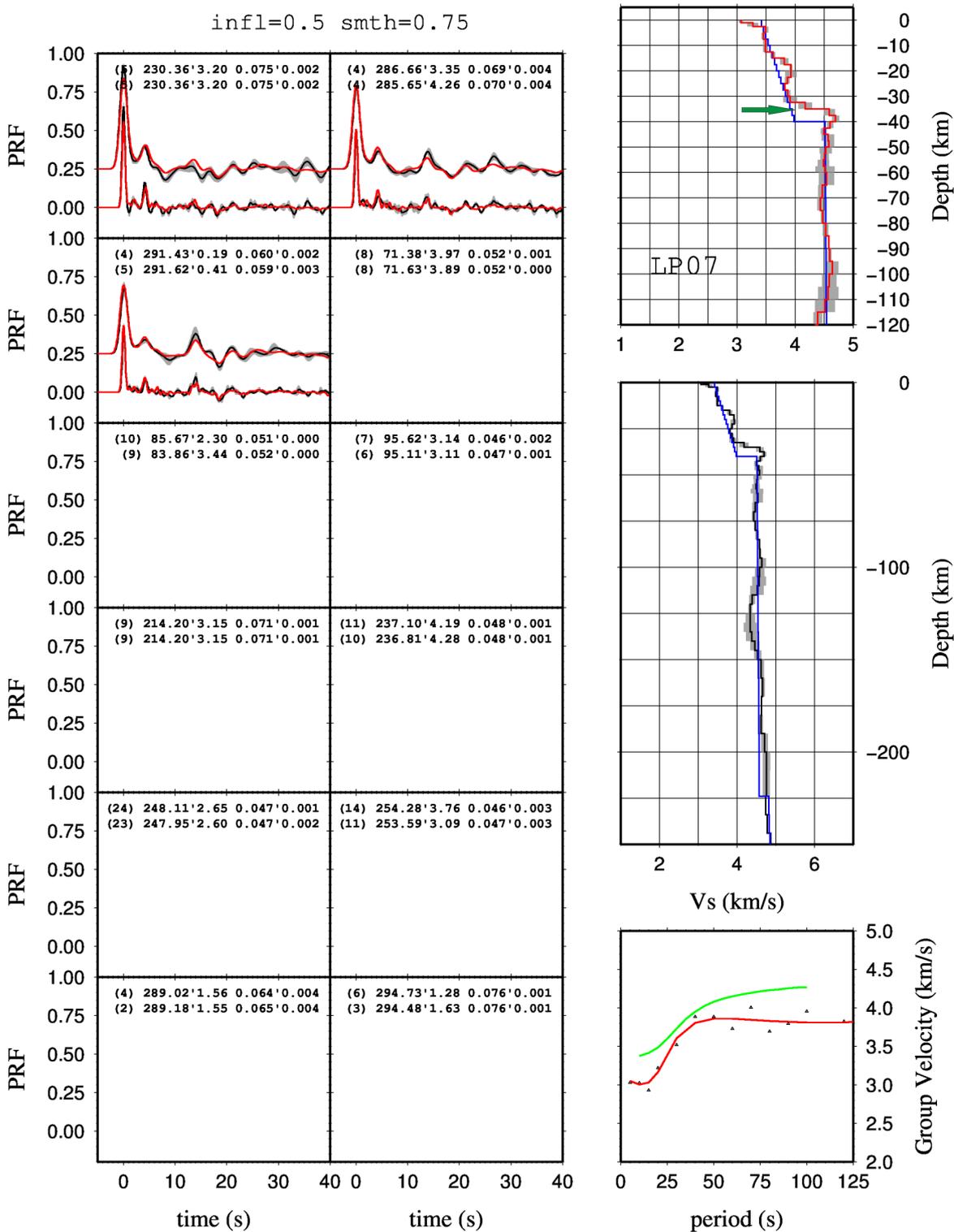


Figura D.10: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação LP07. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

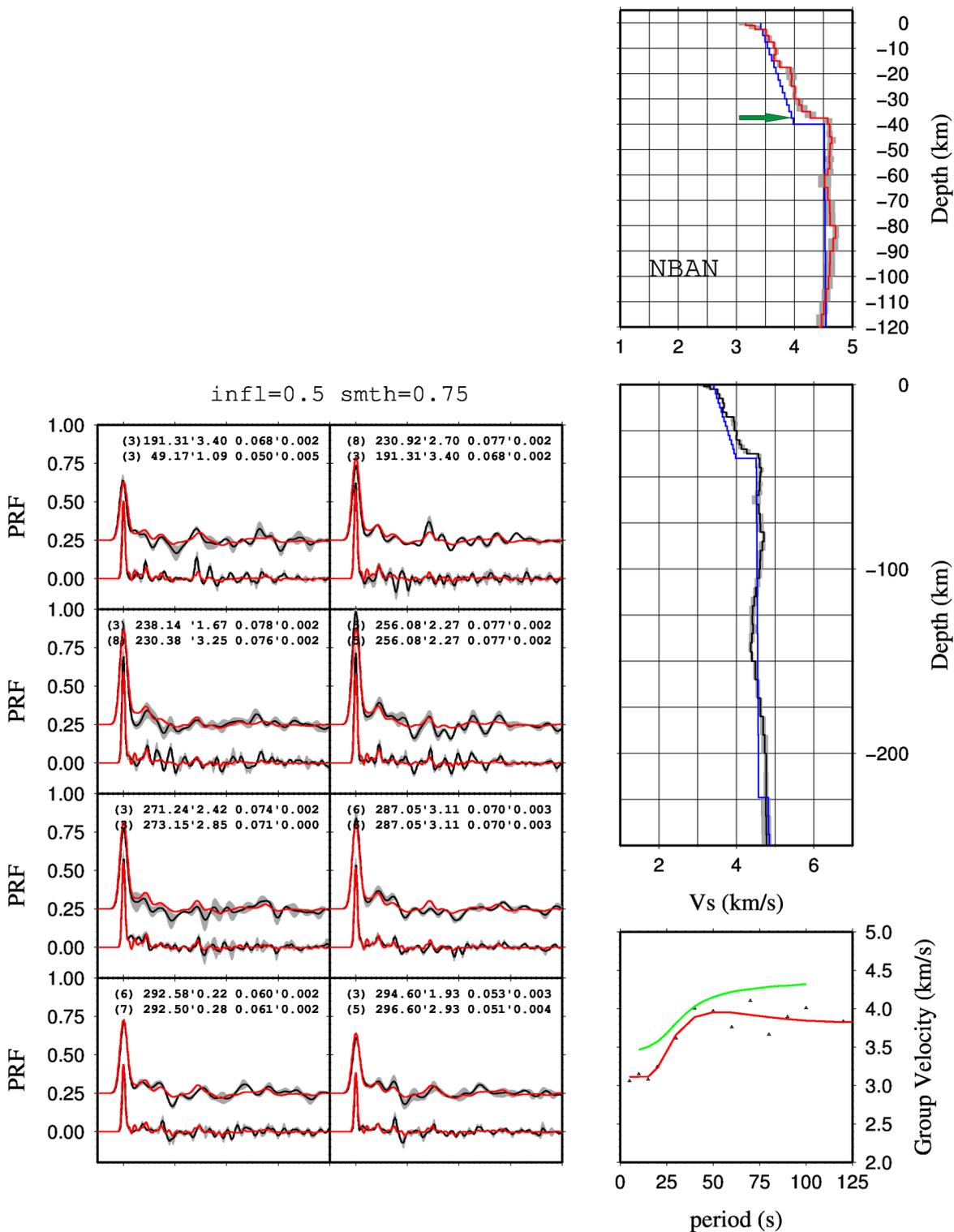


Figura D.11: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBAN. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

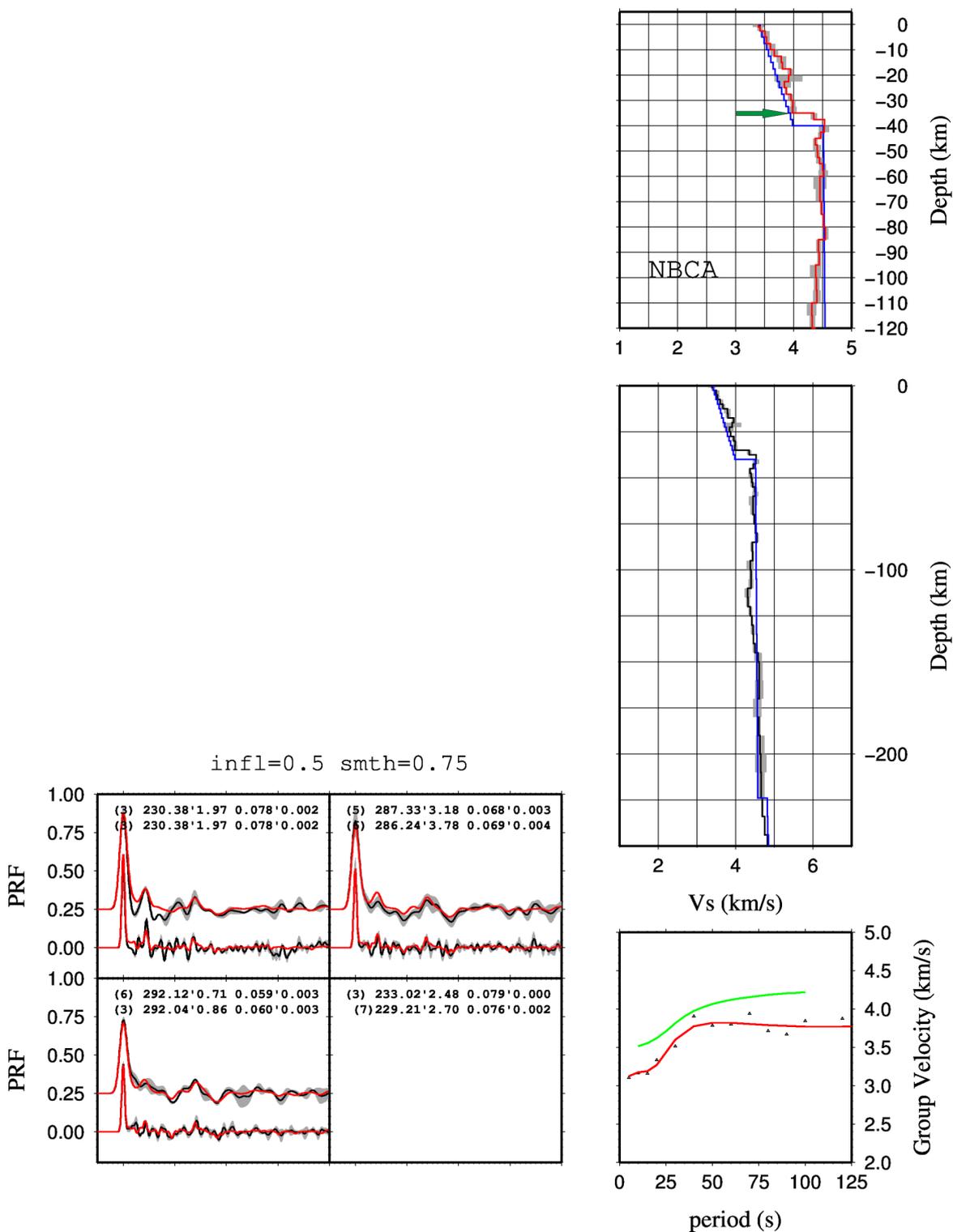


Figura D.12: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBCA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

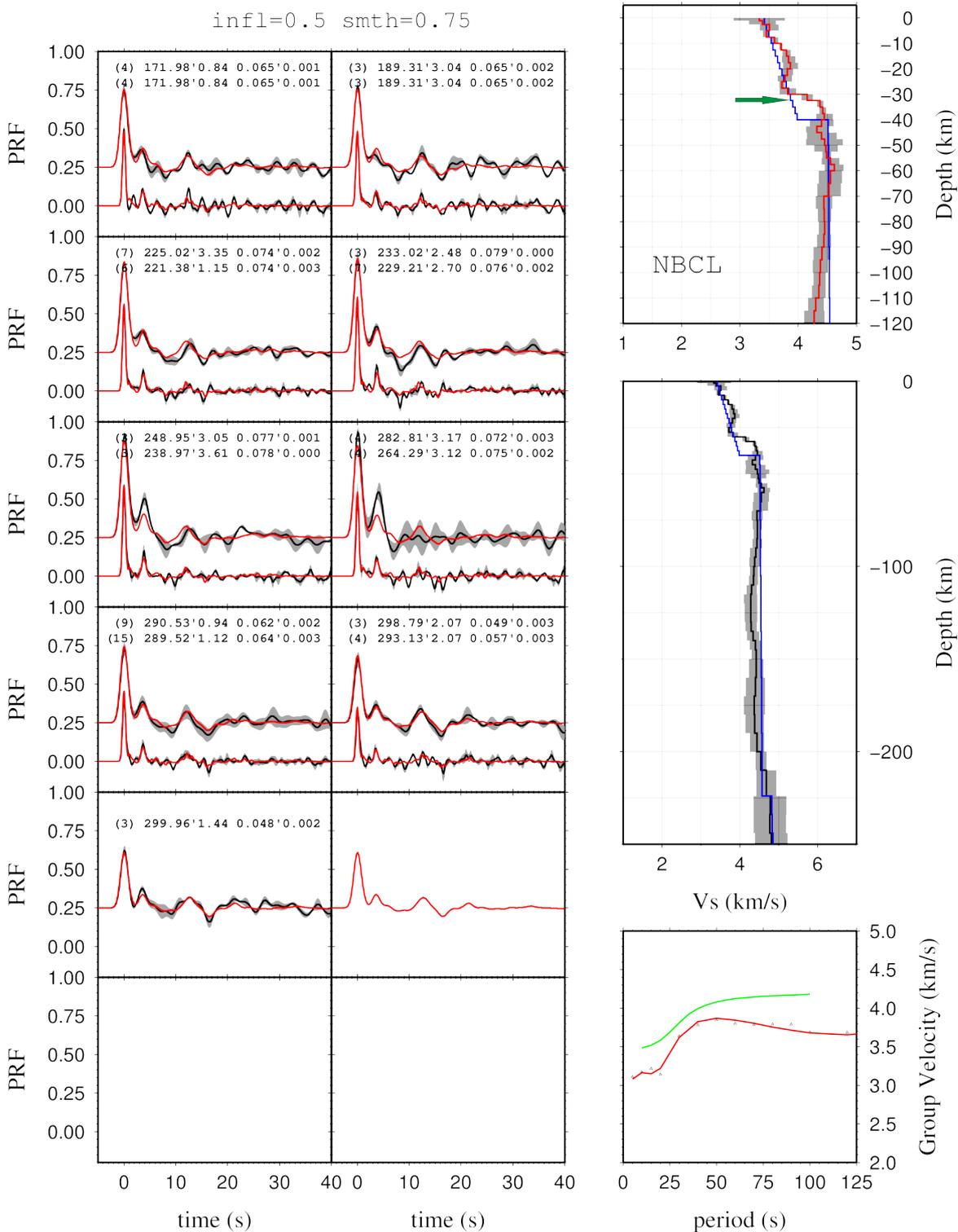


Figura D.13: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBCL. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

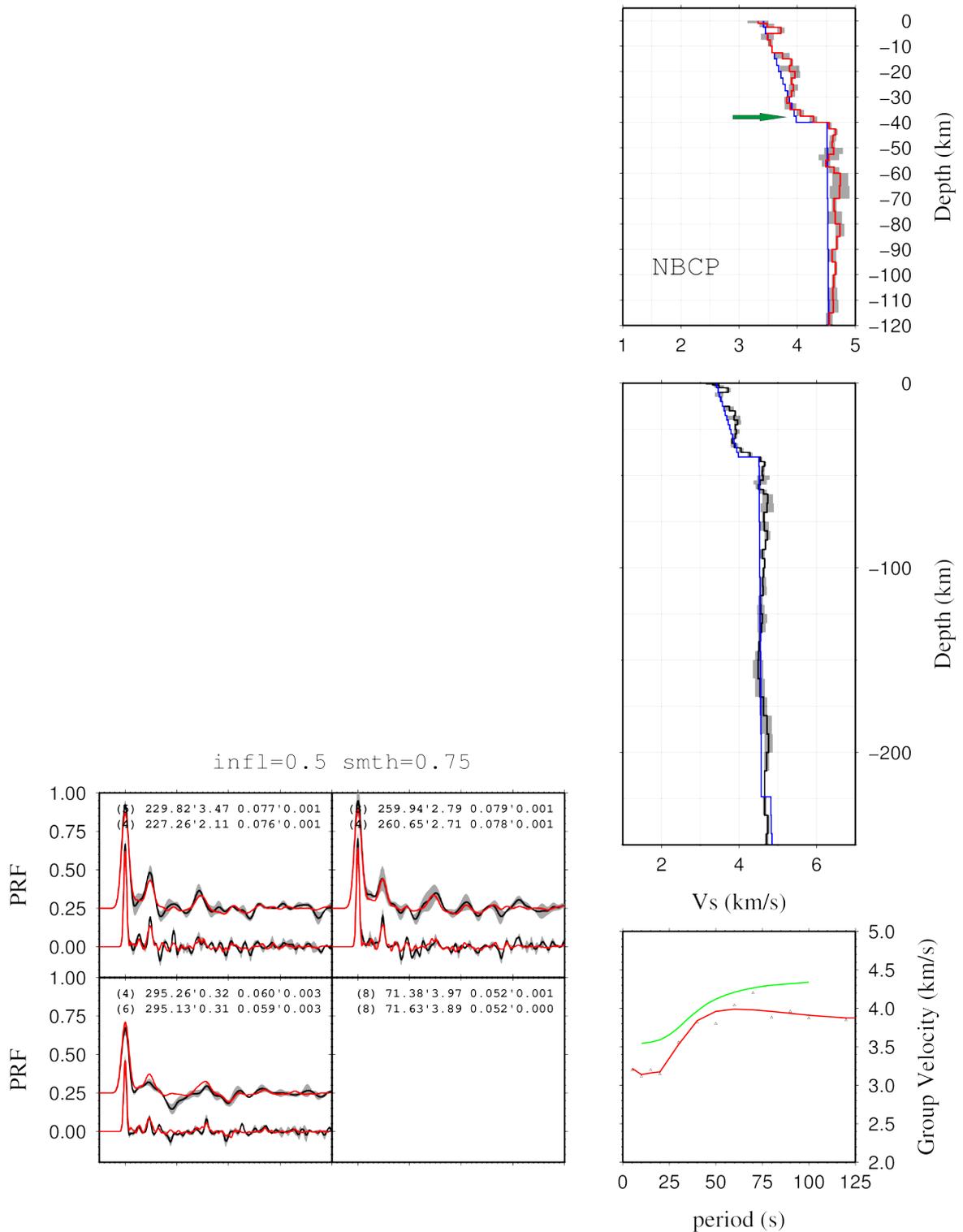


Figura D.14: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBCP. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

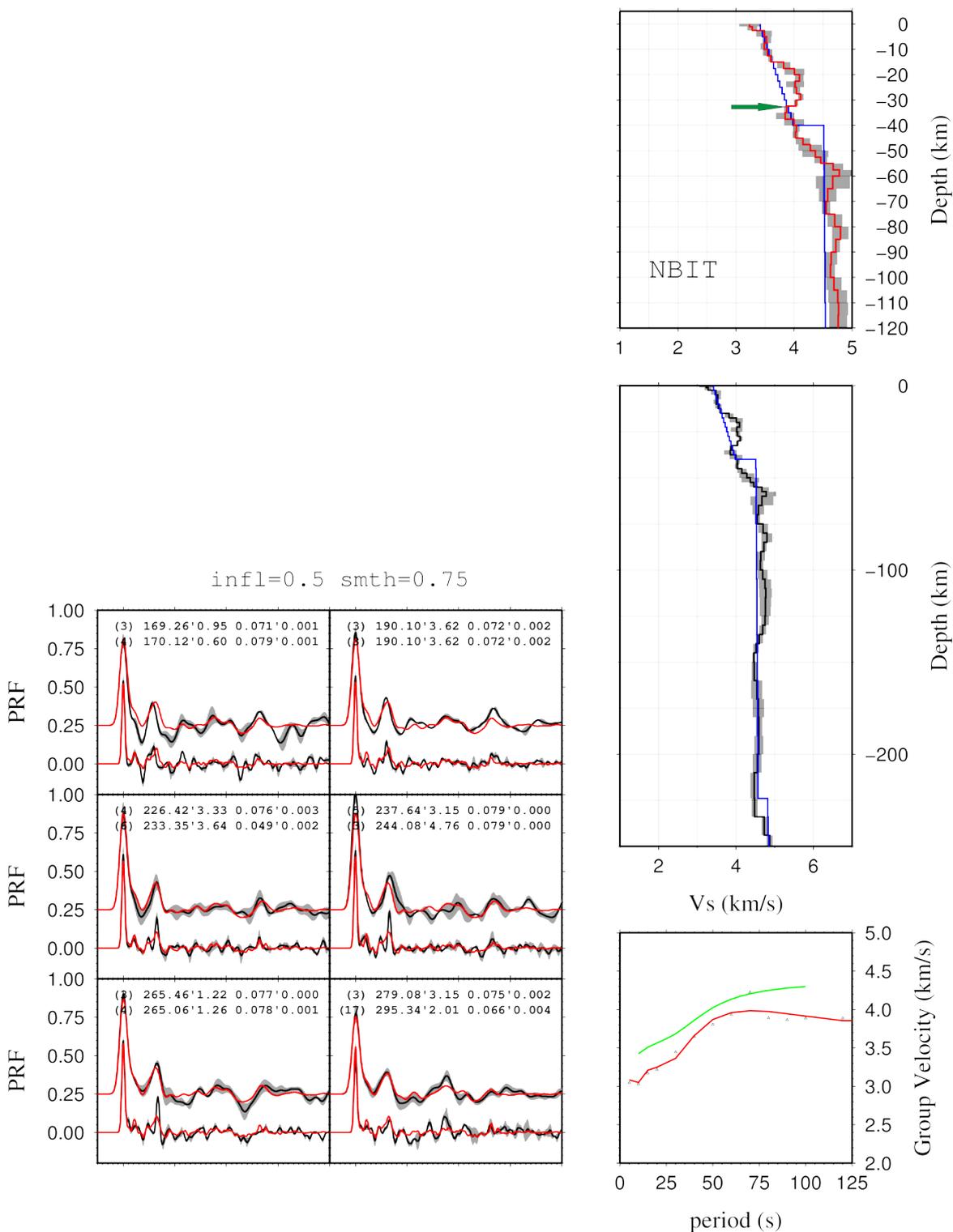


Figura D.15: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBIT. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

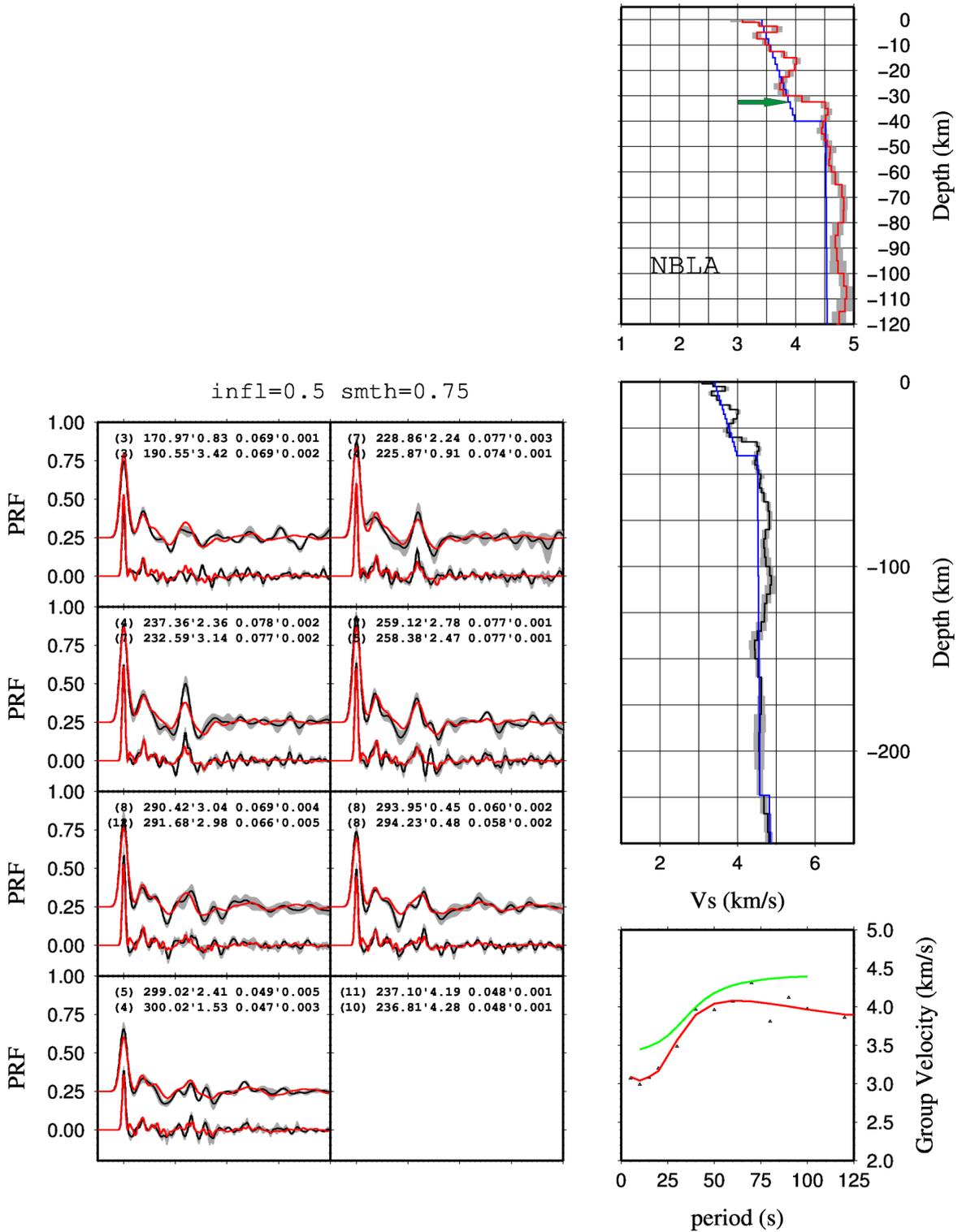


Figura D.16: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBLA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

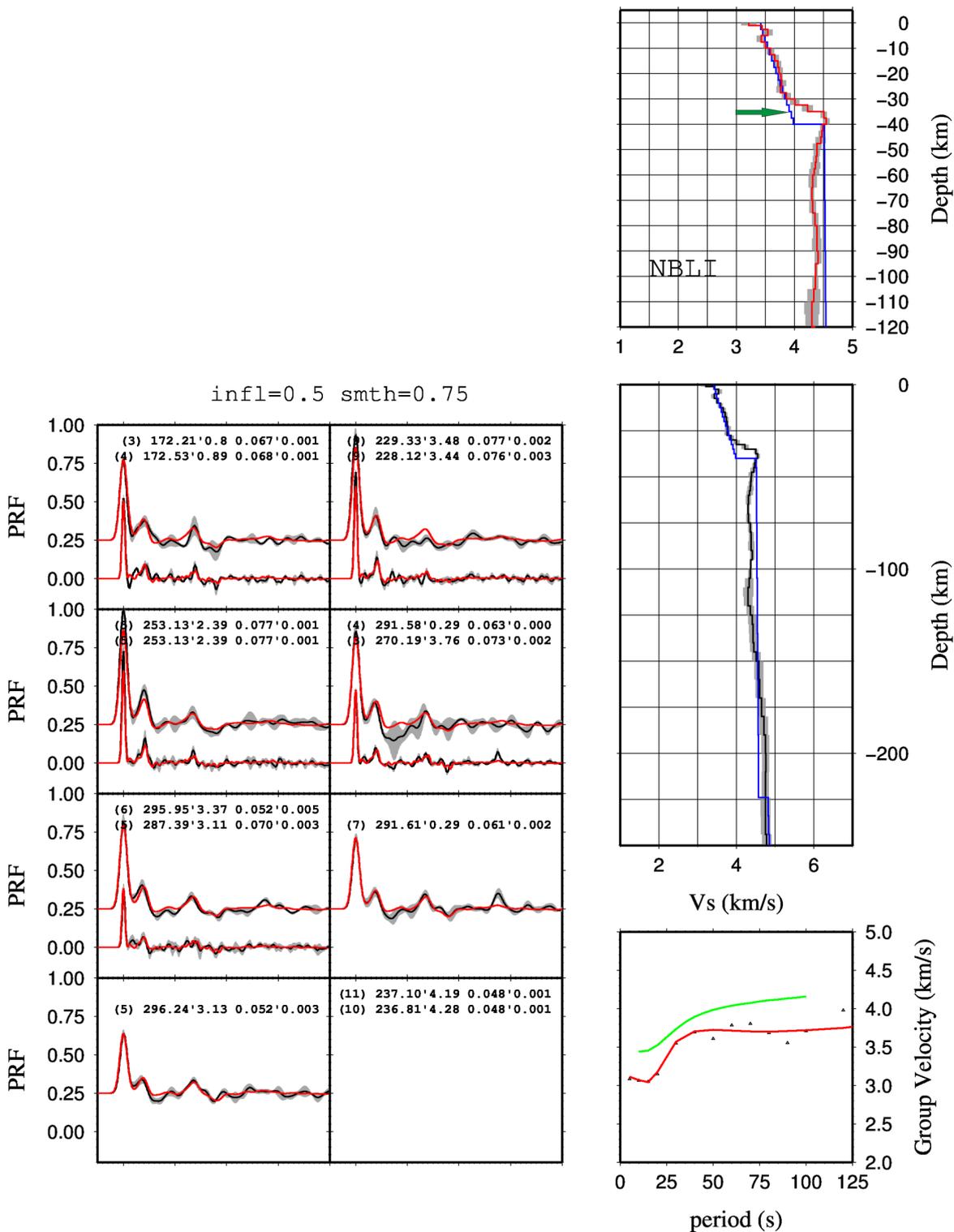


Figura D.17: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBLI. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

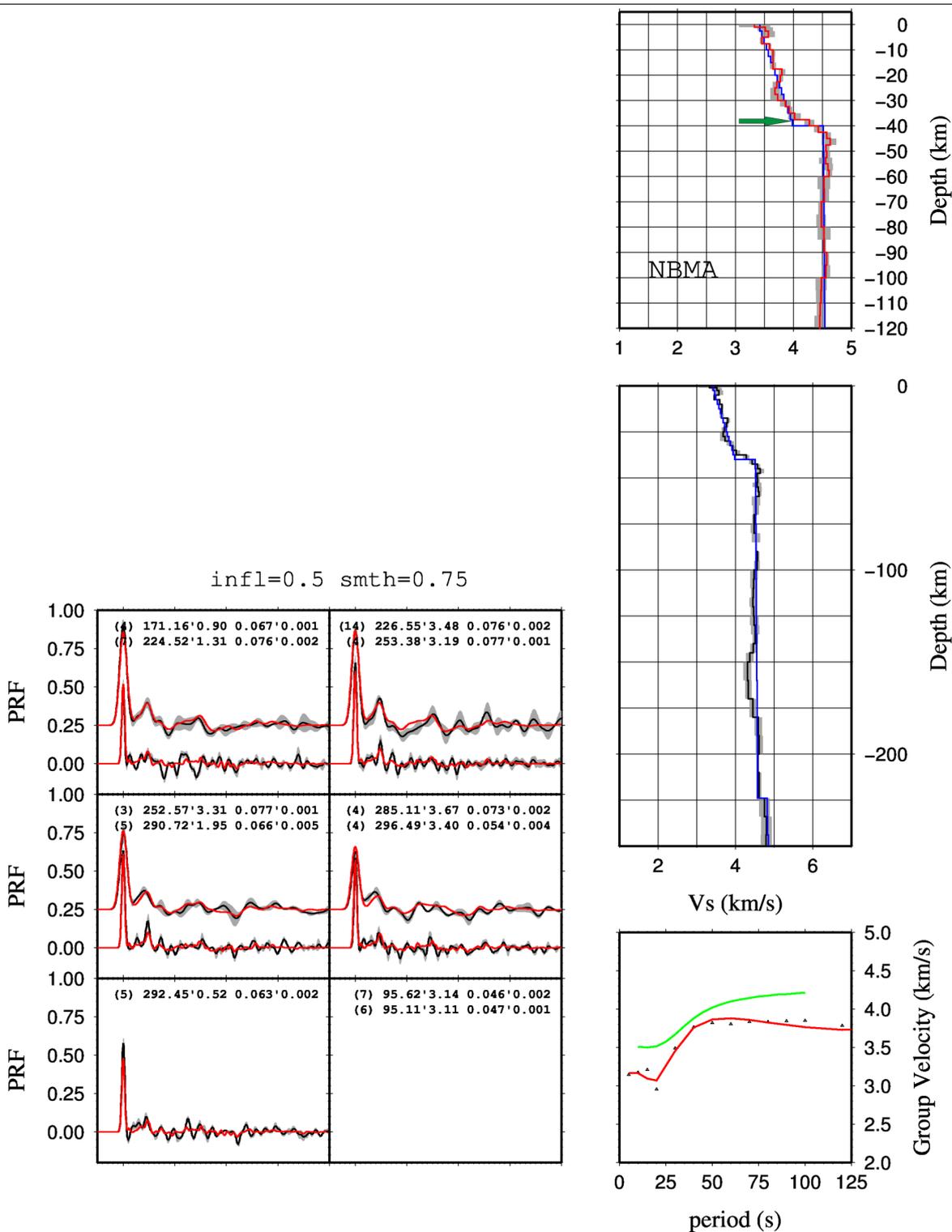


Figura D.18: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBMA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Sete verde indica a espessura crustal.

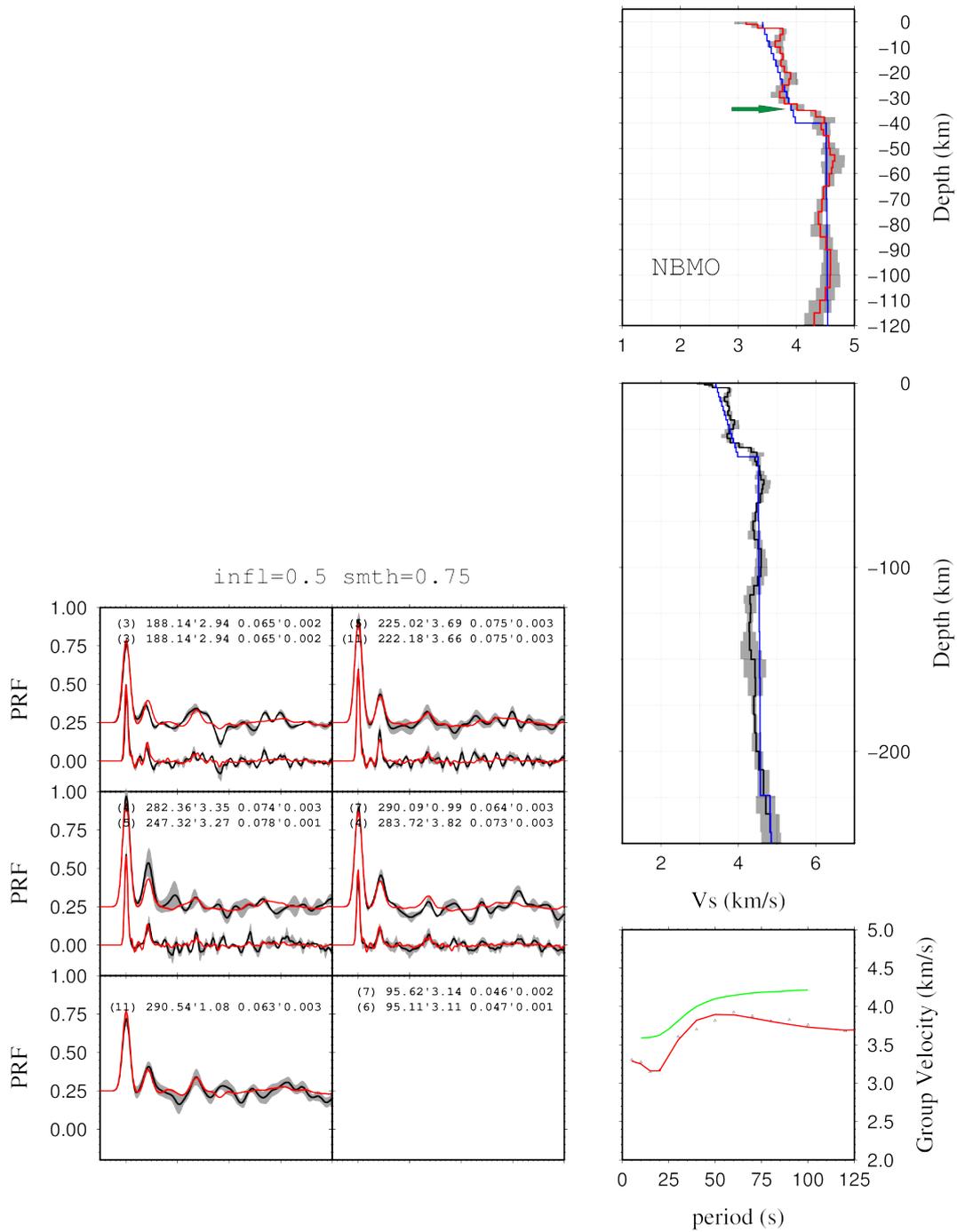


Figura D.19: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBM0. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

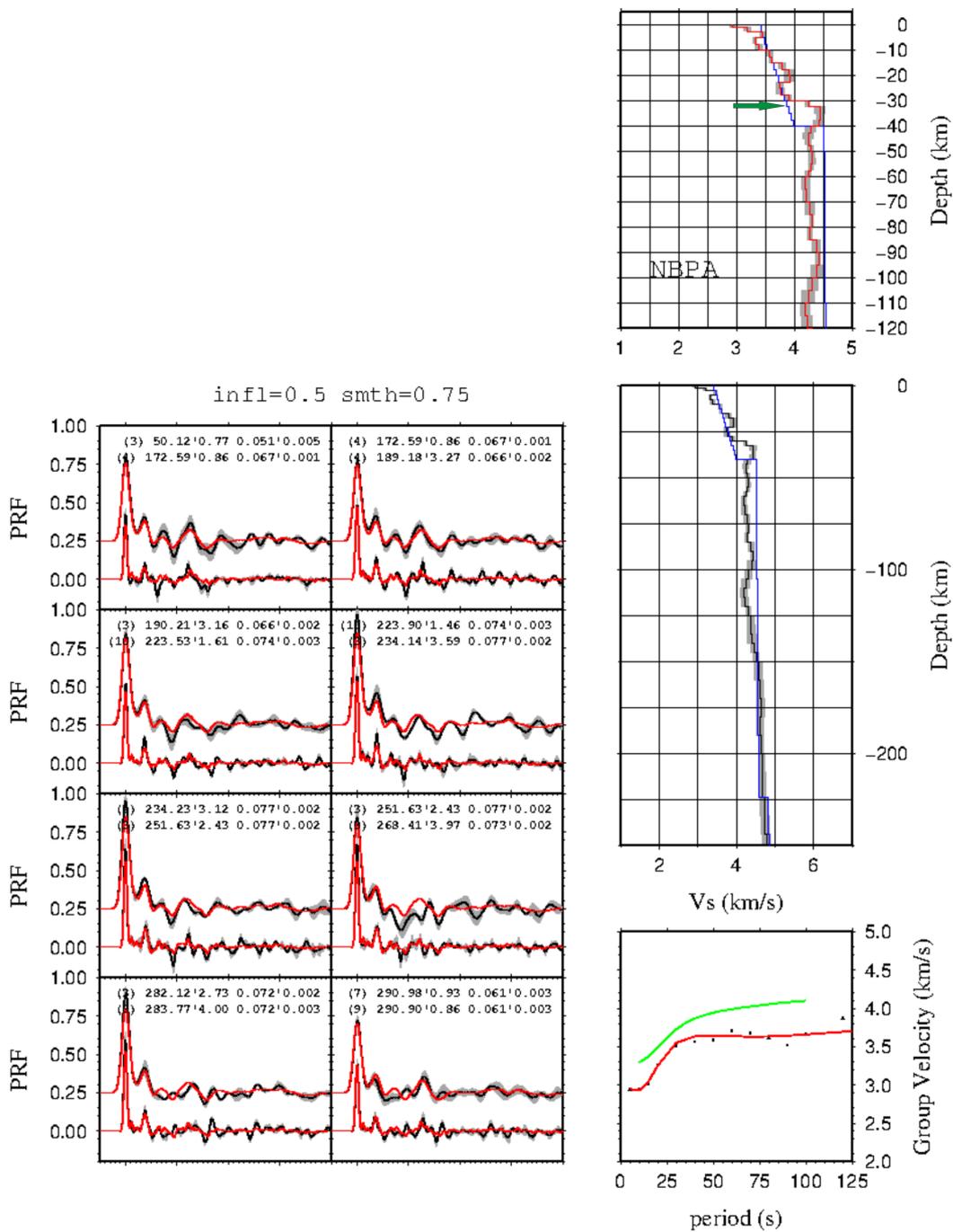


Figura D.20: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBPA. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

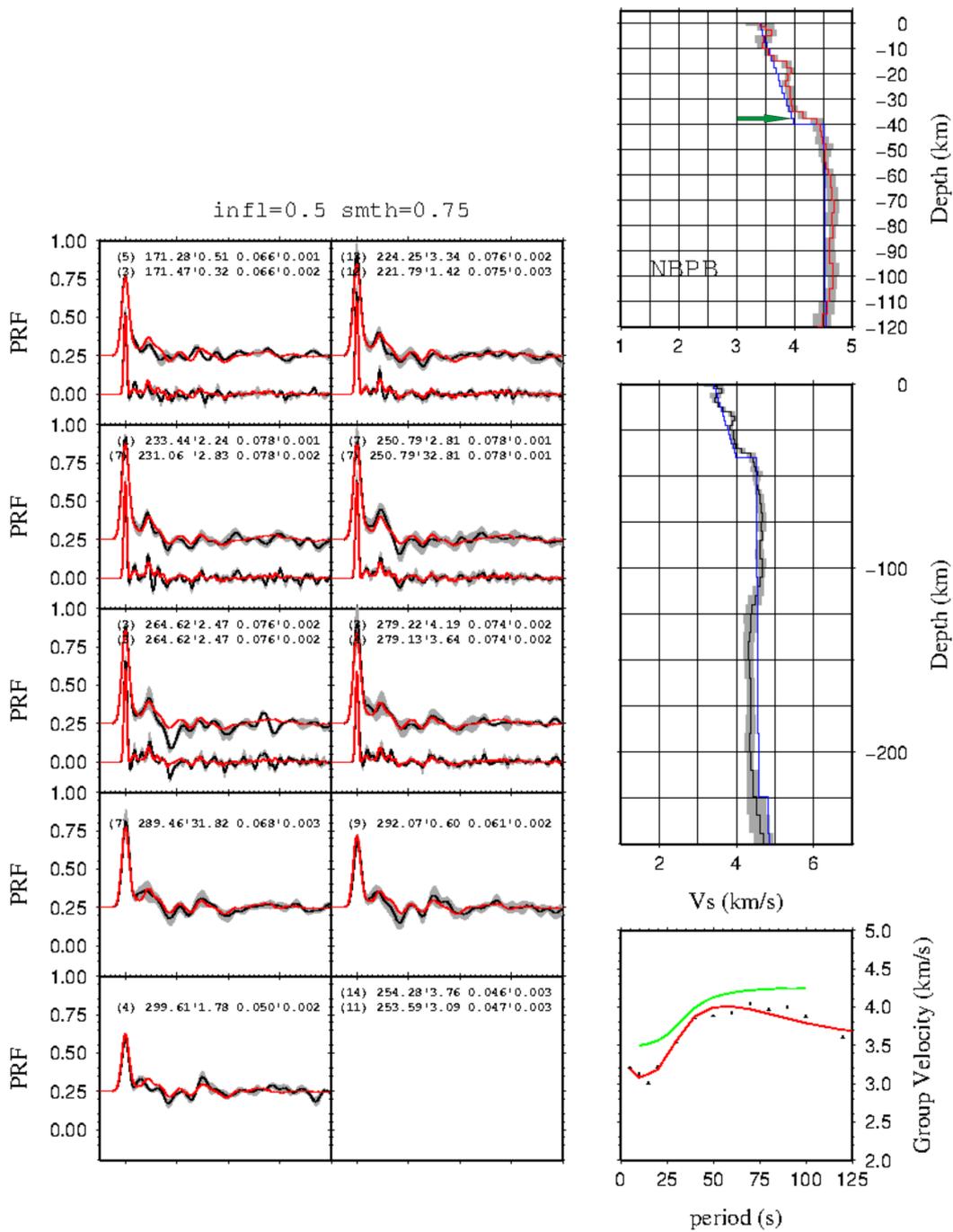


Figura D.21: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBPB. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

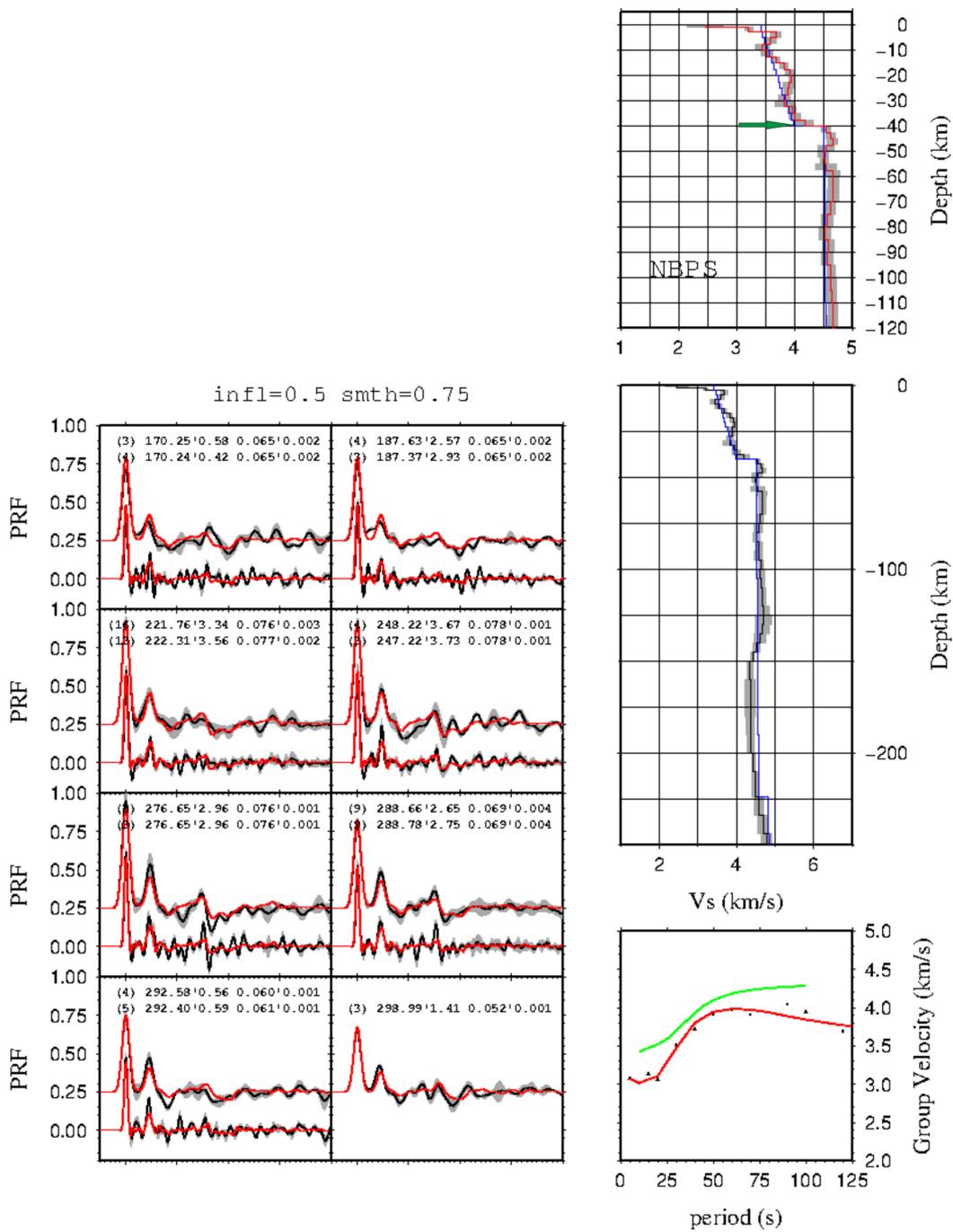


Figura D.22: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBPS. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

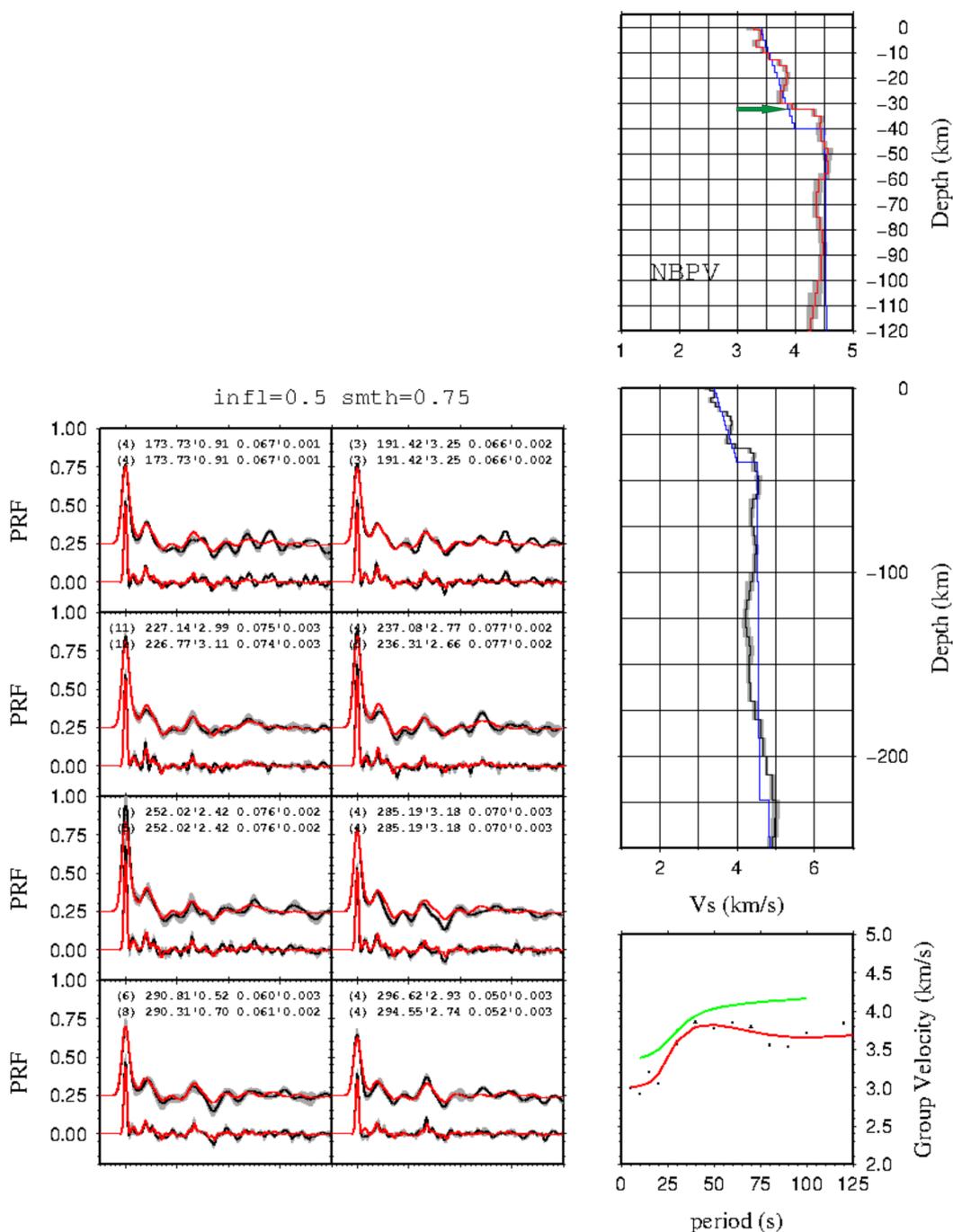


Figura D.23: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBPV. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

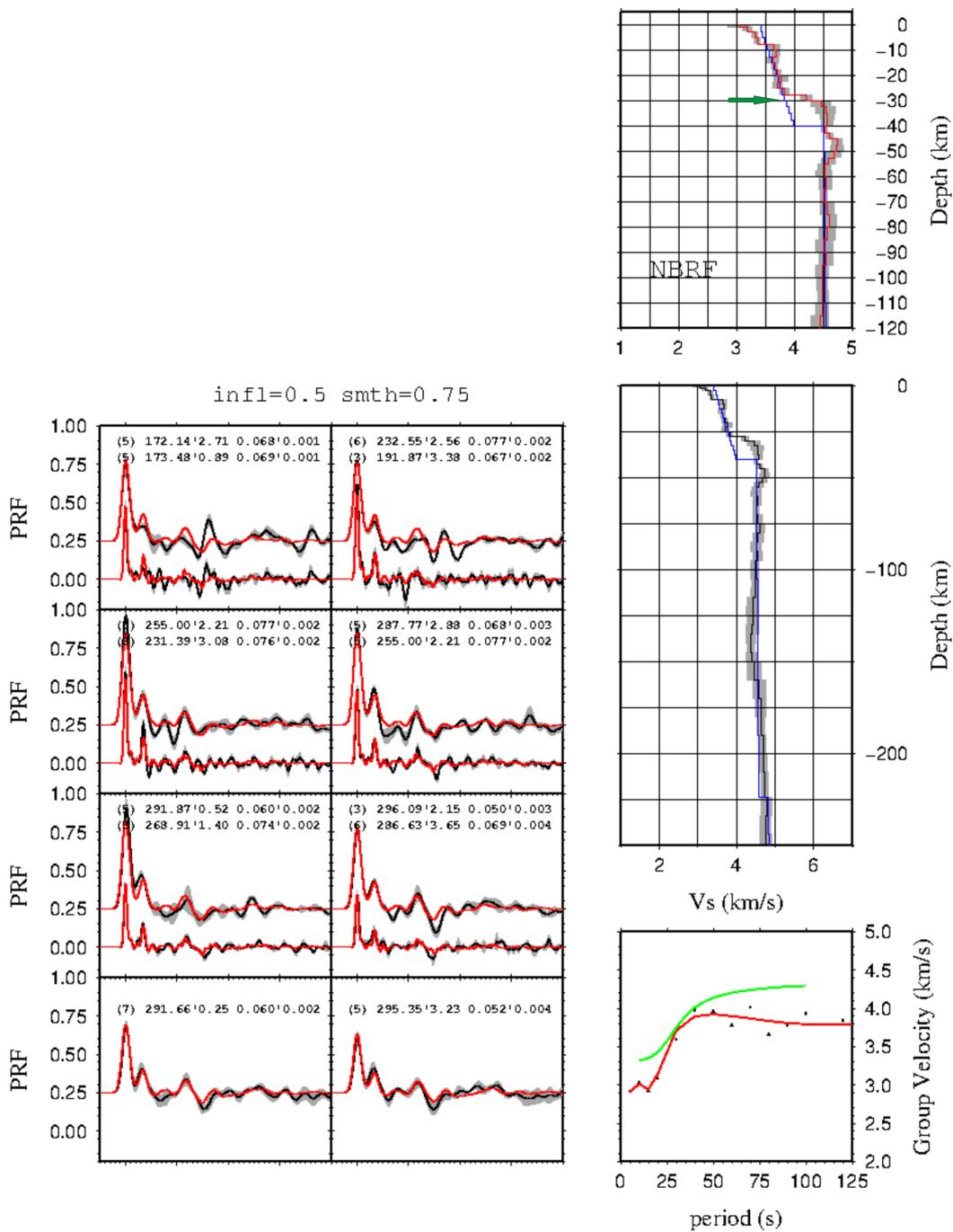


Figura D.24: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBRF. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

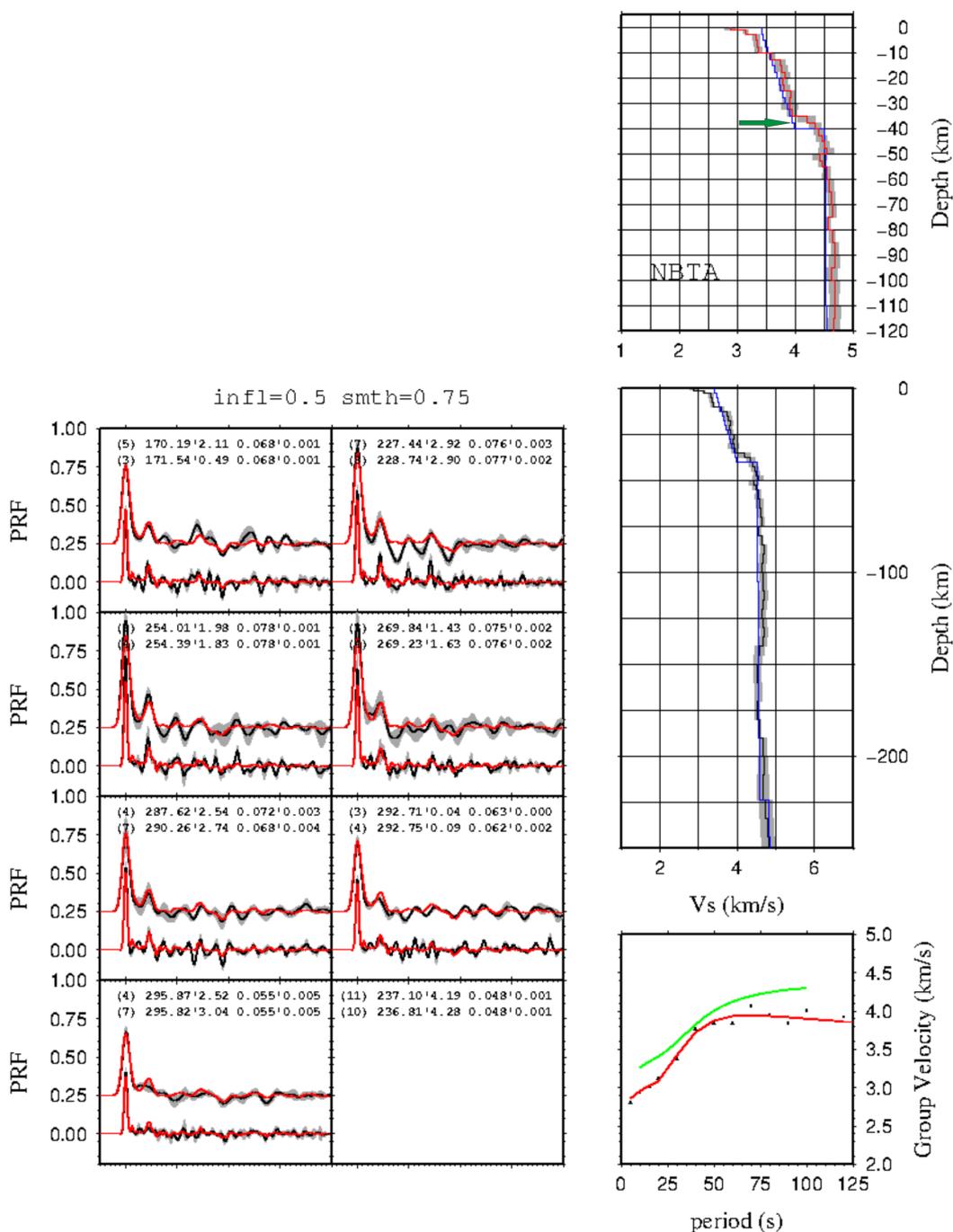


Figura D.25: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação NBTA. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

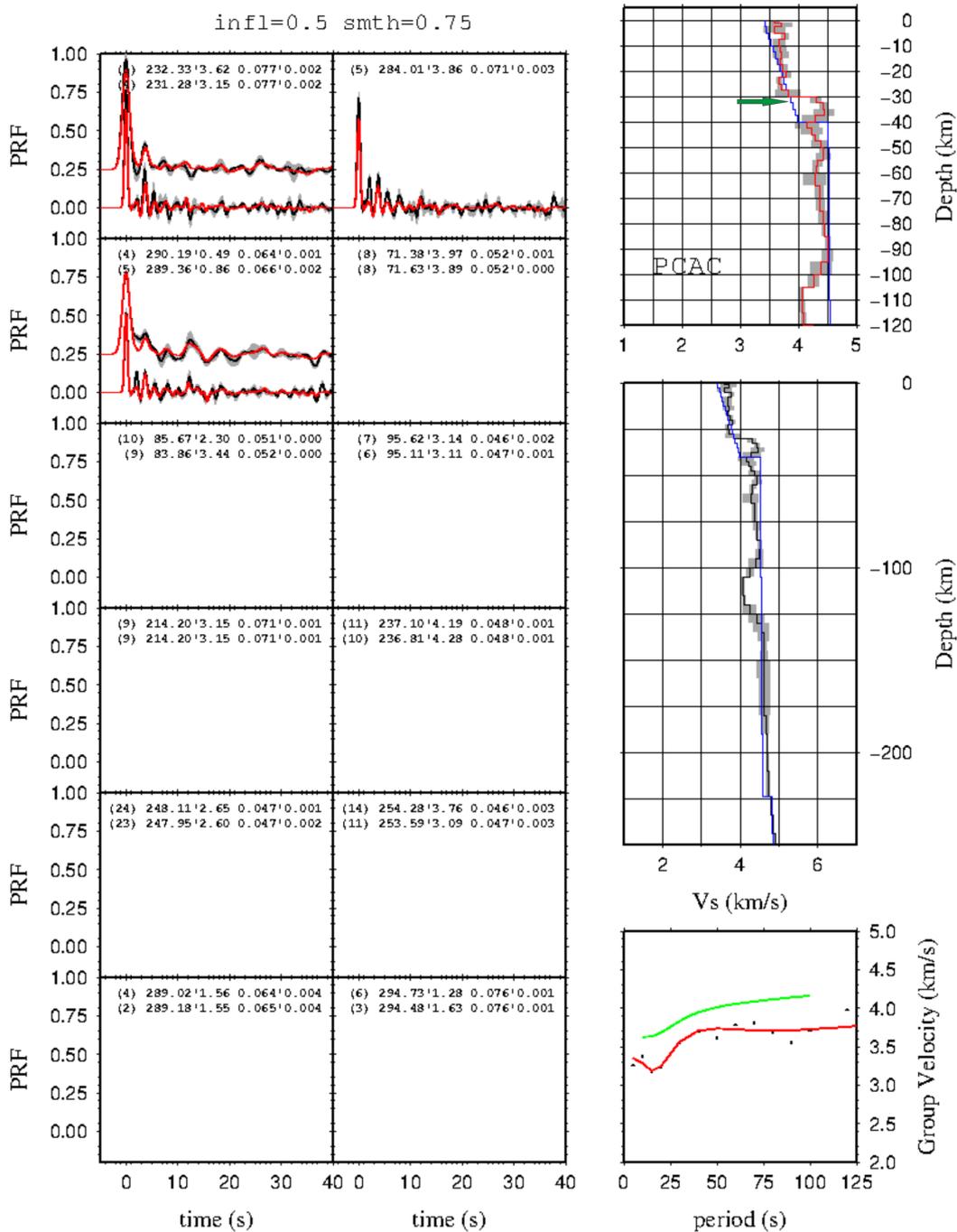


Figura D.26: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCAC. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

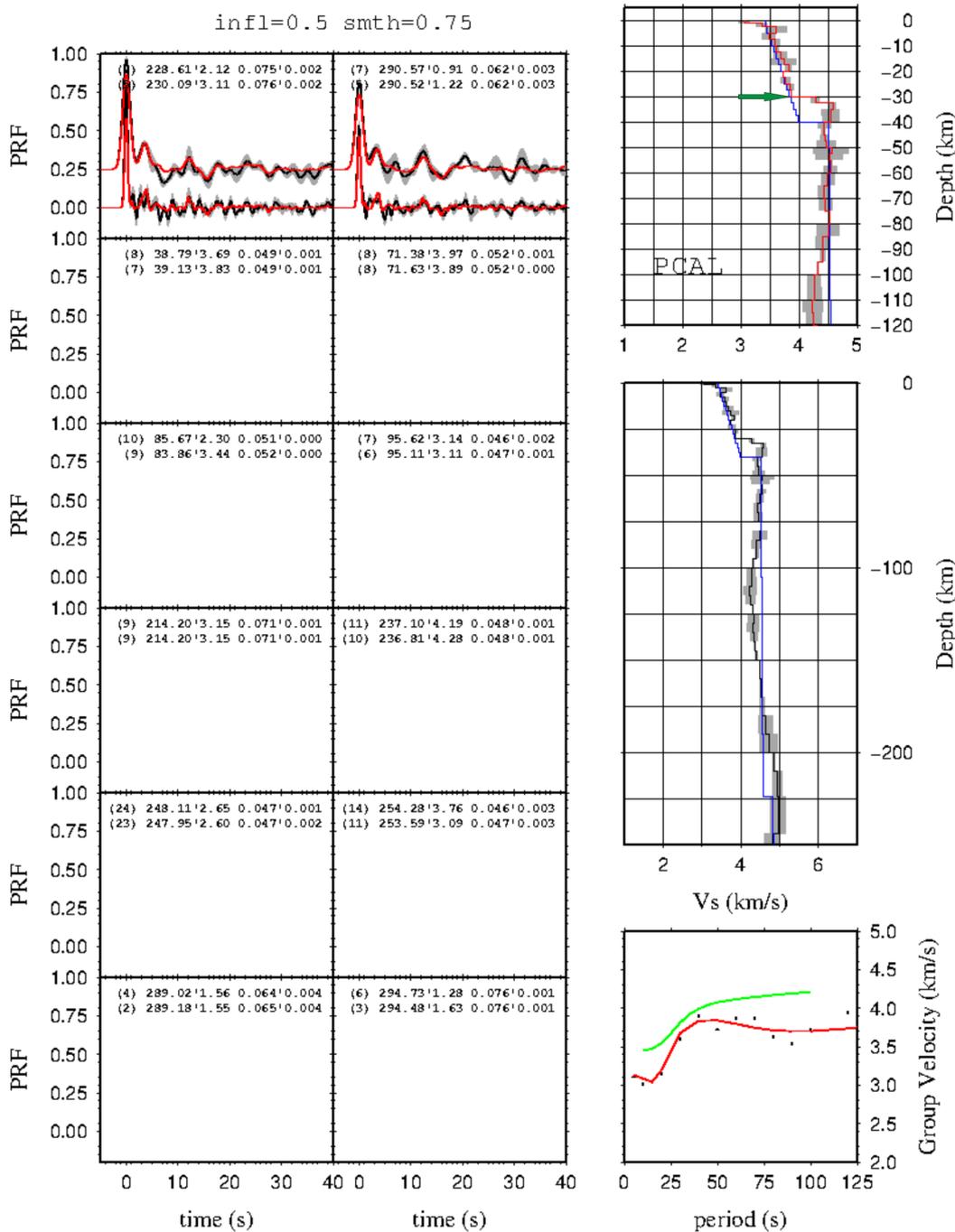


Figura D.27: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCAL. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

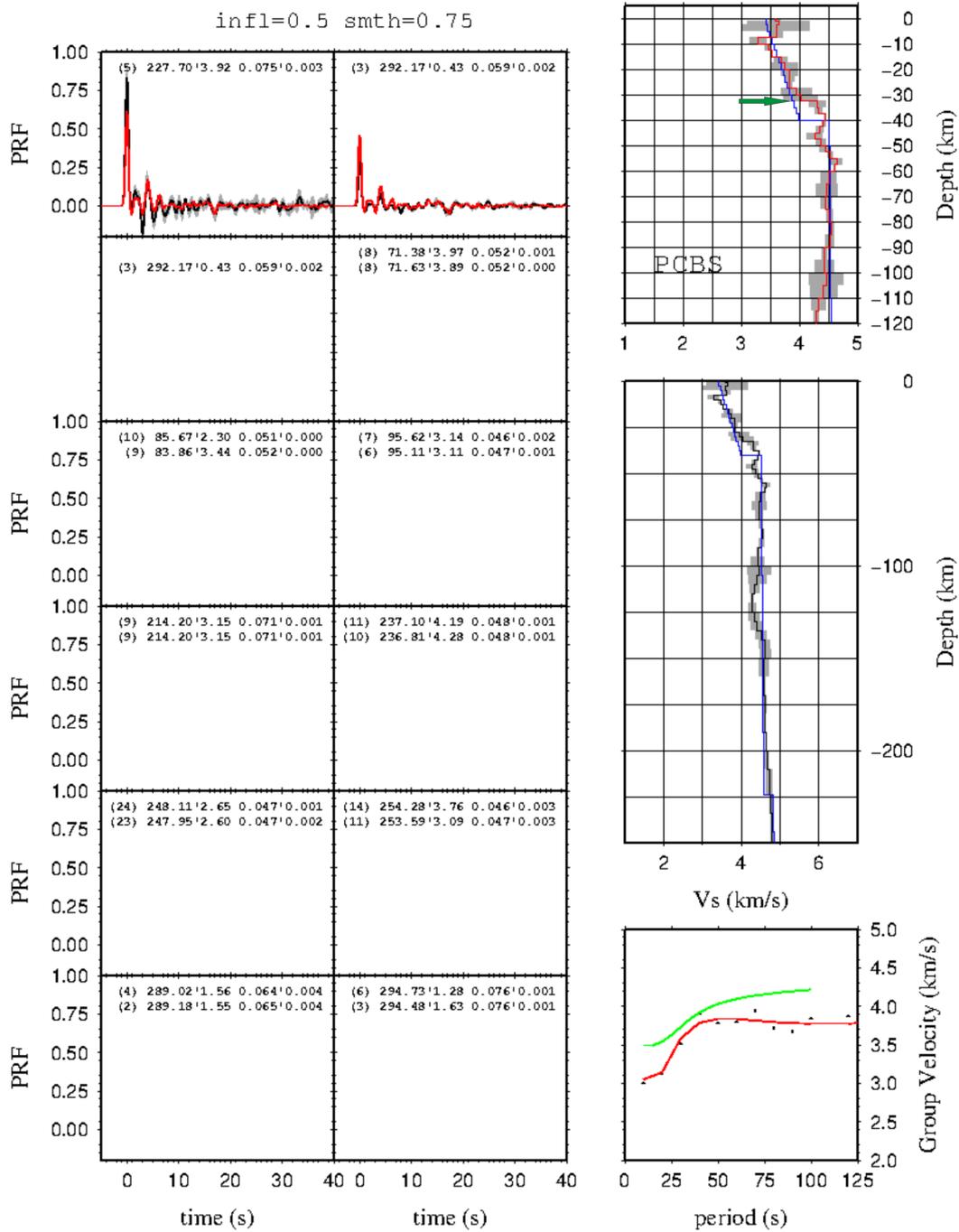


Figura D.28: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCBS. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

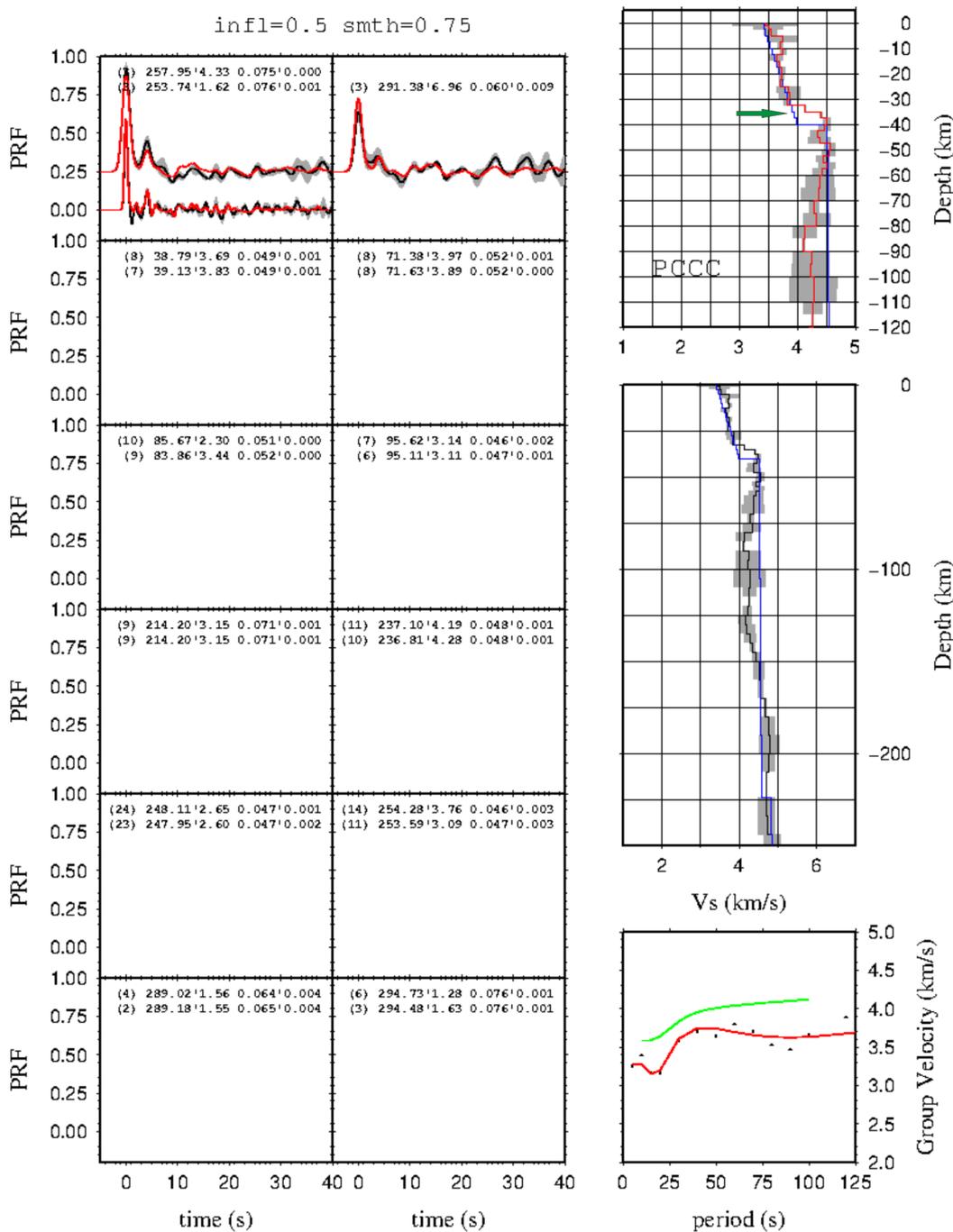


Figura D.29: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCCC. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

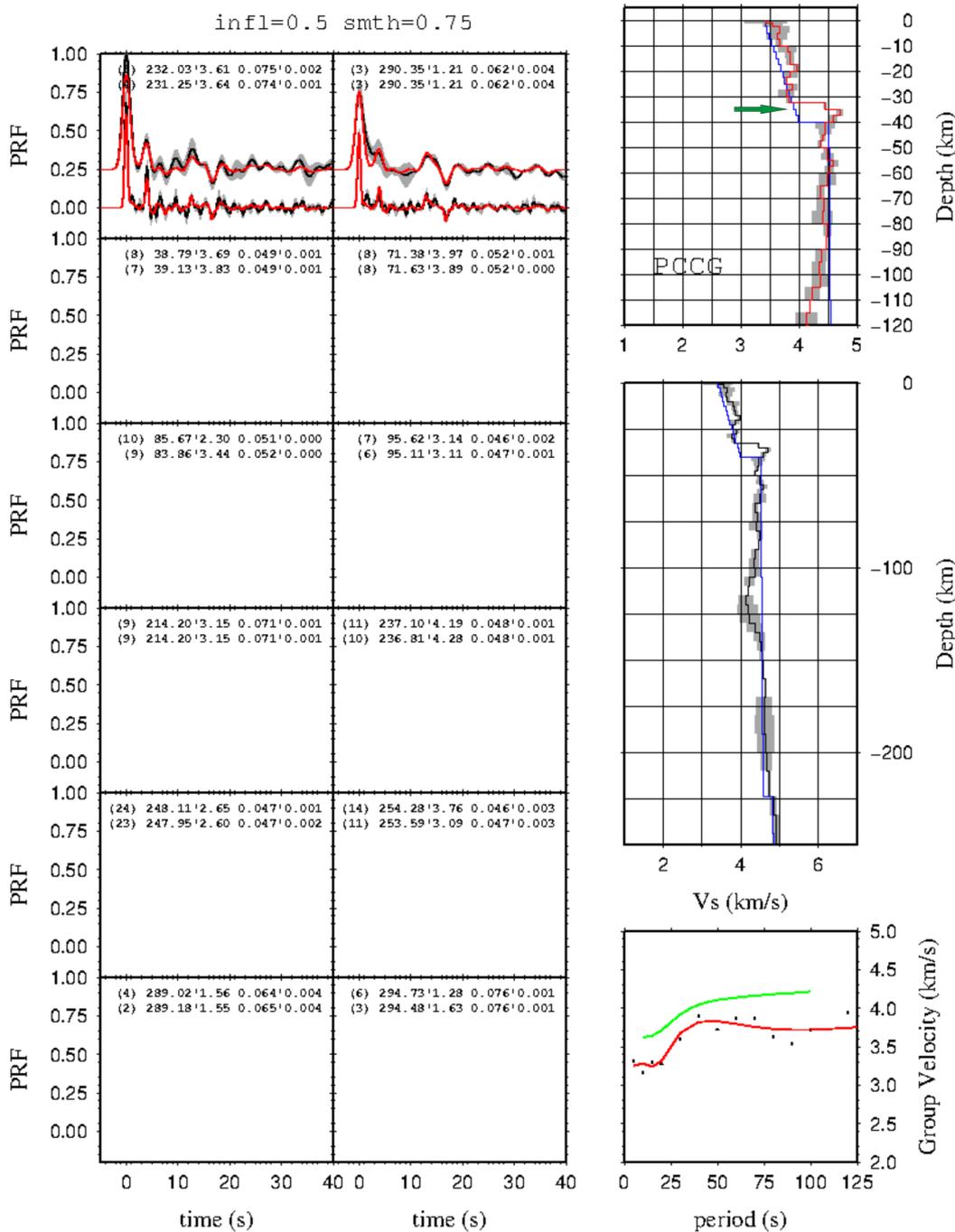


Figura D.30: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCCG. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

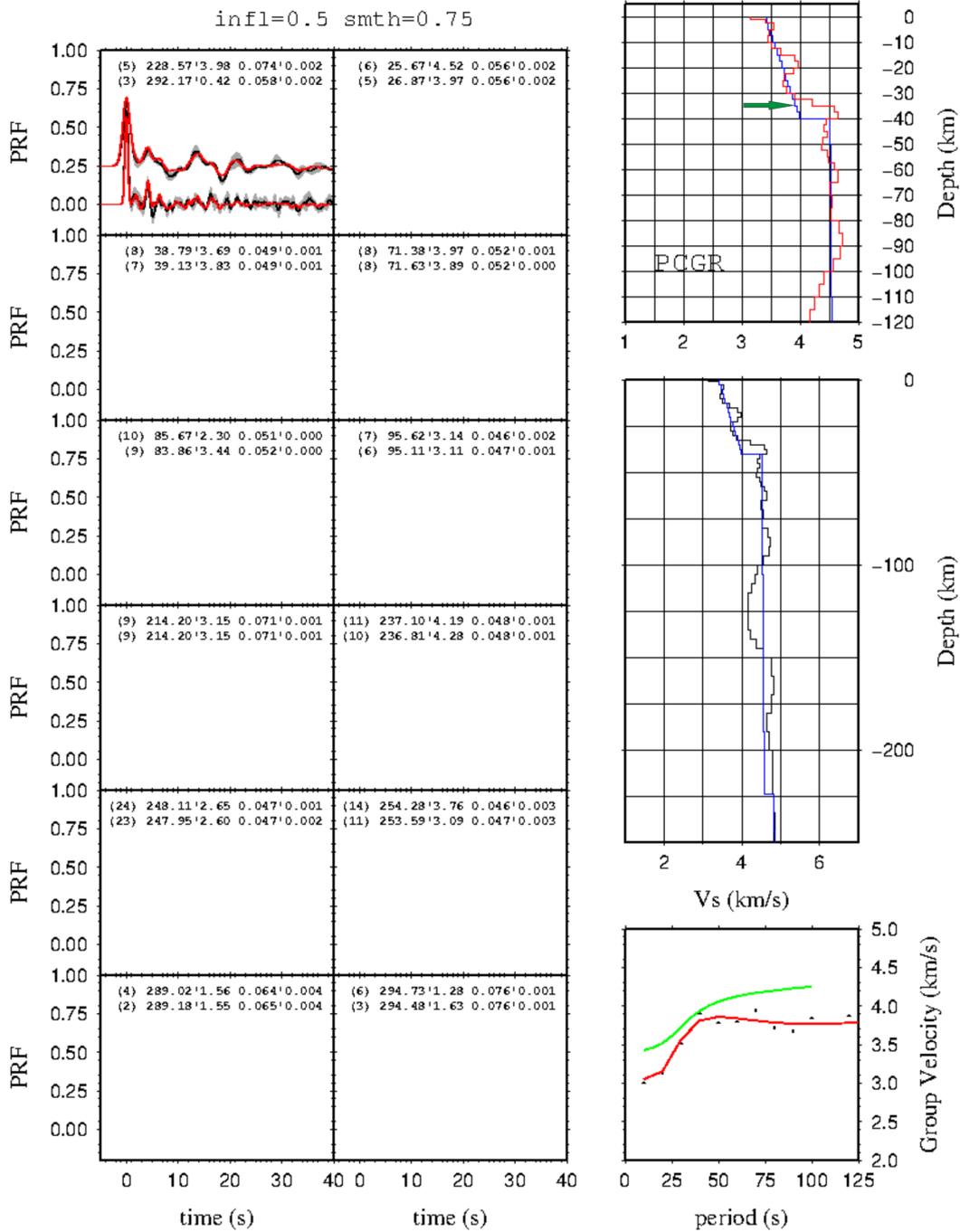


Figura D.31: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCGR. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

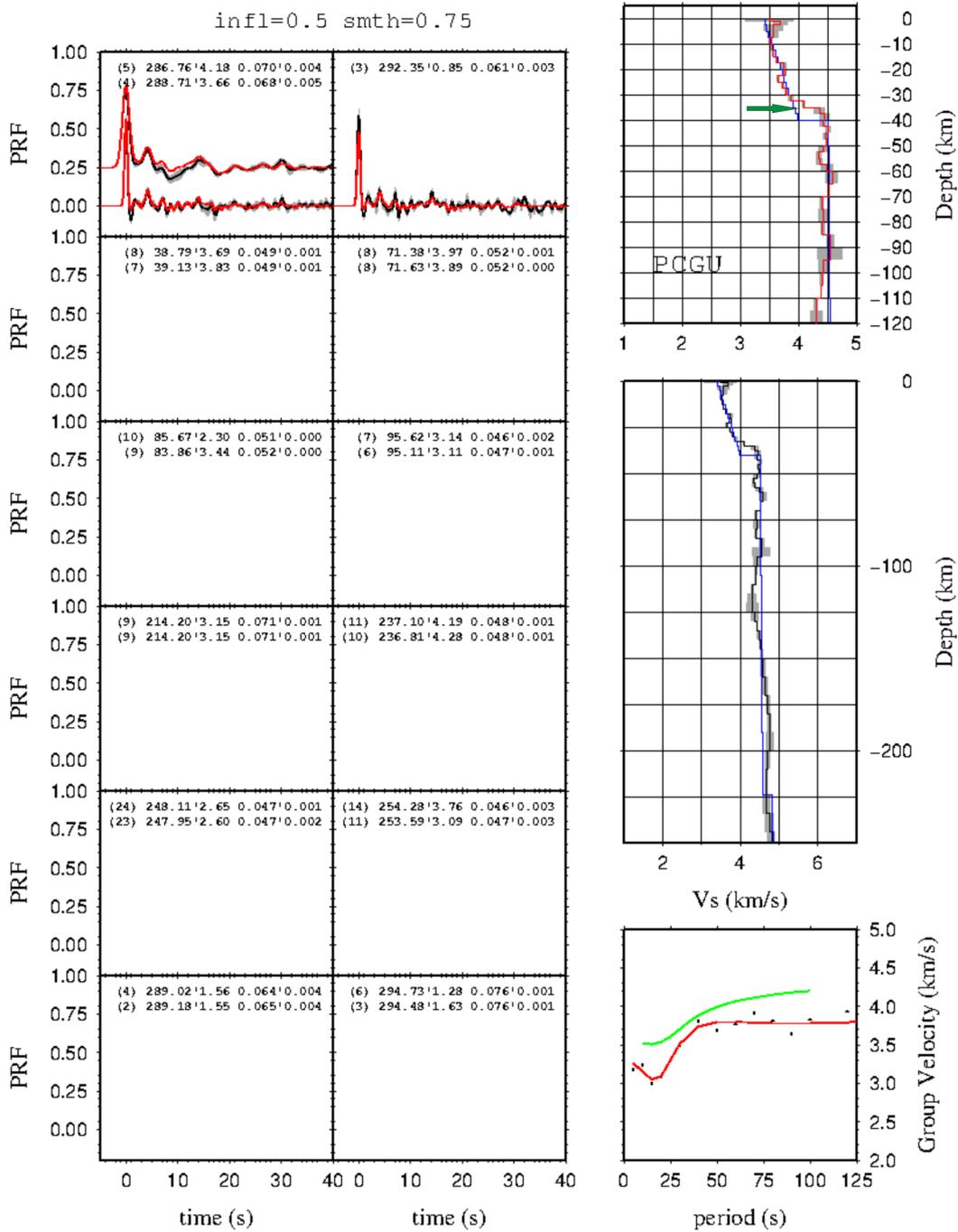


Figura D.32: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCGU. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

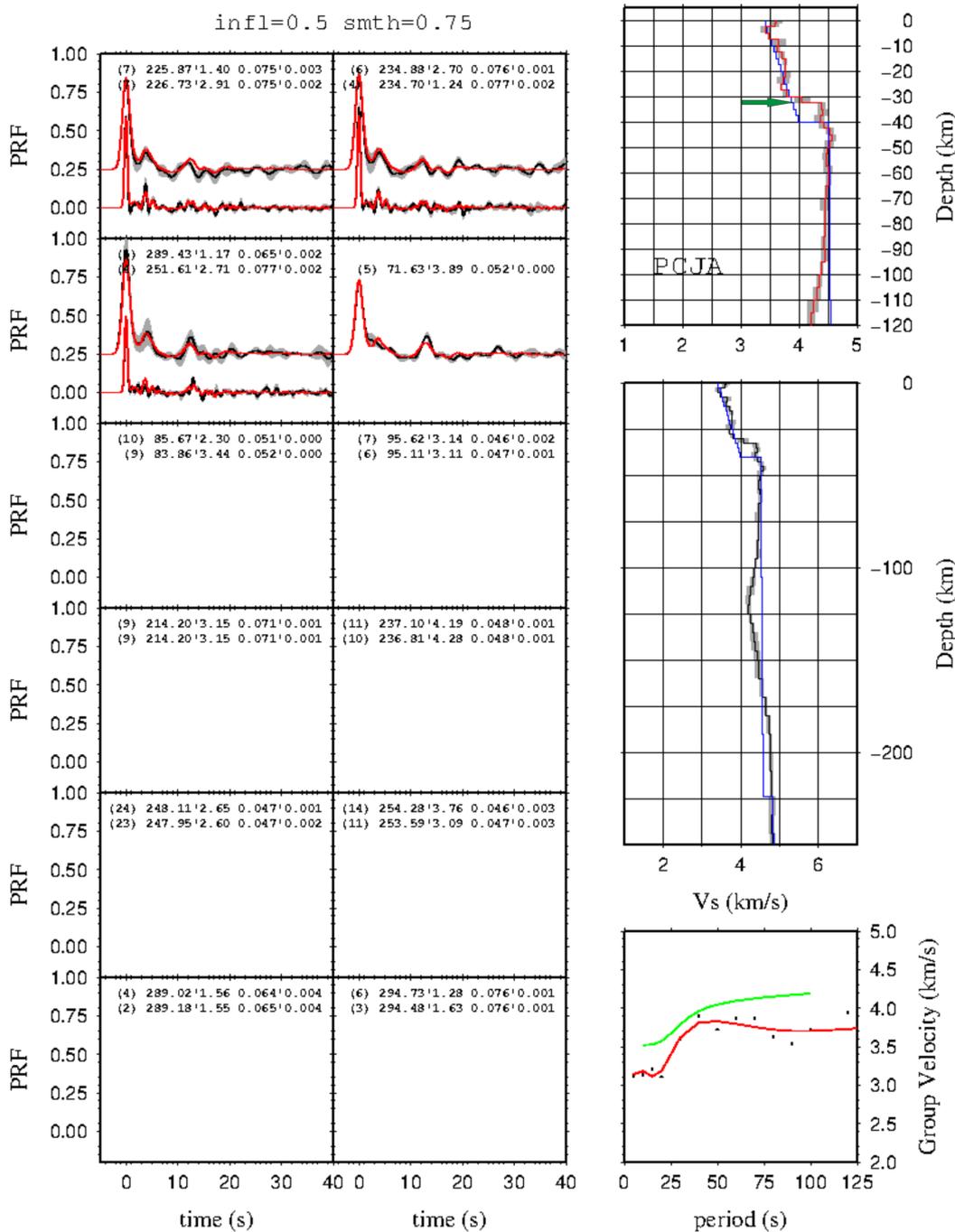


Figura D.33: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCJA. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

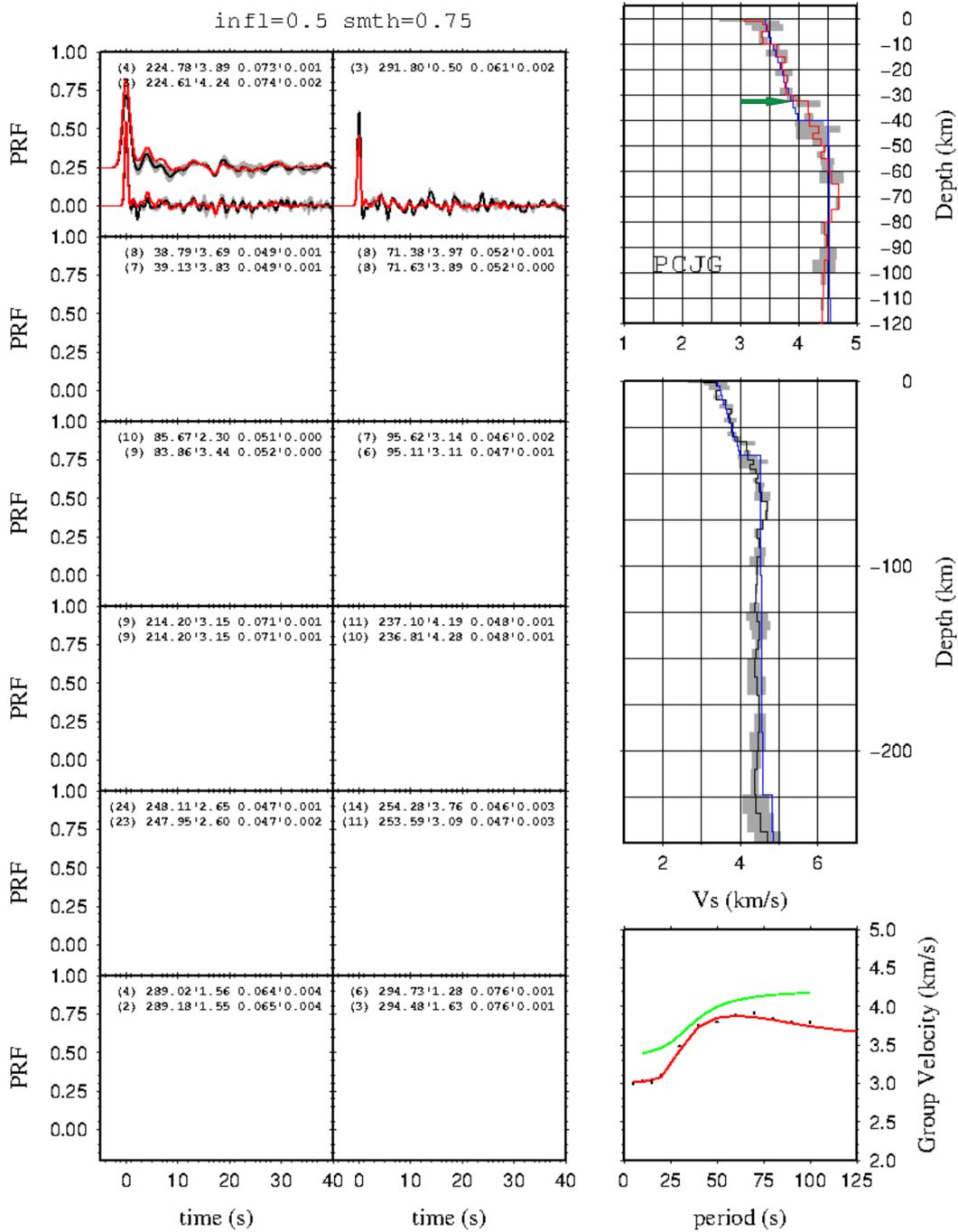


Figura D.34: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCJG. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

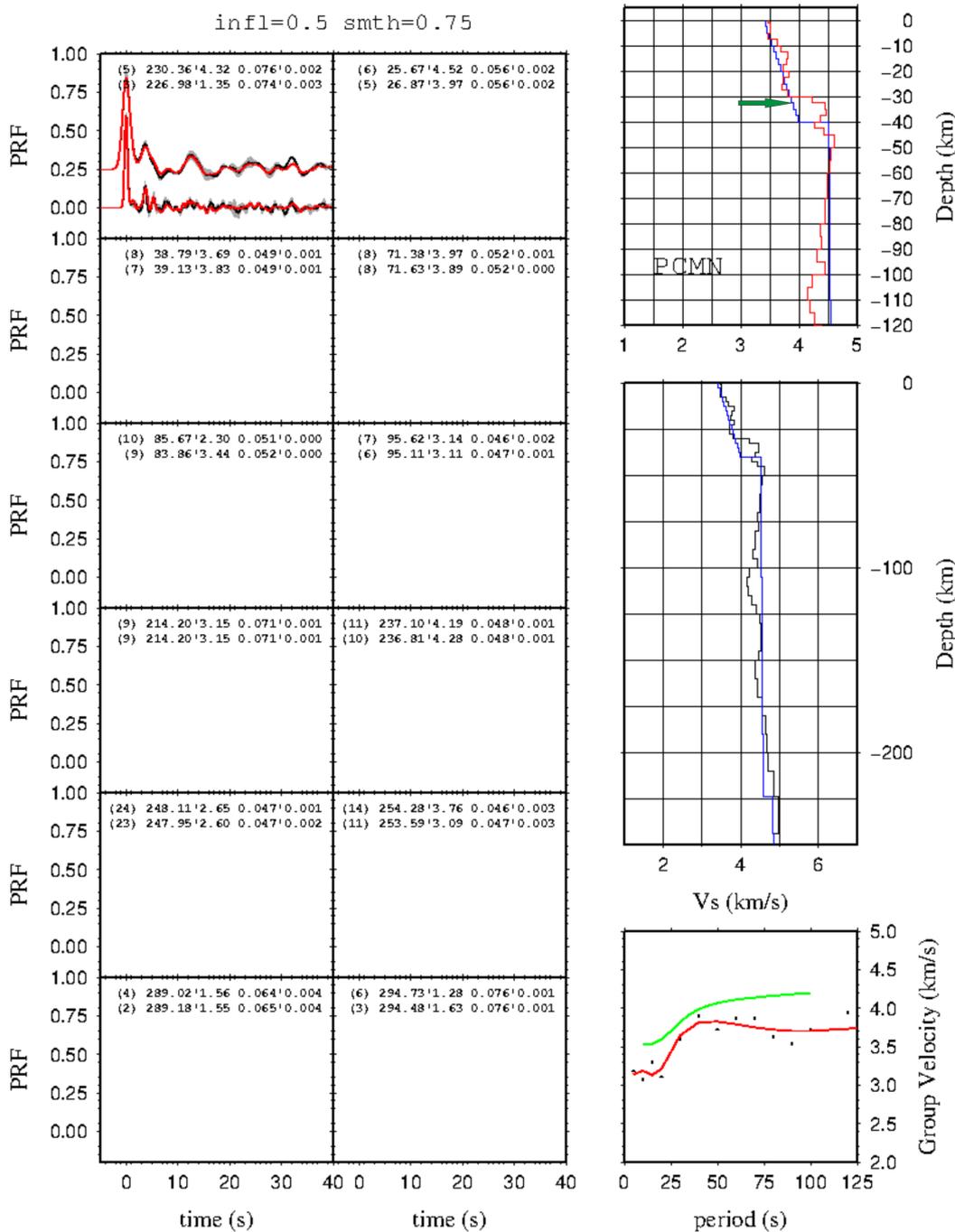


Figura D.35: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCMN. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

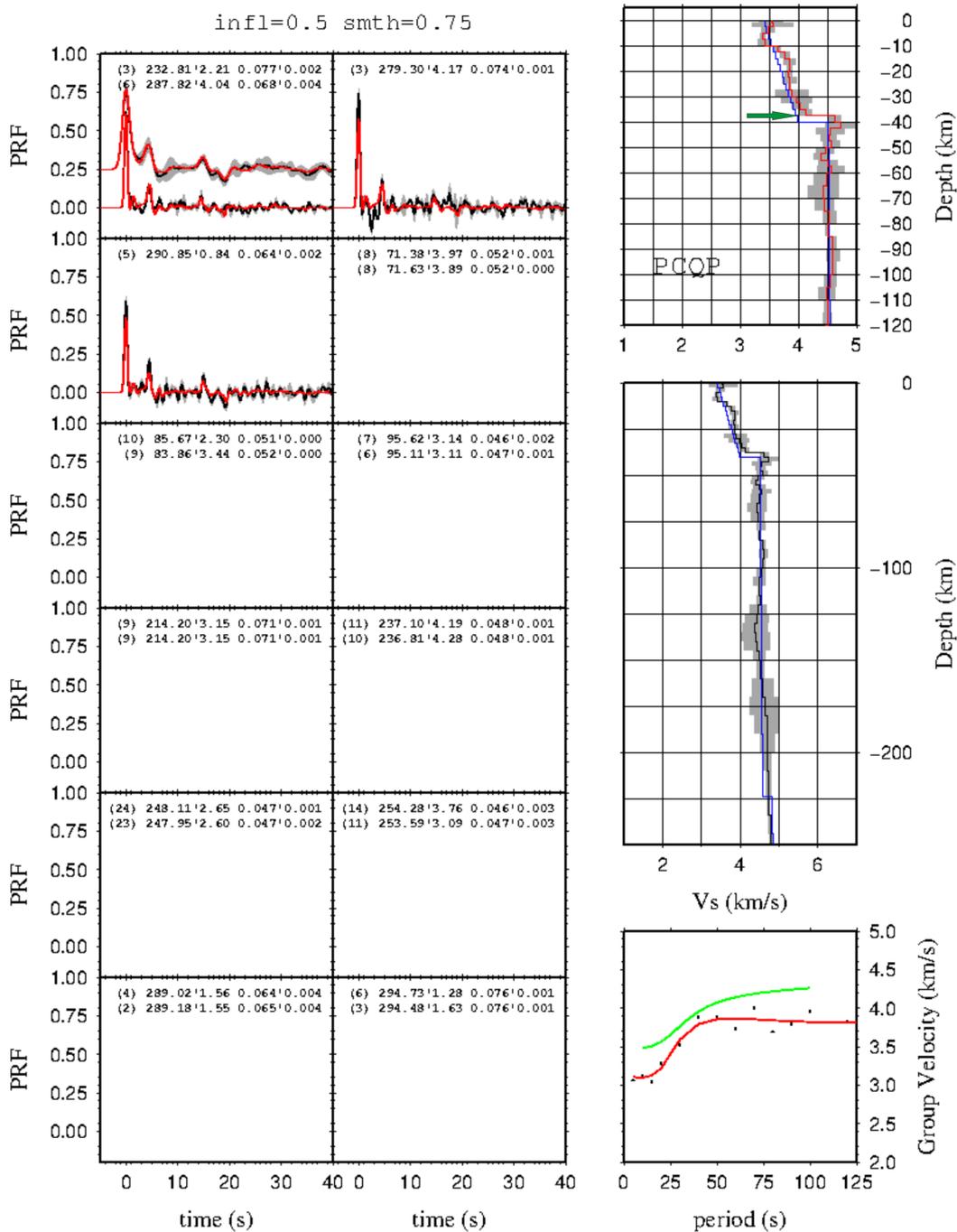


Figura D.36: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCQP. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

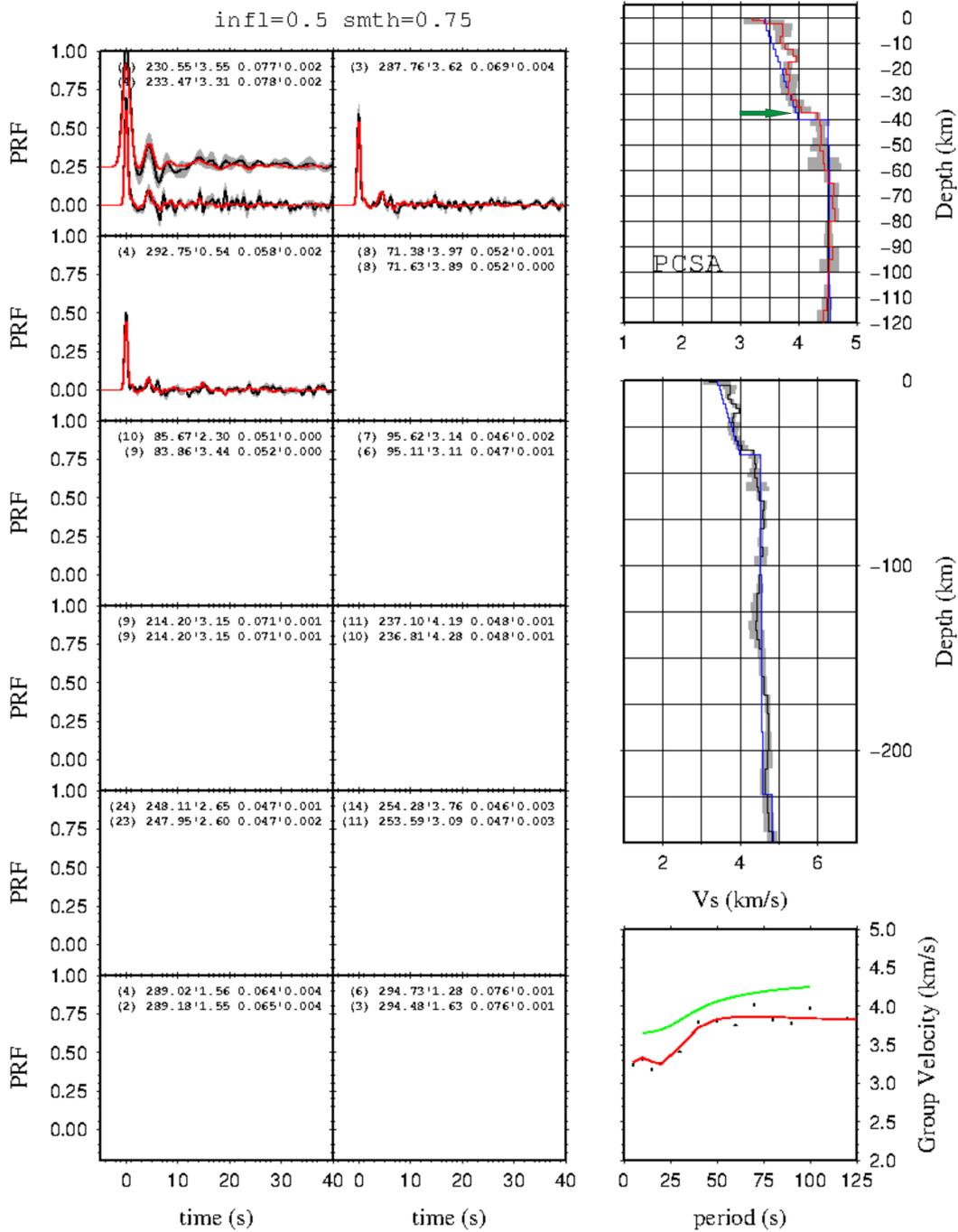


Figura D.37: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCSA. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

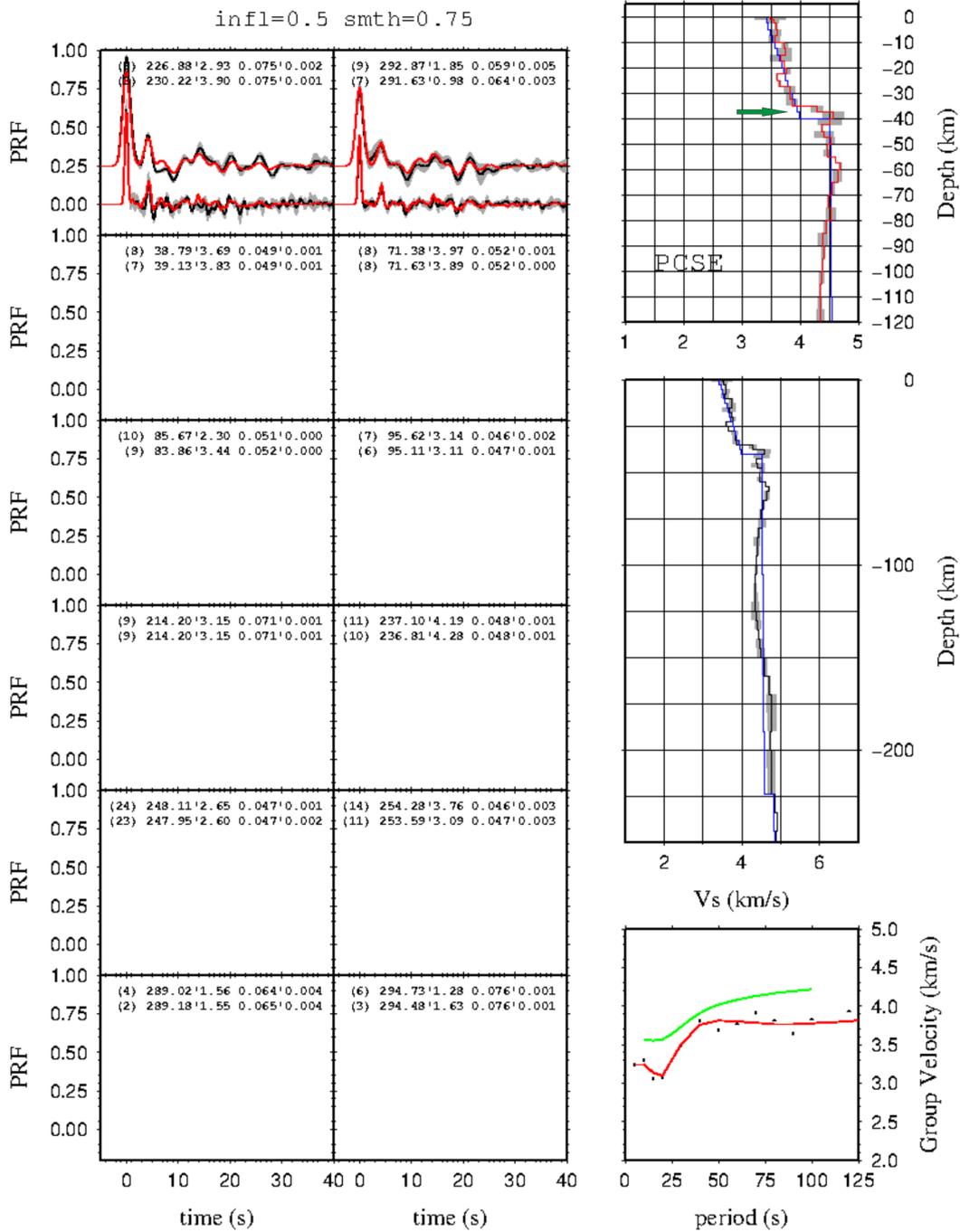


Figura D.38: Painel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCSE. Painel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, painel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o painel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

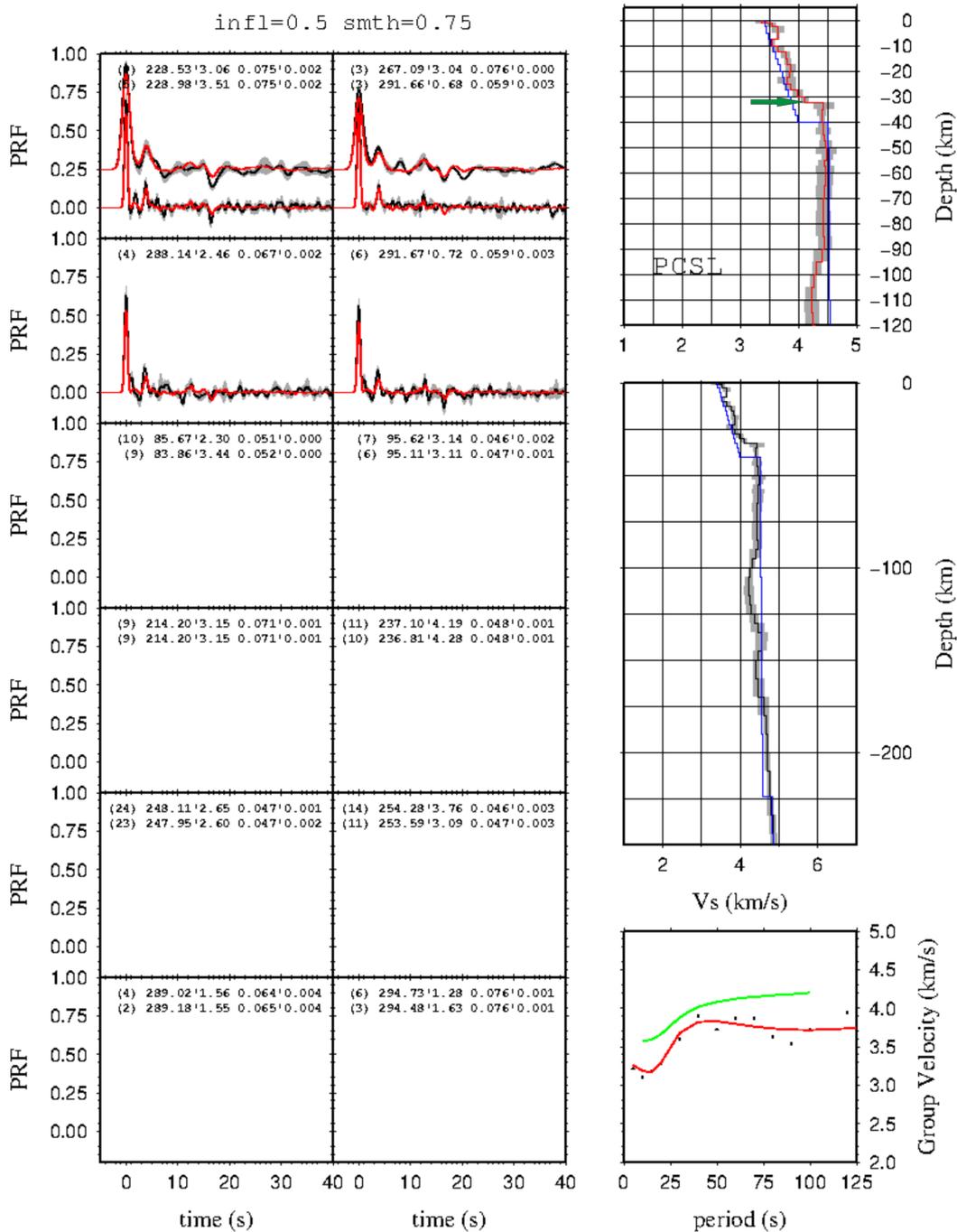


Figura D.39: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCSL. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

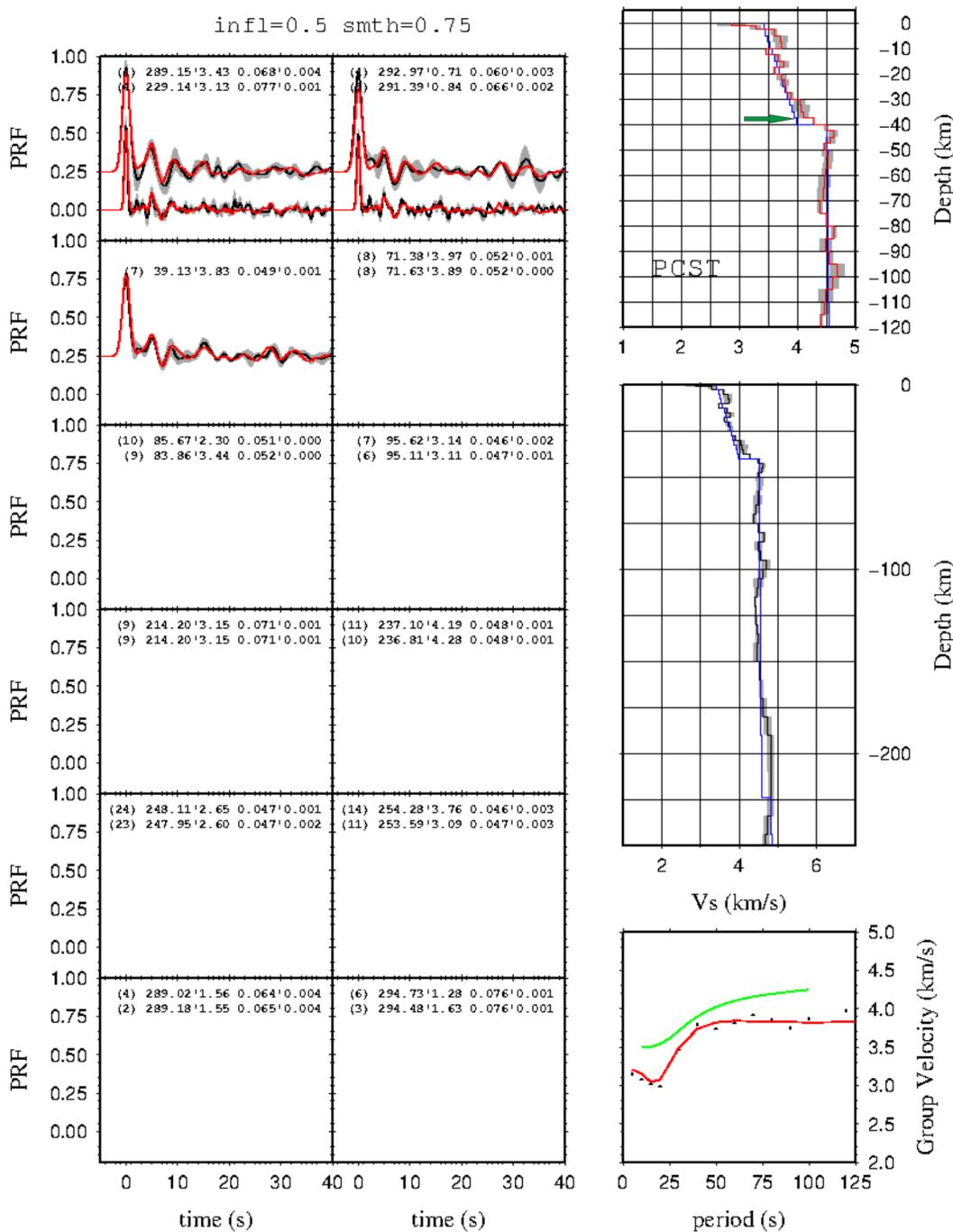


Figura D.40: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCST. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

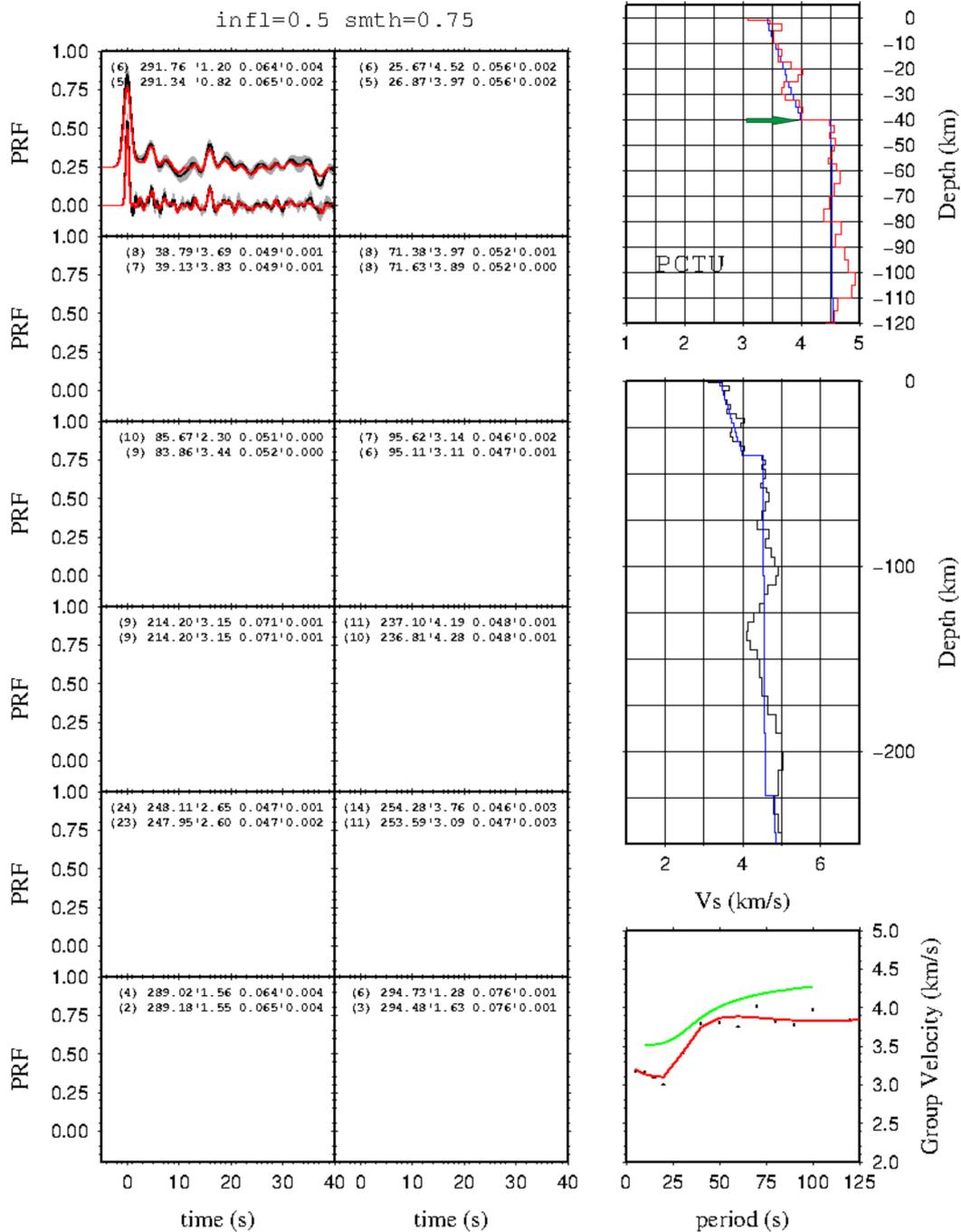


Figura D.41: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCTU. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.

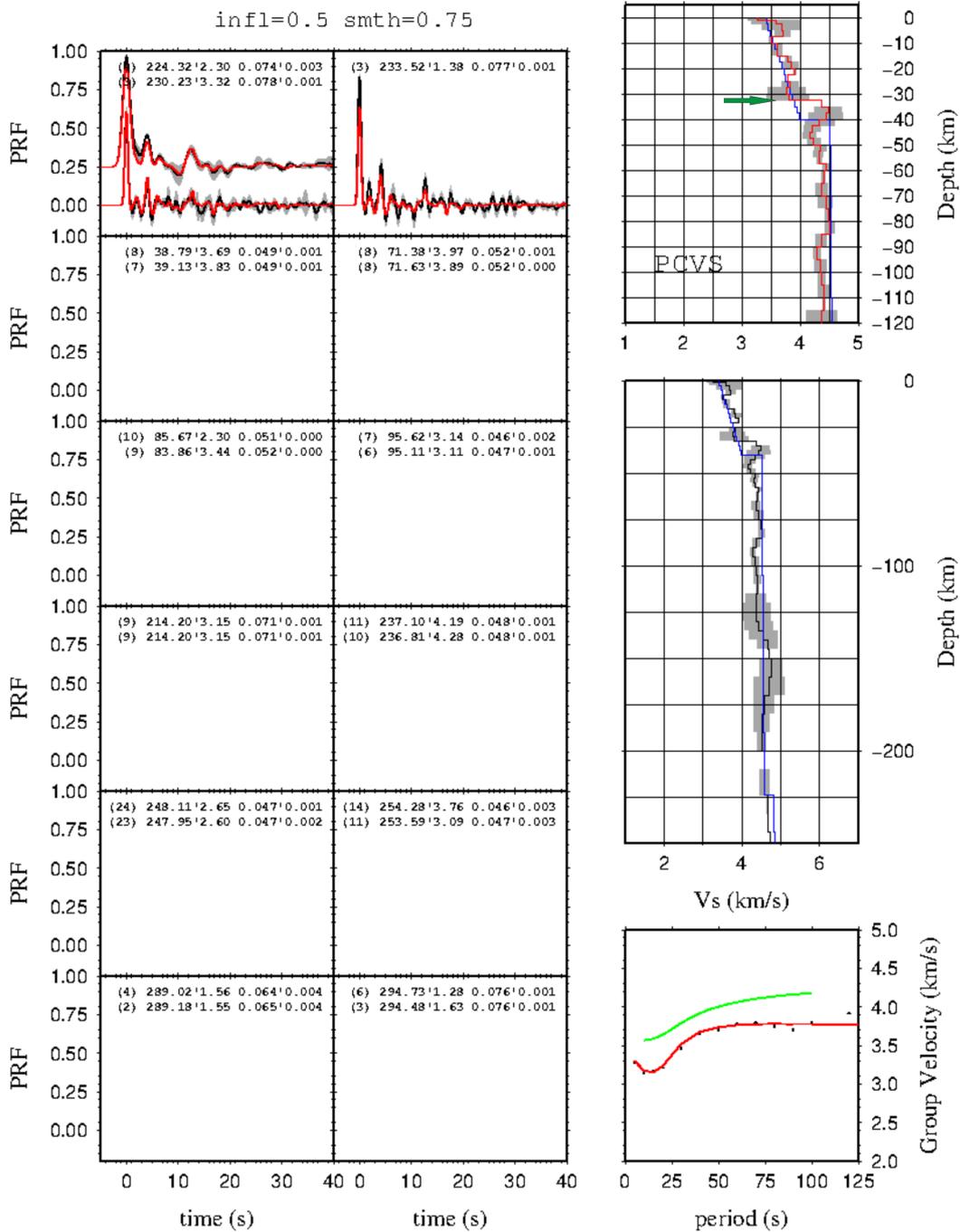


Figura D.43: Pannel da inversão simultânea da curva de dispersão e funções do receptor para a estação PCVS. Pannel da esquerda mostra as funções do receptor modeladas, pannel superior direito mostra a velocidade da onda S com a profundidade e o pannel inferior direito mostra a modelagem da curva de dispersão da onda Rayleigh. Seta verde indica a espessura crustal.