

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA**

**LUCAS ROSSO LOPES**

**MODELAGEM DA ESTRUTURA CRUSTAL SOB A PORÇÃO SUL DO PERFIL  
N-S DA PROVÍNCIA BORBOREMA E CRÁTON SÃO FRANCISCO: UM ESTUDO  
DE REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA**

**Caçapava do Sul  
2017**

**LUCAS ROSSO LOPES**

**MODELAGEM DA ESTRUTURA CRUSTAL SOB A PORÇÃO SUL DO PERFIL  
N-S DA PROVÍNCIA BORBOREMA E CRÁTON SÃO FRANCISCO: UM ESTUDO  
DE REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA**

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado ao Curso de Geofísica da  
Universidade Federal do Pampa, como  
requisito parcial para obtenção do título de  
Bacharel em Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinicius  
Aparecido Gomes de Lima

Coorientador: Prof. Dr. José Eduardo  
Pereira Soares

**Caçapava do Sul  
2017**

L864m Lopes, Lucas Rosso

MODELAGEM DA ESTRUTURA CRUSTAL SOB A  
PORÇÃO SUL DO PERFIL N-S DA PROVÍNCIA  
BORBOREMA E CRÁTON SÃO FRANCISCO: UM  
ESTUDO DE REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA /  
Lucas Rosso Lopes.

89 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)--  
Universidade Federal do Pampa, GEOFÍSICA, 2017.  
"Orientação: Marcus Vinicius Aparecido Gomes de  
Lima".

1. Refração sísmica profunda. I. Título.

**LUCAS ROSSO LOPES**

**MODELAGEM DA ESTRUTURA CRUSTAL SOB A PORÇÃO SUL DO PERFIL  
N-S DA PROVÍNCIA BORBOREMA E CRÁTON SÃO FRANCISCO: UM ESTUDO  
DE REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA**

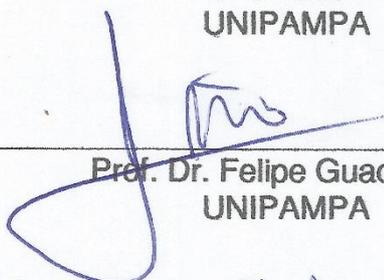
Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado ao Curso de Geofísica da  
Universidade Federal do Pampa, como  
requisito parcial para obtenção do Título de  
Bacharel em Geofísica.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 28/11 /2017.

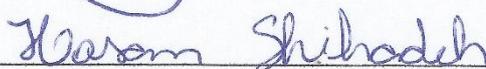
Banca examinadora:



Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima  
Orientador  
UNIPAMPA



Prof. Dr. Felipe Guadagnin  
UNIPAMPA



Prof. Me. Hasan Shihadeh  
UNIPAMPA

Dedico este trabalho aos meus pais,  
Nelma Rosso Lopes e José Carlos Lopes,  
que não mediram esforços para que eu  
chegasse até aqui.

## **AGRADECIMENTO**

Ao Prof. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima pela orientação e apoio durante cada etapa de trabalho desenvolvida.

Ao Prof. José Eduardo Pereira Soares pela coorientação.

Um agradecimento especial aos meus pais, Nelma Rosso Lopes e José Carlos Lopes, e avós Ovanil Rosso e José Madeira Lopes, pelo apoio incondicional, além de todo incentivo que me deram ao longo de meus estudos.

Agradeço também uma das pessoas que mais me apoiou, seja me incentivando ou escutando eventuais reclamações e frustrações. Obrigado a minha companheira Lauriana Oliveira da Silva.

Ao grande amigo Celso Bairros Varella Neto que me apresentou ao curso de Geofísica.

Aos professores membros da banca pelas contribuições.

Aos colegas de curso Alane, Andréia, Antônio, Eduardo, Felipe, Lissa, Marieli e Rodrigo pela convivência e troca de conhecimentos.

Agradeço equipe de trabalho do Laboratório de Análise de Sinais Geofísicos (LASG), Eduardo, Felipe, Rodrigo, Antônio, Andréia e professores Marcus Vinicius, Éverton Frigo, Felipe Guadagnin e Felipe Caron pelo suporte dado ao longo do desenvolvimento do trabalho.

Aos meus amigos e familiares que de alguma forma contribuíram para que hoje essa etapa fosse vencida.

“As durezas da vida normalmente preparam uma pessoa comum para um destino extraordinário”.

C. S. Lewis

## RESUMO

A litosfera é a camada sólida mais externa da Terra, composta por crosta e manto litosférico, separadas pela descontinuidade sísmica Mohorovičić (Moho). Os estudos a respeito da estrutura da litosfera nos permitem um melhor entendimento da compartimentação tectônica regional e seu significado em termos de origem e evolução da crosta continental. Dentre os métodos geofísicos aplicados a estudos crustais, destaca-se o método da refração sísmica profunda ou *Wide-Angle Reflection and Refraction* (WARR), que utiliza ondas elásticas refletidas e refratadas a partir do ângulo crítico nas principais interfaces da litosfera, para determinação de um modelo de velocidades sísmicas de subsuperfície. Neste contexto, a região Nordeste do Brasil tem sido um desafio para os geocientistas, em especial no que se refere a evolução geométrica, cinemática e dinâmica de suas províncias. A Província Borborema, por exemplo, é representada por uma complexa associação de blocos crustais, incluindo os primeiros resquícios de crosta continental da América do Sul. O Cráton São Francisco, por sua vez, consiste numa amálgama de unidades estruturais gerado por sucessivos eventos tectônicos do final do Paleoproterozoico. Nesta região, bacias do tipo rifte instalaram-se em locais afetados por heranças tectônicas de estruturas pré-cambrianas, como as bacias do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Este trabalho apresenta a modelagem sísmica 2D da estrutura crustal e manto superior sob a Província Borborema e Cráton São Francisco por meio de dados de refração sísmica profunda da porção sul do perfil N-S do projeto “Estudo da estrutura da litosfera do Nordeste do Brasil”. Os campos de velocidade das ondas P e S obtidos mostraram que o modelo pode ser representado por seis camadas, definidas por diferentes intervalos de velocidades; e a descontinuidade Moho tem comportamento irregular ao longo do perfil, variando de 34,5 a 44 km de profundidade. Além disso, as bacias de Tucano e Jatobá foram caracterizadas por velocidades sísmicas típicas de rochas sedimentares, com espessura de até 9 km sob a bacia de Tucano Central e 2,45 km na bacia de Jatobá. As sub-províncias Central e Meridional apresentam curvas de velocidade distintas, que determinam a assinatura sísmica característica de cada domínio crustal. O espessamento crustal verificado no limite da Província Borborema com o Cráton São Francisco, provavelmente é resultado da colisão neoproterozoica.

Palavras-Chave: Estrutura crustal. Manto superior. Refração sísmica profunda.

## ABSTRACT

The lithosphere is the outermost solid layer of the Earth, composed of crust and lithospheric mantle, separated by Mohorovičić (Moho) seismic discontinuity. Studies on the structure of the lithosphere allow us to better understand regional tectonic compartmentalization and its significance in terms of continental crust origin and evolution. Among the geophysical methods applied to crustal studies, stands out the deep seismic refraction method or Wide-Angle Reflection and Refraction (WARR), which uses reflected and refracted elastic waves from the critical angle at the main interfaces of the lithosphere, it is used for determination of a model of seismic velocities. In this context, the Northeastern region of Brazil has been a challenge for geoscientists, especially regarding the geometric, kinematic and dynamic evolution of their provinces. The Borborema Province, for instance, is represented by a complex association of crustal blocks, including the first remnants of the continental crust of South America. The São Francisco Craton, in turn, it consists of an amalgam of structural units generated by successive tectonic events the end of the Paleoproterozoic. In this region, rift-type basins were installed in sites affected by tectonic heritages of precambrian structures, such as the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift basins. This work presents the 2D seismic modeling of the crustal structure and upper mantle beneath the Borborema Province and São Francisco Craton by means of deep seismic refraction data from the southern portion of the N-S profile of the project "Study of lithosphere structure of Northeast Brazil". The P and S velocity fields obtained showed that the model can be represented by six layers, defined by different velocity range; and the Moho discontinuity has irregular behavior along the profile, varying from 34.5 to 44 km in depth. In addition, the Tucano and Jatobá basins were characterized by typical seismic velocities of sedimentary rocks, with a thickness of up to 9 km for the Tucano Central basin and 2.45 km in the Jatobá basin. The Central and Southern sub-provinces have distinct velocity curves that determine the characteristic seismic signature of each crustal domain. The crustal thickening verified at the border of the Borborema Province with the São Francisco Craton, probably it results from the neoproterozoic collision.

Keywords: Crustal structure. Upper mantle. Deep seismic refraction.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa topográfico com a localização da linha N-S de refração sísmica profunda.....	21
Figura 2 - Mapa de domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema, do Cráton São Francisco e bacias sedimentares.....	22
Figura 3- Movimentação das partículas associada a passagem de ondas sísmicas de corpo, onde $\lambda$ é o comprimento de onda. ....	27
Figura 4 - Sismograma hipotético mostrando as relações das curvas tempo-distância entre as ondas direta, refratada e refletida para um modelo de uma interface. O ponto $(x_c, t_c)$ é definido como ponto de “crossover”, onde dois alinhamentos de ondas refratadas se interceptam, e o ponto crítico (PC) em que a refração e a reflexão são tangentes. ....	29
Figura 5 - Localização dos perfis de refração sísmica profunda utilizados para a obtenção do CRUST 5.1. Triângulos correspondem a pontos de levantamentos continentais e os círculos correspondem a pontos de medida de perfis oceânicos.....	32
Figura 6 - Modelos crustais de velocidade da onda P. ....	33
Figura 7- Seção sísmica de onda P do tiro SP-11, realizado em Paulo Afonso (BA). Sismograma plotado com velocidade de redução de 8 km/s e filtragem passa-banda de 1-10 Hz.....	38
Figura 8 - Seção sísmica de onda S do tiro SP-11, realizado em Paulo Afonso (BA). Sismograma plotado com velocidade de redução de 4,62 km/s e filtragem passa-banda de 2-6 Hz.....	38
Figura 9- a) grupo de raios representando as primeiras quebras da onda P ( $P_g$ e $P_n$ ), refração da crosta inferior ( $P_i$ ) e reflexão da descontinuidade Moho ( $P_mP$ ); e b) os tempos de trânsito calculados das fases em uma seção de tempo reduzido com velocidade de redução de 8 km/s. ....	40
Figura 10- a) grupo de raios representando as principais fases da onda S lidas em estudos crustais; e b) os tempos de trânsito calculados das fases em uma seção de tempo reduzido com velocidade de redução de 4.62 km/s. ....	40
Figura 11 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-08 localizado em Custódia/PE com os principais grupos de fase identificados. ....	42

Figura 12 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-09 localizado em Ibimirim/PE com os principais grupos de fase identificados. ....	42
Figura 13 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-11 localizado em Paulo Afonso/BA com os principais grupos de fase identificados. ....	43
Figura 14 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-12 localizado em Jeremoabo/BA com os principais grupos de fase identificados. ....	43
Figura 15 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-15 localizado em Tucano/BA com os principais grupos de fase identificados. ....	44
Figura 16 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-17 localizado em Anguera/BA com os principais grupos de fase identificados. ....	44
Figura 17 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-08 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....	48
Figura 18 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-09 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....	49
Figura 19 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-11 e os ajustes obtidos na modelagem. a) seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....	50
Figura 20 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-12 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de	

trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....	51
<b>Figura 21 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-15 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo, seta preta indica seguimento das leituras de tempo de trânsito para o qual não foi possível obter um ajuste satisfatório; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....</b>	<b>52</b>
<b>Figura 22 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-17 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....</b>	<b>53</b>
<b>Figura 23- Diagramas: a) de ajuste obtido para os tempos de trânsito teóricos (linhas pretas) às leituras de tempo de trânsito(círculos vermelhos) dos 6 pontos de tiro utilizados; e b) de raios teóricos associados ao modelo de onda P da porção sul do perfil sísmico N-S. ....</b>	<b>54</b>
<b>Figura 24 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-08 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo, seta preta indica seguimento das leituras de tempo de trânsito para o qual não foi possível obter um ajuste satisfatório; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....</b>	<b>57</b>
<b>Figura 25 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-09 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....</b>	<b>58</b>
<b>Figura 26 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-11 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de</b>	

trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....	59
<b>Figura 27 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-12 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....</b>	<b>60</b>
<b>Figura 28 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-15 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....</b>	<b>61</b>
<b>Figura 29 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-17 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido. ....</b>	<b>62</b>
<b>Figura 30 -Diagramas: a) de ajuste obtido para os tempos de trânsito teóricos (linhas pretas) às leituras de tempo de trânsito(círculos vermelhos) dos 6 pontos de tiro utilizados; e b) de raios teóricos associados ao modelo de onda P da porção sul do perfil sísmico N-S. ....</b>	<b>63</b>
<b>Figura 31 – Inversão tomográfica de tempo de percurso. a) Modelo de velocidade sísmica da onda P para a crosta e manto superior sob a porção sul da linha sísmica N-S obtido por inversão tomográfica, isocontorno de 7,825 km/s, plotado com exagero vertical de 2:1; e b) ajuste das curvas calculadas para o modelo às leituras de tempo de trânsito.....</b>	<b>66</b>
<b>Figura 32- a) Topografia da porção sul da transecta N-S e dos pontos de tiro; e b) modelo de velocidade sísmica da onda P obtido por modelagem, plotado com exagero vertical de 1,5:1.....</b>	<b>67</b>
<b>Figura 33 - Perfis 1D de velocidade média da onda P para as sub-províncias Central, Meridional e Cráton São Francisco; o sombreado indica o desvio das medidas de velocidade para cada curva.....</b>	<b>68</b>

Figura 34 - a) Topografia da porção sul da transecta N-S e dos pontos de tiro; e b) modelo de velocidade sísmica da onda S obtido por modelagem, plotado com exagero vertical de 1,5:1.....	70
Figura 35 - Perfis 1D de velocidade média da onda S para as sub-províncias Central, Meridional e Cráton São Francisco. ....	71
Figura 36 – a) modelo de razão $VP/VS$ e b) modelo da Razão de Poisson para a porção sul do perfil N-S com exagero vertical de 1,5:1. ....	73
Figura 37 - a) modelo de velocidade sísmica da onda P para a sub-bacia de Tucano Central com exagero vertical de 2:1; e b) ajuste das curvas calculadas para o modelo às leituras de tempo de trânsito. ....	75
Figura 38 – a) Modelo de velocidade sísmica da onda P e b) modelo de velocidade sísmica da onda S para as sub-bacias de Tucano Norte e Tucano Central. Seções geradas com exagero vertical de 4:1. ....	76
Figura 39 – a) Modelo de razão $VP/VS$ e b) modelo da Razão de Poisson para a bacia de Tucano com exagero vertical de 4:1. ....	77
Figura 40 – a) Modelo de velocidade sísmica da onda P e b) modelo de velocidade da onda S para a bacia de Jatobá. Figura gerada com exagero vertical de 2,5:1. ....	79
Figura 41 - a) Modelo de razão $VP/VS$ e b) modelo da Razão de Poisson para a bacia de Jatobá com exagero vertical de 2,5:1.....	80

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CGIAR-CSI – *Consulative Group for International Agricultural Research, Consortium for Spacial Information*

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

GIMP – *GNU Imagem Manipulation Program*

INCT-ET – Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos

IRIS – *Incorporated Research Institutions for Seismology*

MCT/CNPq – Ministério da Ciência e Tecnologia, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

Moho – descontinuidade Mohorovičić

PC – Ponto crítico

Pg – fase da onda P refratada no embasamento da bacia e crosta superior

Pi – fase da onda P refratada na descontinuidade mesocrustal

PmP – fase da onda P refletida na descontinuidade Moho

Pn – fase da onda P refratada na interface crosta-manto

Pn1 – fase da onda P refratada em uma estrutura do manto superior

PROFIT - *PROfile Forward and Inverse Tomographic modeling*

Psed – fase da onda P direta e refrações incipientes na bacia

SAC – *Seismic Analysis Code*

Sg – fase da onda S refratada no embasamento da bacia e crosta superior

Si – fase da onda S refratada na descontinuidade mesocrustal

SmS – fase da onda S refletida na descontinuidade Moho

Sn – fase da onda S refratada na interface crosta-manto

SP – *shotpoint*

Ssed – fase da onda S direta e refrações incipientes na bacia

SRTM3 – *Shuttle Radar Topography Mission 3 arc-sec*

VMED – *Velocity Model Edition*

WARR – *Wide Angle Reflection and Refraction*

## LISTA DE SÍMBOLOS

- $V_P$  – velocidade sísmica da onda P
- $E$  – modulo de Young
- $\mu$  – constante de rigidez
- $\rho$  – densidade
- $V_S$  – velocidade sísmica da onda S
- $\lambda$  – comprimento de onda
- $\sigma$  – razão de Poisson
- $\theta_1$  – ângulo do raio sísmico incidente
- $\theta_2$  – ângulo do raio sísmico refratado
- $v_1$  – velocidade sísmica da camada acima da interface
- $v_2$  – velocidade sísmica da camada subjacente
- $\theta_C$  – ângulo crítico
- $x_c$  – distância crítica
- $t_c$  – tempo crítico
- $t$  – tempo de trânsito
- $x$  – distância ao ponto de tiro
- $z_1$  – espessura da camada sobre a interface
- $T_P$  – tempo de redução do sismograma de ondas P
- $T_S$  – tempo de redução do sismograma de ondas S
- $\Delta t_{RMS}$  - tempo residual
- $\chi^2$  – chi quadrado
- $\Delta t$  – incerteza da leitura
- $N_{modeled}$  – número de raios modelados

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>18</b>
1.1	Justificativa .....	19
1.2	Objetivo Geral .....	19
1.3	Objetivos Específicos.....	20
<b>2</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>21</b>
2.1	Localização.....	21
2.2	Contexto Geotectônico .....	22
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA</b> .....	<b>26</b>
3.1	Ondas Sísmicas .....	26
3.1.1	Ondas de Corpo .....	26
3.2	Método sísmico de refração/reflexão de ângulo amplo .....	28
<b>4</b>	<b>PRINCIPAIS FEIÇÕES DA ESTRUTURA CRUSTAL CONTINENTAL</b> .....	<b>32</b>
<b>5</b>	<b>CONJUNTO DE DADOS</b> .....	<b>35</b>
<b>6</b>	<b>PROCESSAMENTO DE DADOS</b> .....	<b>36</b>
6.1	Filtragem e apresentação dos registros .....	36
6.2	Leitura e classificação das fases .....	38
6.3	Inversão tomográfica.....	45
6.4	Modelagem Direta .....	45
<b>7</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>65</b>
7.1	Linha N-S .....	65
7.1.1	Inversão.....	65
7.1.2	Modelo de onda P.....	65
7.1.3	Modelo de onda S.....	69
7.1.4	Modelo $V_P/V_S$ e razão de Poisson.....	72
7.2	Bacia de Tucano .....	74
7.2.1	Inversão.....	74

<b>7.2.2 Modelagem de ondas P e S .....</b>	<b>74</b>
<b>7.2.3 Razão <math>V_P/V_S</math> e razão de Poisson.....</b>	<b>75</b>
<b>7.3 Bacia de Jatobá.....</b>	<b>78</b>
<b>7.3.1 Modelagem de ondas P e S .....</b>	<b>78</b>
<b>7.3.2 Razão <math>V_P/V_S</math> e razão de Poisson.....</b>	<b>78</b>
<b>8 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>81</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>82</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Grande parte dos fenômenos geológicos verificados em superfície (magmatismo, desenvolvimento de riftes e formação de montanhas) são resultados de mecanismos e processos geodinâmicos que atuam e/ou atuaram no interior da Terra. Para o entendimento da evolução pretérita destes processos é fundamental o conhecimento da atual estrutura e dinâmica da litosfera (TEISSEYRE; CZECHOWSKI; LELIWA-KOPYSTYNSKI, 1993; KARATO, 2013).

A falta de métodos diretos faz da geofísica a principal ferramenta para estudos de cunho litosférico, onde destacam-se os métodos sísmicos e sismológicos em razão ao contraste de propriedades elásticas da Terra. Neste contexto, a refração sísmica profunda, ou refração e reflexão de ângulo amplo, tem se mostrado uma poderosa ferramenta (BERROCAL *et al.*, 2004; SOARES *et al.*, 2006; BERNARDES, 2015; LIMA *et al.*, 2015), permitindo o posicionamento em profundidade das principais descontinuidades crustais, tal como a projeção de feições geológicas mapeadas em superfície a níveis litosféricos a partir da distribuição de velocidades sísmicas em subsuperfície (KOSMINSKAYA, 1971).

Na América do Sul, com exceção da região Andina, poucos levantamentos sísmicos de refração foram realizados, sendo de forma geral restritos a países da Europa, América do Norte, Ásia, Japão e Austrália (MOONEY; LASKE; MASTERS, 1998). Pavlenkova, Priestley e Cipar (2002) utilizaram dados de um perfil de refração sísmica profunda para o estudo da estrutura do Cráton Siberiano e da bacia Pur-Gedan, onde foram identificadas variações laterais na estrutura da crosta sob o cráton e regiões circundantes, uma espessura de 15 km para camada sedimentar e registros de um paleo-rifte. Wang *et al.* (2000), verificaram uma crosta que varia de 35 km de espessura sob regiões cratônicas atingindo 41,5 km no cinturão orogênico Dabie Shan, no centro-oeste da China. O modelo crustal encontrado pode ser representado por três camadas (crosta superior, média e inferior), caracterizadas por diferentes intervalos de velocidade sísmica e composição mineral (Wang *et al.*, 2000).

Recentemente, com a criação do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (INCT-ET), importantes projetos estão sendo desenvolvidos, fornecendo informações sobre o arcabouço geotectônico de algumas províncias tectônicas brasileiras (SOARES *et al.*, 2011). No primeiro deles, denominado “Estudos geofísicos e tectônicos na Província Borborema, Nordeste do Brasil” (MCT/CNPq,

42.0222/2005-7), financiado pelo programa Institutos do Milênio, foi levantada uma transecta de refração sísmica de aproximadamente 900 km de extensão (linha NW-SE), além da aquisição de diversos outros dados geofísicos e geológicos (LIMA *et al.*, 2015).

No projeto subsequente intitulado “Estudo da estrutura da litosfera do Nordeste do Brasil” (MCT/CNPq, 573713/2008-1), foi adquirido o segundo perfil de refração sísmica profunda, com cerca de 820 km de extensão, orientado principalmente na direção N-S. Esse perfil atravessa a Província Borborema e o norte do Cratón São Francisco (SOARES *et al.*, 2011). Neste trabalho de pesquisa são utilizados dados da porção sul da transecta sísmica N-S.

### **1.1 Justificativa**

Este estudo tem como ponto principal a obtenção de novos modelos de estrutura crustal que possam trazer indícios sobre a história e evolução tectônica da região da Província Borborema e do Cráton São Francisco, em particular no que se refere a evolução das bacias de Jatobá e Tucano, a partir de dados de refração sísmica já levantados.

A complexidade geológica-estrutural fez da Província Borborema um alvo de inúmeros trabalhos geofísicos e projetos de pesquisa, além de diversos programas de exploração mineral e materiais energéticos (BRITO NEVES *et al.*, 2000; BIZZI *et al.*, 2003). Esta região também é definida como uma das porções de maior atividade sísmica da plataforma Sul Americana (BERROCAL *et al.*, 1984).

Dessa forma, espera-se que o desenvolvimento no conhecimento geofísico e geológico-estrutural da região possa contribuir também com atividades de interesse socioeconômico, como estudos da sismicidade local, assim como uma melhor compreensão do potencial metalogenético na exploração mineral.

### **1.2 Objetivo Geral**

O presente estudo tem como objetivo principal a modelagem da estrutura crustal e manto litosférico sob a região da Província Borborema e Cráton São Francisco, Nordeste do Brasil.

### 1.3 Objetivos Específicos

Dentre os objetivos específicos deste trabalho destacam-se:

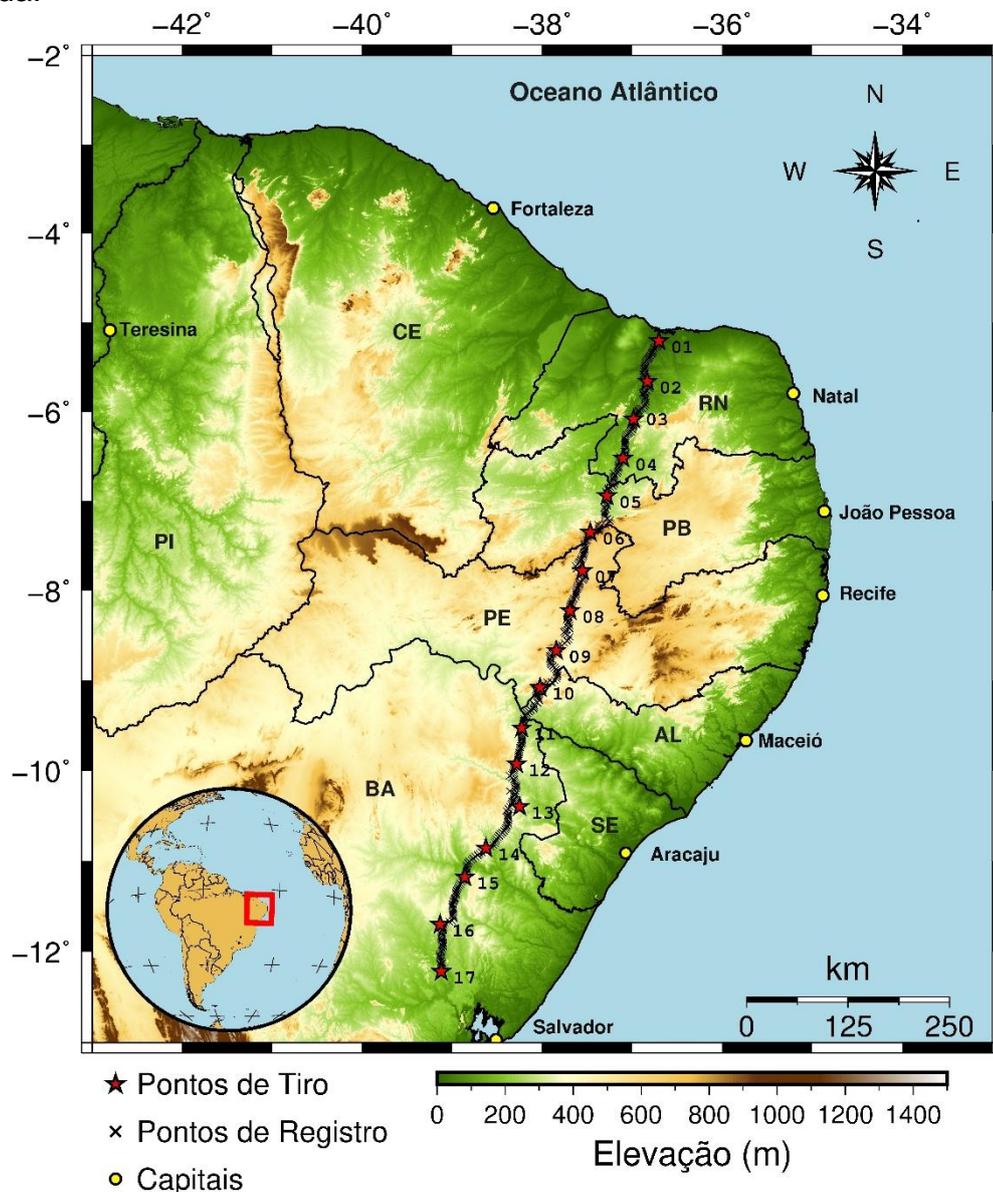
- a) definição de modelos sísmicos preliminares a partir de inversão sísmica tomográfica de tempo percurso;
- b) modelagem direta 2D dos tempos de trânsito das ondas P e S pelo método do traçado de raios;
- c) definição de modelos da razão  $V_P/V_S$  e razão de Poisson para a Província Borborema e Cráton São Francisco;
- d) caracterização das principais estruturas geológicas e descontinuidades crustais;
- e) estimativa da espessura da camada sedimentar das bacias de Tucano e Jatobá.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

### 2.1 Localização

A área de estudo está localizada no Nordeste brasileiro e corresponde à região atravessada pela transecta sísmica com orientação aproximadamente N-S. Situa-se sobre os estados da Bahia, Alagoas, Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, passando sobre o planalto da Borborema (Figura 1).

Figura 1 - Mapa topográfico com a localização da linha N-S de refração sísmica profunda.

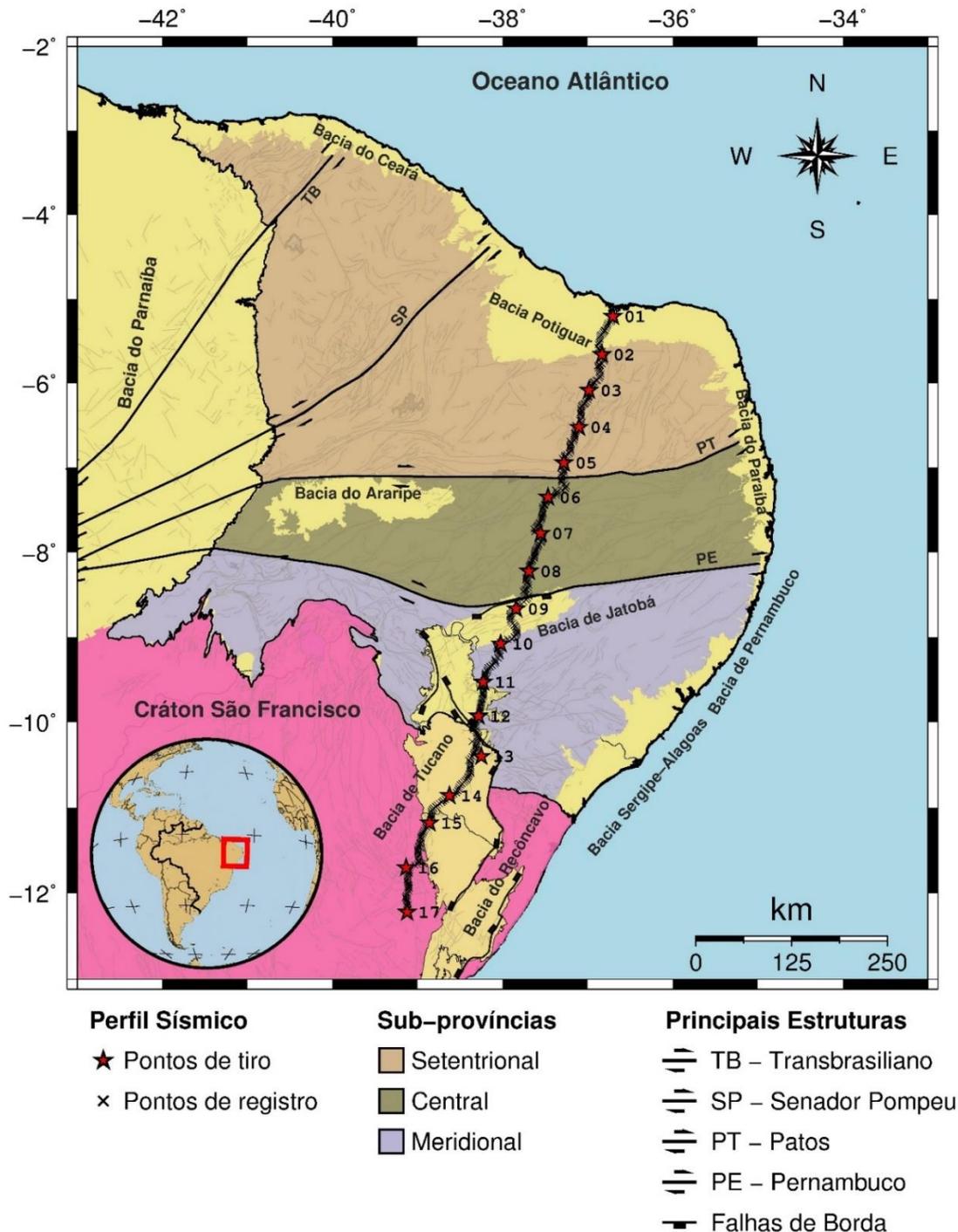


Fonte: limites estaduais provenientes do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2006); e modelo digital de elevação SRTM3 extraído de *Consultative Group for International Agricultural Research – Consortium for Spatial Information*, (CGIAR-CSI, 2004).

## 2.2 Contexto Geotectônico

A Província Borborema consiste num domínio geológico-estrutural com cerca de 450.000 km<sup>2</sup>, limitado a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte pelas bacias sedimentares de margem costeira (Figura 2).

Figura 2 - Mapa de domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema, do Cráton São Francisco e bacias sedimentares.



Fonte: adaptado de Oliveira (2008), Araujo, Weinberg e Cordani (2013).

Almeida *et al.* (1977, 1981) definiram a Província Borborema como um conjunto de maciços e sistemas de dobramento, onde se manifestaram importantes eventos tectônicos, termais e magmáticos no final do Neoproterozoico atribuídos à Orogenia Brasileira (cerca de 0,6 Ga). Esta província estrutural vem sendo alvo de vários trabalhos geológicos e geofísicos desde o último século, além de numerosos projetos de pesquisa e programas de exploração mineral (scheelita, minerais de pegmatitos e ouro) e materiais energéticos (petróleo, gás e urânio), levando a uma vasta bibliografia (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000; BIZZI *et al.*, 2003).

A complexidade e heterogeneidade da Província Borborema proporciona a compartimentação em sub-províncias definidas como sub-província Setentrional, Central e Meridional, que estão delimitadas em superfície pelos lineamentos Patos e Pernambuco (JARDIM DE SÁ, 1994).

A sub-província Setentrional compreende o segmento da Província Borborema situado ao norte do Lineamento Patos, cujos domínios tectônicos estão divididos por extensas zonas de cisalhamento e classificados como Médio Coreaú, Ceará Central, Orós-Jaguaribe e Rio Grande do Norte (VAN SCHMUS *et al.*, 2008). De acordo com o modelo proposto por Almeida, Julià e Frassetto (2015), obtido através do método Função do Receptor, a sub-província Zona Setentrional apresenta os menores valores de espessura crustal da Província Borborema, variando de 30 a 32 km.

A porção central, representada pelo domínio da Zona Transversal, caracteriza um segmento crustal de direção E-W, limitado a norte pelo lineamento Patos, a sul pelo lineamento Pernambuco e a leste pelas bacias costeiras. Contém vários segmentos internos de direção NE-SW, deformados e rotacionados no sentido horário em decorrência do par cisalhante dextral (BRITO NEVES *et al.*, 1995). No modelo de estrutura crustal de Lima *et al.* (2015), obtido por meio da modelagem de dados de refração sísmica profunda, verifica-se uma descontinuidade Moho regular com profundidade variando de 32 a 33 km para a sub-província Central. O topo da crosta inferior apresenta variações de até 5 km dos blocos crustais circundantes, além de uma anomalia de baixa velocidade da onda P na base da crosta de 6,7 km/s (LIMA *et al.*, 2015).

A sub-província Meridional, situada ao sul do lineamento Pernambuco, estende-se até o limite com o Cráton São Francisco, incluindo um conjunto de faixas móveis (Sergipano, Riacho do Pontal e Rio Preto) que tiveram sua origem em margens continentais passivas da Península do São Francisco, que foram invertidas para

margens ativas no decorrer do Neoproterozoico (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1992; BRITO NEVES; SANTOS; SCHMUS, 2000). Almeida, Julià e Frassetto (2015) definiram um modelo de espessura crustal utilizando telessismos onde a crosta varia de entorno de 34 km de espessura na porção leste da zona Meridional, chegando a 44 km na porção oeste.

O Cráton São Francisco, do ponto de vista geotectônico, pode ser descrito como um mosaico de unidades estruturais, gerado por sucessivos mecanismos tectônicos que podem ser expressos por acreções crustais e/ou colisões continentais do final do Paleoproterozoico (BARBOSA; SABATÉ; MARINHO, 2003). Consiste de maneira geral em terrenos de alto grau (gnaisses, migmatitos e granulitos) e terrenos granito-*greenstone* arqueanos a paleoproterozoicos, recobertos por depósitos proterozoicos de rifte e plataformais (TEIXEIRA, 1993). De acordo com os modelos crustais de Oliveira e Medeiros (2009) e Soares *et al.* (2011), definidos por meio de inversão gravimétrica e modelagem de dados de refração sísmica respectivamente, a porção norte do Cráton São Francisco é caracterizada por uma espessura crustal superior a 38 km.

Na região Nordeste do Brasil, bacias do tipo rifte instalaram-se ao longo de regiões de deformação afetada por heranças tectônicas de estruturas do Pré-cambriano, sendo a maior parte destes riftes marcada pela ocorrência de semi-grábens (MATOS, 1992, 1999). As bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, são formadas por sistemas de grábens com direção N-S (Recôncavo e Tucano), que mudam abruptamente de direção para E-W na bacia de Jatobá (ALEXANDRINO, 2008). São limitadas por altos do embasamento, onde a bacia do Recôncavo é limitada pelo Alto do Aporá, seguida pela Bacia do Tucano, a qual é separada da Bacia de Jatobá pelo Alto do São Francisco (ALEXANDRINO, 2008).

A bacia de Tucano, como o restante do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, possui uma geometria de um semi-gráben cuja assimetria decorre de uma falha de borda principal. Com cerca de 30.500 km<sup>2</sup>, a bacia de Tucano encontra-se segmentada nas sub-bacias Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte, limitadas em superfície pelos rios Vaza Barris (Tucano Central e Tucano Norte) e Itapicuru (Tucano Central e Tucano Sul) (COSTA *et al.*, 2007). De acordo com Milani e Davison (1988), o embasamento das bacias Tucano Central e Norte apresentam mergulho para SE, atingindo mais de 12 km de espessura sedimentar na bacia de Tucano Central, com depocentro situado próximo a sua borda oriental.

A bacia de Jatobá compreende uma área de em torno de 5.000 km<sup>2</sup>, limitada a norte e com subsidência controlada pela falha de Ibimirim, que faz parte do mesmo sistema. Tectonicamente é uma bacia transtrativa alongada com sentido ENE-WSW, situada sobre a Província Borborema (PERARO, 1995). Teve sua abertura controlada pela estruturação do embasamento, composto por lineamentos SW-NE, que geraram uma inflexão do sistema rifte de N-S da Bacia de Tucano, para SW-NE na Bacia de Jatobá (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987). Santos *et al.* (2014) propõem um modelo para bacia de Jatobá obtido por inversão 2D de dados magnetotelúricos, onde a bacia é atribuída a uma camada condutora rasa que se estende da superfície até uma profundidade máxima de 4 km.

### 3 METODOLOGIA

#### 3.1 Ondas Sísmicas

Os métodos sísmicos fundamentam-se nos conceitos de propagação de ondas elásticas. Ondas sísmicas consistem em pacotes de energia de deformação elástica que se propaga esfericamente a partir de uma fonte sísmica (SENGBUSH, 1983). São classificadas em dois tipos principais: ondas de corpo, que se propagam através do volume de um meio; e ondas superficiais, que se propagam ao longo de uma superfície entre meios com propriedades elásticas contrastantes (SHERIFF; GELDART, 1995). Neste projeto de pesquisa será realizada modelagem direta a partir da análise de ondas de corpo.

##### 3.1.1 Ondas de Corpo

São subdivididas em ondas compressivas (ondas P) e cisalhantes (ondas S). As ondas P propagam-se por deformação uniaxial (compressão e expansão) das partículas na direção de propagação da onda (Figura 3a) (SENGBUSH, 1983). Apresentam velocidade de propagação maior que as ondas cisalhantes, sendo as primeiras a serem registradas (SENGBUSH, 1983). A velocidade de propagação das ondas P em determinado meio é dada pela equação 1.

$$V_P = \sqrt{\frac{\left(E + \frac{4}{3}\mu\right)}{\rho}} \quad (1)$$

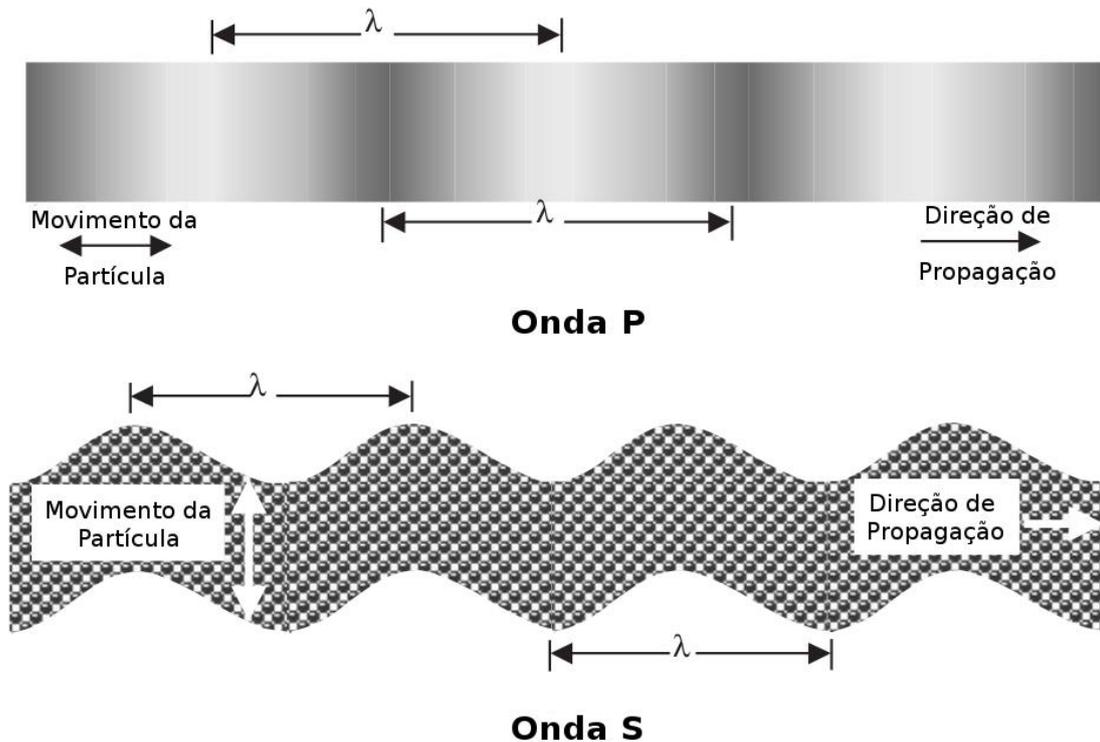
Onde  $V_P$  é a velocidade de propagação da onda P,  $E$  o módulo de Young,  $\mu$  a constante de rigidez e  $\rho$  a densidade do material em que a onda se propaga.

As ondas S propagam-se por meio de um cisalhamento puro, onde as partículas se movimentam em um plano perpendicular à direção de propagação da onda (Figura 3b). Ondas cisalhantes não se propagam em meios fluídos por não resistirem a mudança de forma ( $\mu = 0$ ) (SENGBUSH, 1983). A velocidade de propagação das ondas S é dada pela equação 2.

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

Onde  $V_S$  é a velocidade de propagação da onda S,  $\mu$  a constante de rigidez e  $\rho$  a densidade do material em que a onda se propaga.

Figura 3- Movimentação das partículas associada a passagem de ondas sísmicas de corpo, onde  $\lambda$  é o comprimento de onda.



Fonte: extraído de Gadallah e Fisher (2005).

A velocidade sísmica das rochas depende de diferentes fatores, incluindo porosidade, litologia, cimentação, profundidade, presença de fluídos, dentre outros (SHERIFF; GELDART, 1995). No entanto, a razão de velocidades  $V_P/V_S$  é uma medida adimensional conexas ao conteúdo de sílica das rochas, que possibilita classificá-las segundo sua composição mineral em félsica, intermediária ou máfica (GAJEWSKI; RABEL, 1999).

De acordo com Mussachio *et al.* (1997), valores da razão  $V_P/V_S$  entre 1,73 e 1,75 são indicativos de composição félsica enquanto valores maiores ou iguais a 1,8 definem composição máfica. O aumento da razão  $V_P/V_S$  é causado principalmente pela presença de minerais como plagioclásio, anfibólio, piroxênio e Fe-olivina (MUSSACHIO *et al.*, 1997).

Mediante a razão  $V_P/V_S$ , é possível determinar o valor da razão de Poisson de uma rocha (Equação 3). A razão de Poisson é uma constante elástica que define a

relação entre a deformação transversal e longitudinal sofrida por um corpo quando aplicada uma tensão unidirecional (SENGBUSH, 1983).

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 2} \quad (3)$$

Onde  $\sigma$  é a razão de Poisson,  $V_P$  e  $V_S$  as velocidades de propagação das onda P e S respectivamente.

Embora o valor da razão de Poisson das rochas varie também com propriedades como a anisotropia e pressão do poro, em geral seus valores estão associados com sua composição mineral (ZANDT; AMMON, 1995). Zandt e Ammon (1995), estabeleceram que valores de  $\sigma$  abaixo de 0,26 caracterizam rochas félsicas, valores entre 0,26 e 0,28 indicam uma composição intermediária e para valores acima de 0,28 são classificadas como máficas.

### 3.2 Método sísmico de refração/reflexão de ângulo amplo

O método de refração e reflexão de ângulo amplo, do inglês *Wide-Angle Reflection/Refraction* (WARR), utiliza extensos arranjos de receptores com espaçamento relativamente regular em perfil para registrar as oscilações mecânicas (ondas sísmicas) provenientes de fontes controladas (SOARES, 2005). As ondas sísmicas interagem com o meio, sendo refratadas e refletidas ao encontrar interfaces que separam dois meios com propriedades elásticas distintas. O ângulo de refração (e também de reflexão) é dado pela Lei de Snell, que estabelece a sua relação com o ângulo de incidência e com o contraste de velocidades sísmicas das camadas (Equação 4) (SHERIFF; GELDART, 1995).

$$\frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad (4)$$

onde  $\theta_1$  e  $\theta_2$  são os ângulos do raio incidente e raio refratado respectivamente, e  $v_1$  e  $v_2$  as velocidades sísmicas do meio em que viajam os raios incidente e refratado respectivamente.

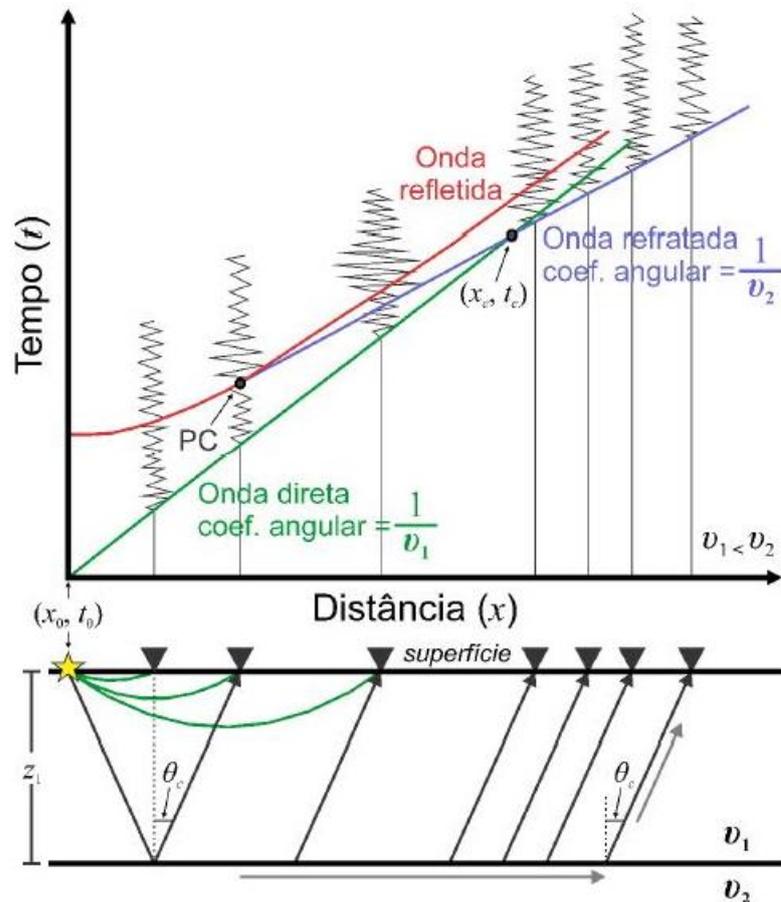
Quando a camada inferior apresenta uma velocidade sísmica maior ( $v_2 > v_1$ ), há um ângulo de incidência conhecido como ângulo crítico ( $\theta_c$ ), para o qual o ângulo do raio refratado é  $90^\circ$  (Equação 5) (SHERIFF; GELDART, 1995).

$$\theta_c = \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2}\right) \quad (5)$$

Ao refratar criticamente, o raio sísmico percorre a interface com a velocidade da camada inferior e retorna à superfície como frente de onda plana (SHERIFF, GELDART, 1995). Geometricamente, o ângulo crítico é o maior ângulo de incidência possível que ainda gera raio refratado, a partir do qual tem-se reflexão total (SENGBUSH, 1983).

As fases sísmicas refratadas criticamente retornam à superfície gerando alinhamentos de fases sísmicas em curvas tempo-distância, os quais são utilizados para traduzir as características físicas e estruturais do meio que percorreram (Figura 4) (SENGBUSH, 1983).

Figura 4 - Sismograma hipotético mostrando as relações das curvas tempo-distância entre as ondas direta, refratada e refletida para um modelo de uma interface. O ponto  $(x_c, t_c)$  é definido como ponto de "crossover", onde dois alinhamentos de ondas refratadas se interceptam, e o ponto crítico (PC) em que a refração e a reflexão são tangentes.



Fonte: extraído de Bernardes (2015).

De acordo com Green (1974), devido a simplicidade e aplicabilidade, a teoria do raio sísmico tem sido aplicada na interpretação de dados sísmicos há mais de um século. A teoria tem como base o cálculo do tempo de trânsito de raios sísmicos através de um determinado meio e pode ser aplicada quando satisfeitas as seguintes condições:

- a) a espessura de cada camada deve ser pequena em comparação com a extensão do arranjo de sensores;
- b) a espessura de cada camada deve ser grande em comparação com o comprimento de onda predominante da onda sísmica.

Satisfeitas estas condições, o fenômeno sísmico pode ser discutido geometricamente em termos da teoria do raio sísmico, não havendo necessidade de se introduzir a complexidade proveniente da teoria de ondas (GREEN, 1974).

As fases da onda direta e refratada se alinham nas seções sísmicas formando retas traduzidas em equações de primeiro grau (Equações 6 e 7 respectivamente), nas quais a velocidade é dada pelo inverso da inclinação do segmento de reta, enquanto as reflexões formam hipérbolas tangentes à onda refratada criticamente na mesma interface, sendo traduzidas matematicamente em equações de 2º grau (Equação 8) (CHAPMAN, 2004).

$$t = \frac{x}{v_1} \quad (6)$$

$$t = \frac{x}{v_2} + 2 \left( \frac{z_1}{v_1} \right) \cos \theta_c \quad (7)$$

$$t^2 = \frac{x^2}{v_1^2} + \frac{(2z_1)^2}{v_1^2} \quad (8)$$

onde  $t$  é o tempo de trânsito,  $x$  a distância ao ponto de tiro,  $\theta_c$  o ângulo crítico,  $z_1$  a espessura da camada,  $v_1$  a velocidade da camada superior,  $v_2$  a velocidade da camada subjacente.

Estas relações geométricas simplificadas formam a base para abordagem e interpretação de dados sísmicos do tipo WARR. A complexidade inerente ao meio geológico pode gerar instabilidade nas curvas, tornando inviável a identificação de um modelo de interfaces irregulares através da análise de gráficos tempo-distância (BERNARDES, 2015). Para isso utiliza-se outras técnicas de interpretação como a

inversão tomográfica, fornecendo uma aproximação inicial que será refinada por modelagem direta (ALMEIDA, 2013).

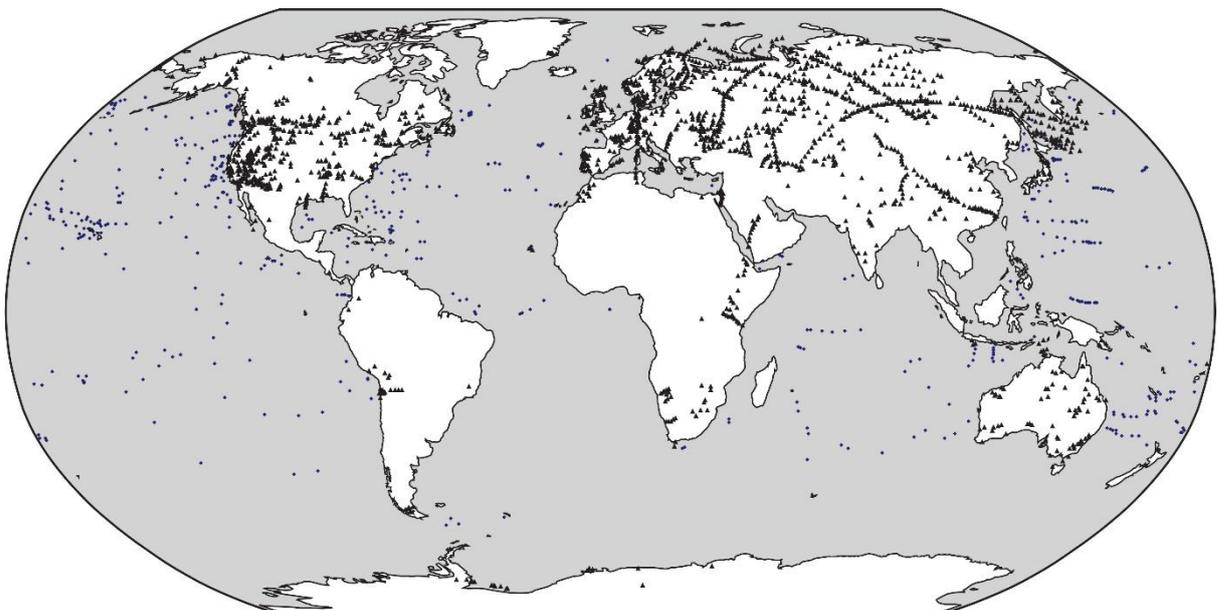
#### 4 PRINCIPAIS FEIÇÕES DA ESTRUTURA CRUSTAL CONTINENTAL

As feições básicas da crosta continental vêm sendo caracterizadas por estudos sísmicos desde a década de 60 (STEINHART; MEYER, 1961; JAMES; STEINHART, 1966; PAVLENKOVA, 1973). A representação em termos de velocidade sísmica e os modelos crustais que geralmente consistem de duas ou mais camadas separadas por descontinuidades ou gradientes de velocidade variam conforme a região.

Mooney, Laske e Masters (1998) apresentaram um modelo global da crosta da Terra, o *CRUST 5.1*, gerado a partir da compilação de dados de refração sísmica profunda publicados no período de 1948 a 1995 (Figura 5). Neste modelo verifica-se que em regiões estáveis, a crosta apresenta espessura de 30 a 45 km, com média global de 38 km. Para o *CRUST 5.1* foram obtidos os seguintes valores de velocidade sísmica da onda P:

- a) 4,0 a 5,3 km/s para camadas sedimentares consolidadas;
- b) 5,6 a 6,3 km/s para crosta continental superior;
- c) 6,3 a 6,7 km/s para crosta continental média;
- d) 6,8 a 7,4 km/s para crosta continental inferior;
- e) 7,8 a 8,2 para o manto litosférico.

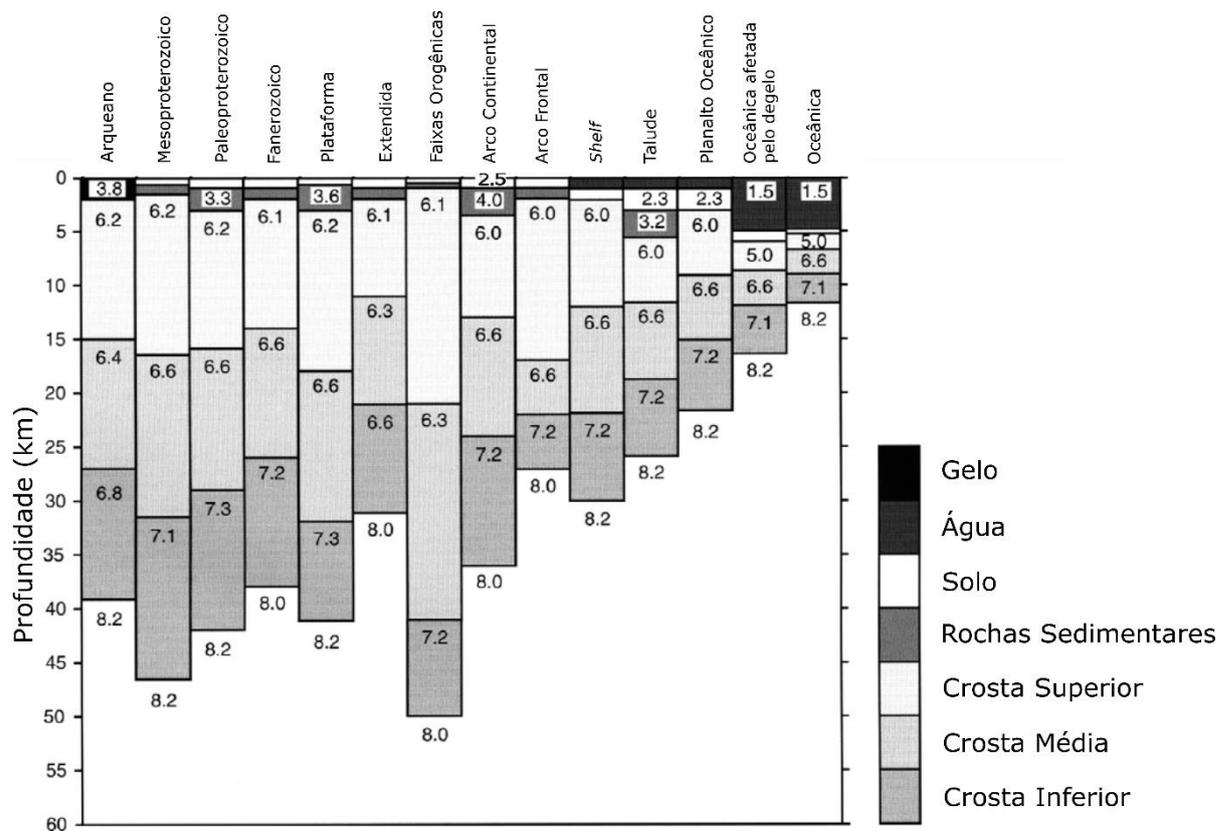
Figura 5 - Localização dos perfis de refração sísmica profunda utilizados para a obtenção do *CRUST 5.1*. Triângulos correspondem a pontos de levantamentos continentais e os círculos correspondem a pontos de medida de perfis oceânicos.



Fonte: extraído de Mooney, Laske e Masters (1998).

Em algumas regiões, existem evidências de que a velocidade aumenta descontinuamente através das camadas da crosta, enquanto que para outros ambientes tectônicos tem-se o aumento progressivo em função da profundidade. A compilação de dados sísmicos ao redor do mundo permitiu a definição de características primárias de modelos crustais relacionados a suas idades específicas ou ambientes tectônicos (Figura 6) (MOONEY; LASKE; MASTERS, 1998).

Figura 6 - Modelos crustais de velocidade da onda P.



Embora a espessura média da crosta continental seja de 39 km para o território brasileiro, a Província Borborema é evidenciada por espessuras de 30 a 35 km. Os maiores valores espessura crustal para o Brasil são encontrados sobre regiões cratônicas, chegando a  $41 \pm 4$  km na região do Cráton São Francisco (ASSUMPÇÃO *et al.*, 2013b).

## 5 CONJUNTO DE DADOS

Os dados de refração sísmica profunda do perfil N-S, utilizados neste trabalho, foram coletados por 370 estações instaladas a cada 2,2 km ao longo de uma linha de aproximadamente 800 km de extensão e tiros realizados a cada 50 km sobre o perfil (SOARES *et al.*, 2011). Foram utilizadas 335 estações verticais, modelo Texan 125A com sensor L4A (2 Hz) e 35 estações triaxiais com registradores RefTeK DAS-130 com sensor L4A-3D, ambas operando com taxa de amostragem de 200 sps (SOARES *et al.*, 2011).

Os tiros foram realizados com cargas explosivas de aproximadamente 1,5 toneladas distribuídas em poços com 10 polegadas de diâmetro e aproximadamente 45 m de profundidade. Contudo, os tiros das extremidades da transecta (SP-1 e SP-17) foram executados com 4 toneladas de carga explosiva distribuídas em três poços de mesmas dimensões (SOARES *et al.*, 2011).

Para este trabalho são utilizados dados de 6 pontos de tiros da porção sul da transecta N-S, especificamente, SP-08, SP-09, SP-11, SP-12, SP-15 e SP-17. Os demais tiros, SP-10; SP-13; SP-14 e SP-16, não geraram energia suficiente para serem registradas ao longo da linha sísmica.

## 6 PROCESSAMENTO DE DADOS

### 6.1 Filtragem e apresentação dos registros

A avaliação dos dados de refração sísmica profunda é um processo de diversos estágios, dentre os quais o primeiro é a apresentação dos registros (seções sísmicas). Os dados consistem em registros de 600 s, que foram cortados em uma janela de tempo de 150 s a partir da hora de origem do tiro e realizadas operações de correção de sinal como a remoção da média e remoção da tendência linear.

A Terra atenua naturalmente as altas frequências, de forma que para os sinais utilizados em estudos sísmicos profundos define-se um limite superior de frequência de 20-25 Hz (KOSMINSKAYA, 1971). Para facilitar a identificação das fases sísmicas na seção é realizada a filtragem passa-banda do sinal e a remoção de traços ruidosos.

As seções sísmicas são apresentadas em escala de tempo reduzido, que de acordo com Shearer (1999), expande a escala de tempo de forma a mostrar as curvas de tempo de trânsito com maior detalhe, horizontalizando as fases com velocidade sísmica aparente igual à velocidade de redução.

As seções sísmicas de ondas P deste trabalho foram geradas com os seguintes parâmetros:

- a) Filtragem passa banda de 1-10 Hz. Este intervalo de frequência foi definido a partir de uma análise qualitativa do dado;
- b) Velocidade de redução de 8 km/s. Esta velocidade foi utilizada para facilitar a identificação e leitura das fases, horizontalizando a refração da descontinuidade Moho ( $P_n$ );
- c) Registro de tempo reduzido cortado no intervalo de 0-16 s.
- d) Ganho do sinal aplicado para ressaltar a amplitude das fases sísmicas de interesse. Este procedimento também foi aplicado por meio de uma análise qualitativa do dado.

As ondas S são fases secundárias registradas principalmente nas componentes horizontais de um registro triaxial. Trabalhos utilizando leituras de ondas cisalhantes em registros verticais são pouco comuns na literatura. Devido a insuficiência de estações triaxiais do conjunto de dados do perfil sísmico N-S, serão adotados procedimentos utilizados por Musacchio *et al.* (1997), Melo (2006) e Tavares (2014) para leitura das fases de ondas S em registros de estações verticais. Este

procedimento consiste na análise conjunta das seções sísmicas de ondas P e S, reduzidas segundo uma razão de velocidades  $V_P/V_S$  de 1,73 e plotadas com eixos de tempo mantendo a razão inversa ( $T_S/T_P = 1,73$ ). Isto faz com que os alinhamentos de fase das seções P e S sejam próximos e coincidam quando  $V_P/V_S = 1,73$ . Dessa forma, as leituras das fases de onda S são realizadas a partir de ajustes das picagens de onda P plotadas sobre as seções de sísmicas de S.

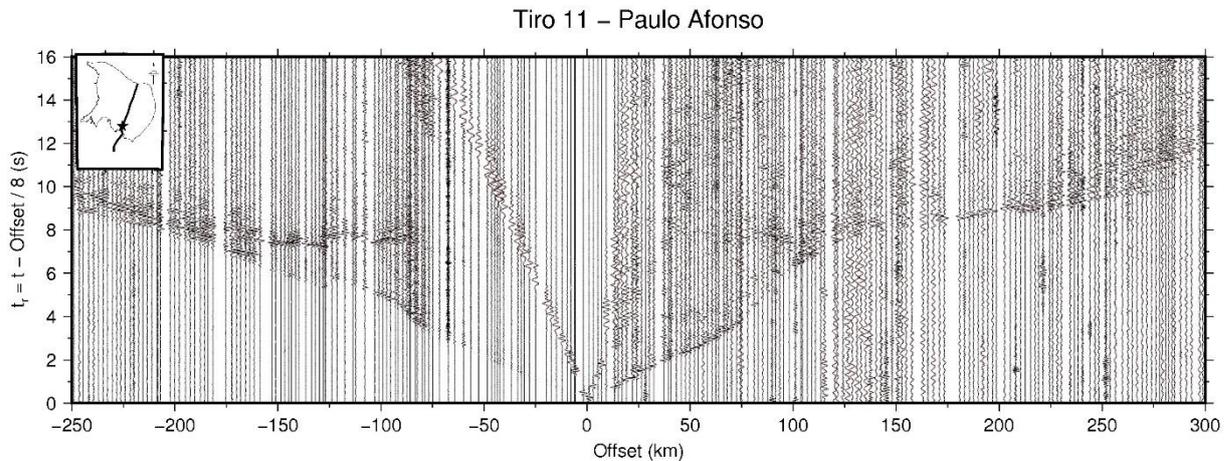
As seções sísmicas de ondas S foram geradas com os seguintes parâmetros:

- a) Filtragem passa banda de 2-6 Hz. Este intervalo de frequência foi definido a partir de uma análise qualitativa do dado;
- b) Velocidade de redução de 4.62 km/s, mantendo a razão  $V_P/V_S$  de 1,73;
- c) Registro de tempo reduzido cortado no intervalo de 0-27.68 s, preservando a razão  $T_S/T_P = 1,73$ ;
- d) Ganho do sinal aplicado para ressaltar a amplitude das fases sísmicas de interesse. Este procedimento também foi aplicado por meio de uma análise qualitativa do dado.

Esta etapa do processamento foi realizada por meio do *software Seismic Analysis Code (SAC)*, desenvolvido em linguagem C pelo Laboratório Nacional de Lawrence Livermore. O SAC é um programa livre produzido para o estudo de sinais sequenciais, em especial dados de séries temporais, sendo amplamente utilizado por sismólogos como ferramenta na análise de eventos sísmicos. Atualmente é desenvolvido e mantido por um grupo de desenvolvedores que trabalham em cooperação com a *Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)*.

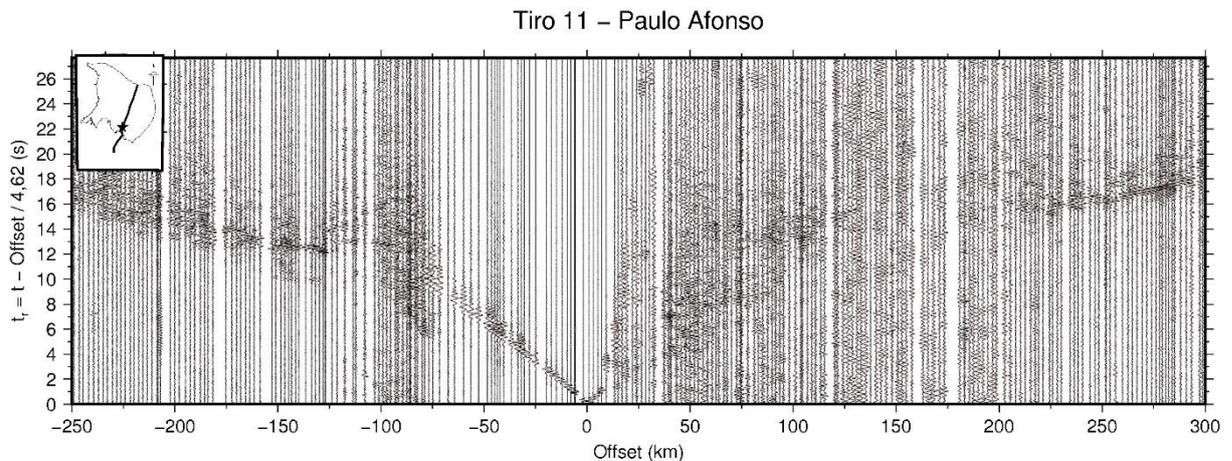
As figuras 7 e 8 exemplificam as seções de ondas P e S respectivamente obtidas após o processamento inicial. Com o estabelecimento das seções sísmicas de ondas P e S, foi dado início a etapa de leitura dos alinhamentos de fase.

Figura 7- Seção sísmica de onda P do tiro SP-11, realizado em Paulo Afonso (BA). Sismograma plotado com velocidade de redução de 8 km/s e filtragem passa-banda de 1-10 Hz.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 8 - Seção sísmica de onda S do tiro SP-11, realizado em Paulo Afonso (BA). Sismograma plotado com velocidade de redução de 4,62 km/s e filtragem passa-banda de 2-6 Hz.



Fonte: elaborado pelo autor.

## 6.2 Leitura e classificação das fases

A leitura dos alinhamentos de fases sísmicas (picagem) é um procedimento primordial da análise de dados WARR. De acordo com Zelt (1999), um modelo desenvolvido a partir da análise dos dados de tempo de trânsito é tão bom quanto seus *picks*, de modo que leituras realizadas incorretamente induzem erros significativos no modelo produzido.

A evidência de camadas com características distintas dentro da crosta depende quase que exclusivamente da interpretação de diferentes fases sísmicas (PAVLENKOVA; PAVLENKOVA, 2014). Nestas fases, variações na inclinação dos alinhamentos sugerem a presença de descontinuidades em várias profundidades, sendo possível inferir algumas medidas a respeito da estrutura crustal (LIMA, 2011).

Assim como regularmente ocorre em estudos crustais, os principais alinhamentos de fases da onda P identificados neste estudo são:

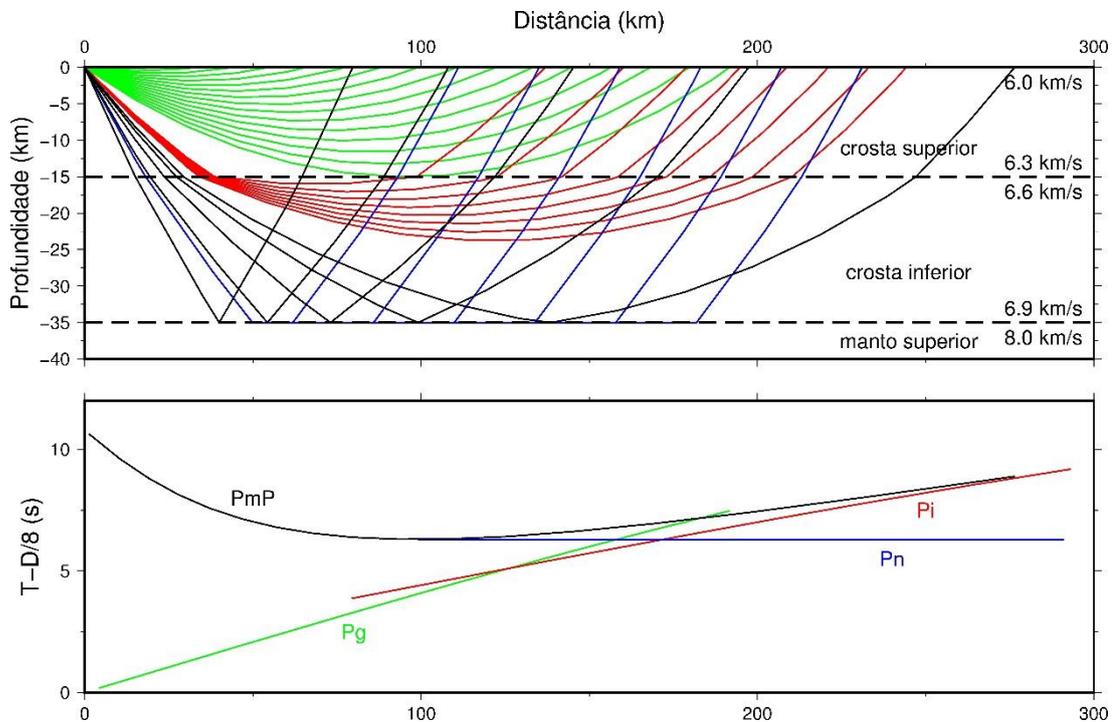
- a) P<sub>sed</sub> ou P “sedimentar”: corresponde a onda P direta e refrações incipientes na bacia sedimentar, evidenciando parâmetros sísmicos da bacia;
- b) P<sub>g</sub> ou P “granítica”: corresponde a onda P refratada no embasamento da bacia e crosta superior, evidenciando parâmetros sísmicos e estruturais do embasamento da bacia assim como da crosta superior;
- c) P<sub>i</sub> ou P “intermediária”: corresponde a onda P refratada pela descontinuidade mesocrustal, evidenciando parâmetros sísmicos e estruturais do topo da crosta inferior;
- d) P<sub>n</sub> ou P “normal”: corresponde a onda P refratada pela interface crosta-manto superior (descontinuidade Mohorovičić ou Moho), evidenciando parâmetros sísmicos e estruturais do topo do manto litosférico;
- e) P<sub>mP</sub> ou P “moho” P: corresponde a onda P refletida na descontinuidade Moho, evidenciando parâmetros sísmicos e estruturais da base da crosta (Figura 9).

De acordo com Musacchio *et al.* (1997), as principais fases da onda S identificadas em estudos de refração sísmica profunda são:

- a) S<sub>sed</sub>: corresponde a onda S direta e refrações incipientes na bacia sedimentar;
- b) S<sub>g</sub>: corresponde a onda S refratada no embasamento da bacia e crosta superior;
- c) S<sub>i</sub>: corresponde a onda S refratada na descontinuidade mesocrustal;
- d) S<sub>n</sub>: corresponde a onda S refratada na descontinuidade Moho;
- e) S<sub>mS</sub>: corresponde a onda S refletida na descontinuidade Moho (Figura 10).

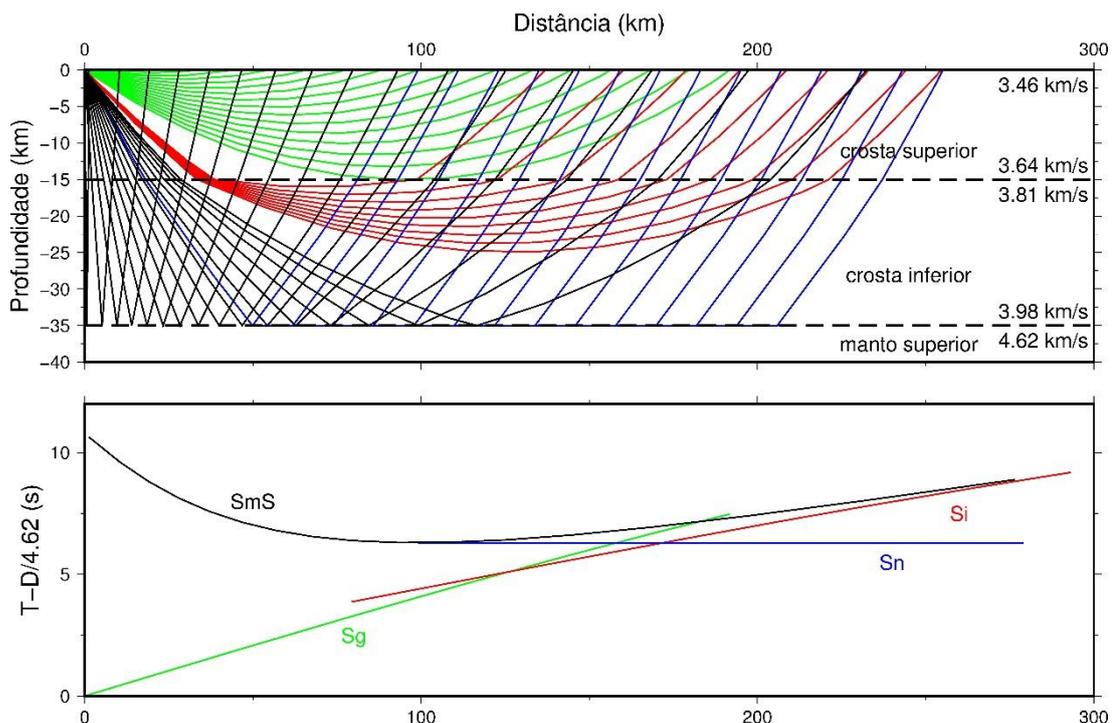
Em geral os registros das fases S<sub>n</sub> são mais fracos, mostrando incertezas maiores que eventualmente inviabilizam sua leitura (MUSACCHIO *et al.*, 1997). As leituras das fases S<sub>sed</sub>, S<sub>g</sub>, S<sub>i</sub> e S<sub>mS</sub> foram dadas a partir das fases de onda P plotadas sobre as seções sísmicas de ondas S. Nos dados utilizados neste trabalho o registro da fase S<sub>n</sub> não é forte o suficiente para ser lida.

Figura 9- a) grupo de raios representando as primeiras quebras da onda P (Pg e Pn), refração da crosta inferior (Pi) e reflexão da descontinuidade Moho (PmP); e b) os tempos de trânsito calculados das fases em uma seção de tempo reduzido com velocidade de redução de 8 km/s.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 10- a) grupo de raios representando as principais fases da onda S lidas em estudos crustais; e b) os tempos de trânsito calculados das fases em uma seção de tempo reduzido com velocidade de redução de 4.62 km/s.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

A leitura e classificação das fases foi realizada por intermédio do programa de edição de imagens de código aberto *GNU Image Manipulation Program (GIMP)*. As seções sísmicas geradas foram importadas no programa e criados vetores para cada alinhamento de fase sísmica. Para auxiliar a identificação das fases sísmicas foi utilizado o modo de sobreposição de camadas disponível no GIMP para combinação de seções com valores de ganho de sinal distintos.

Neste estudo, foram atribuídas incertezas nas leituras das fases de forma qualitativa e generalizada, de acordo com uma verificação visual da relação sinal-ruído dos traços. Foram utilizados os seguintes valores:

- a) 50 ms – para as fases Psed e Pg;
- b) 100 ms – para as fases Pi, Pn e Sg;
- c) 125 ms – para as fases Ssed e Si;
- d) 150 ms – para as fases PmP e SmS.

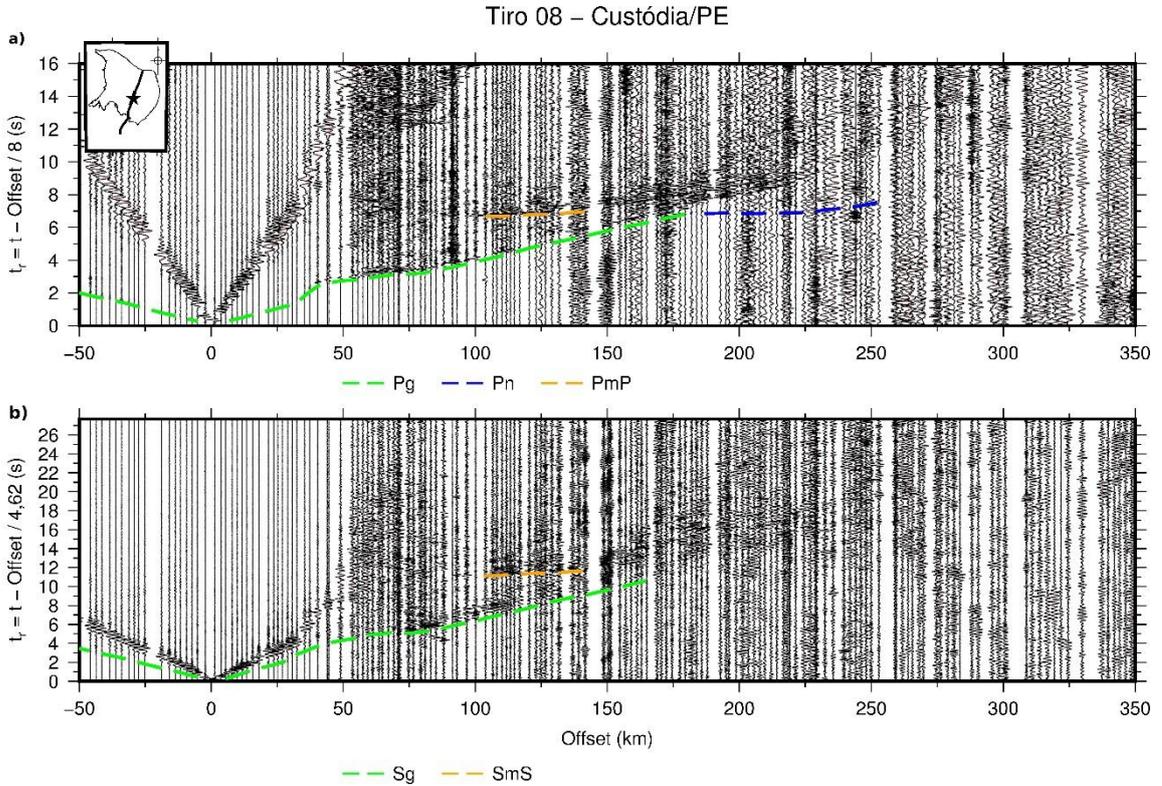
De maneira geral, estes valores de incerteza estão dentro do intervalo para estudos crustais propostos por trabalhos anteriores (RUMPFHUBER; KELLER, 2009; COX; KELLER, 2013)

No total foram lidas 1107 leituras das fases de onda P nas 6 seções sísmicas, sendo: 13 leituras de Psed, 504 de Pg, 82 de Pi, 241 de Pn e 138 de PmP, além de 129 leituras de outra fase de refração (Pn1) identificada nos tiros SP-15 e SP-17. A fase Pn1, consiste em uma refração de uma estrutura na porção superior do manto litosférico com velocidade aparente superior à da Pn. Esta fase fica mais evidente no sismograma do tiro SP-17, chegando anteriormente a refração da Moho. As seções sísmicas de onda P com leitura e classificação de fases são apresentadas no quadro a) das figuras 11-16.

A partir das seções sísmicas de ondas S, foram realizadas 673 leituras de fases de onda S, das quais: 13 são de Ssed, 467 de Sg, 81 de Si e 112 de SmS. Os sismogramas de onda S são indicados no quadro b) das figuras 11-16 com suas respectivas leituras de fase. Variações da inclinação verificadas nos alinhamentos de fase sugerem a presença de descontinuidades crustais em diferentes profundidades.

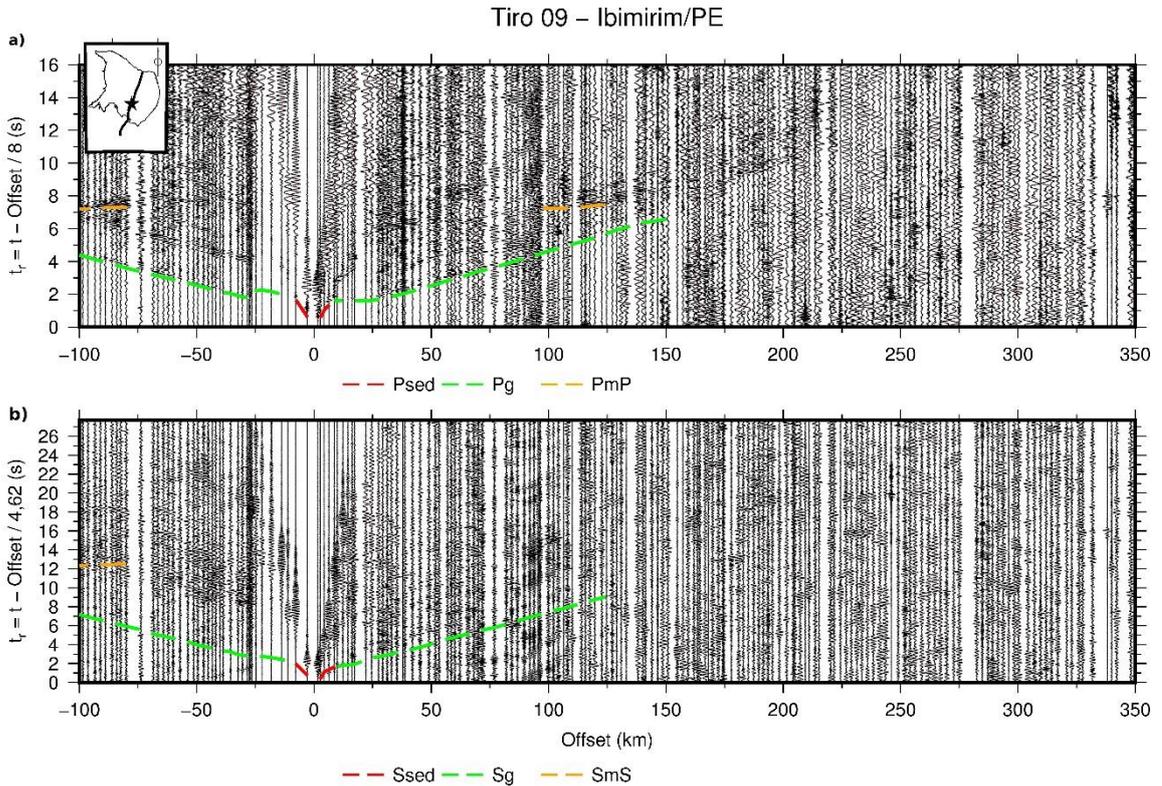
A partir deste banco de dados de leituras, foi iniciado o processo de inversão tomográfica de tempo de percurso das ondas P assim como a modelagem direta 2D dos tempos de trânsito das ondas P e S.

Figura 11 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-08 localizado em Custódia/PE com os principais grupos de fase identificados.



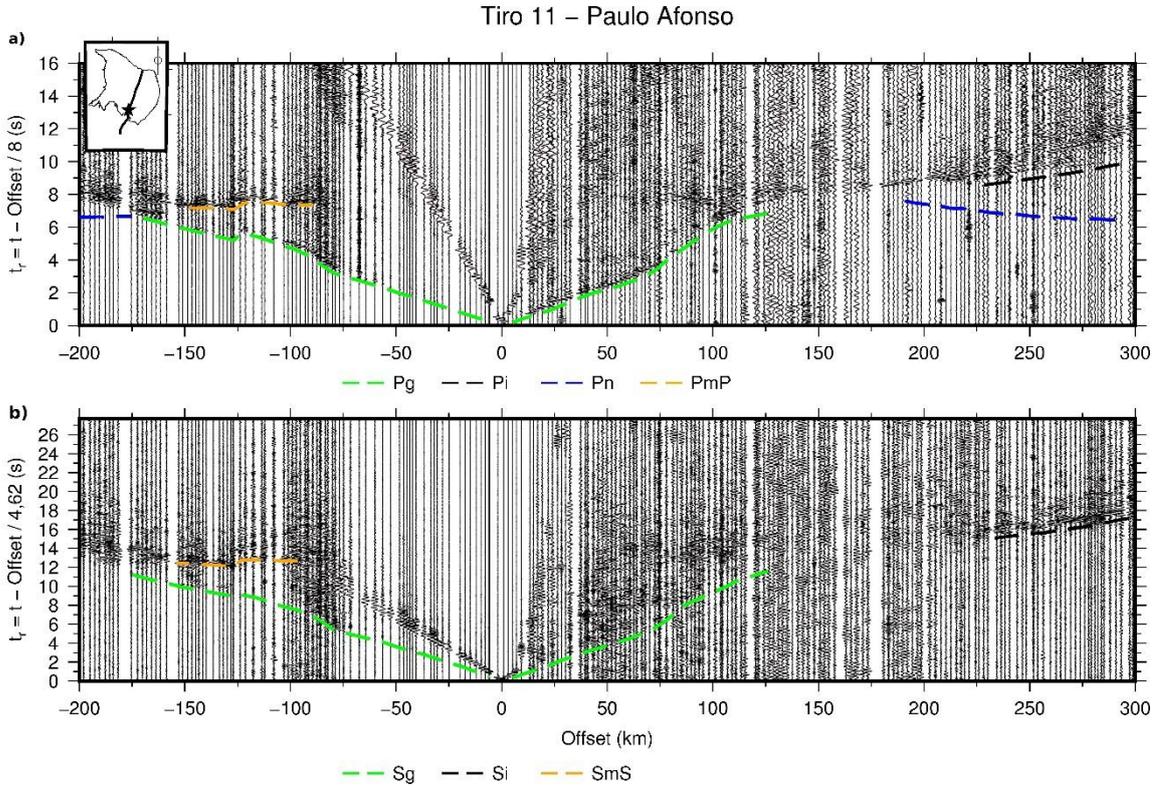
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 12 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-09 localizado em Ibimirim/PE com os principais grupos de fase identificados.



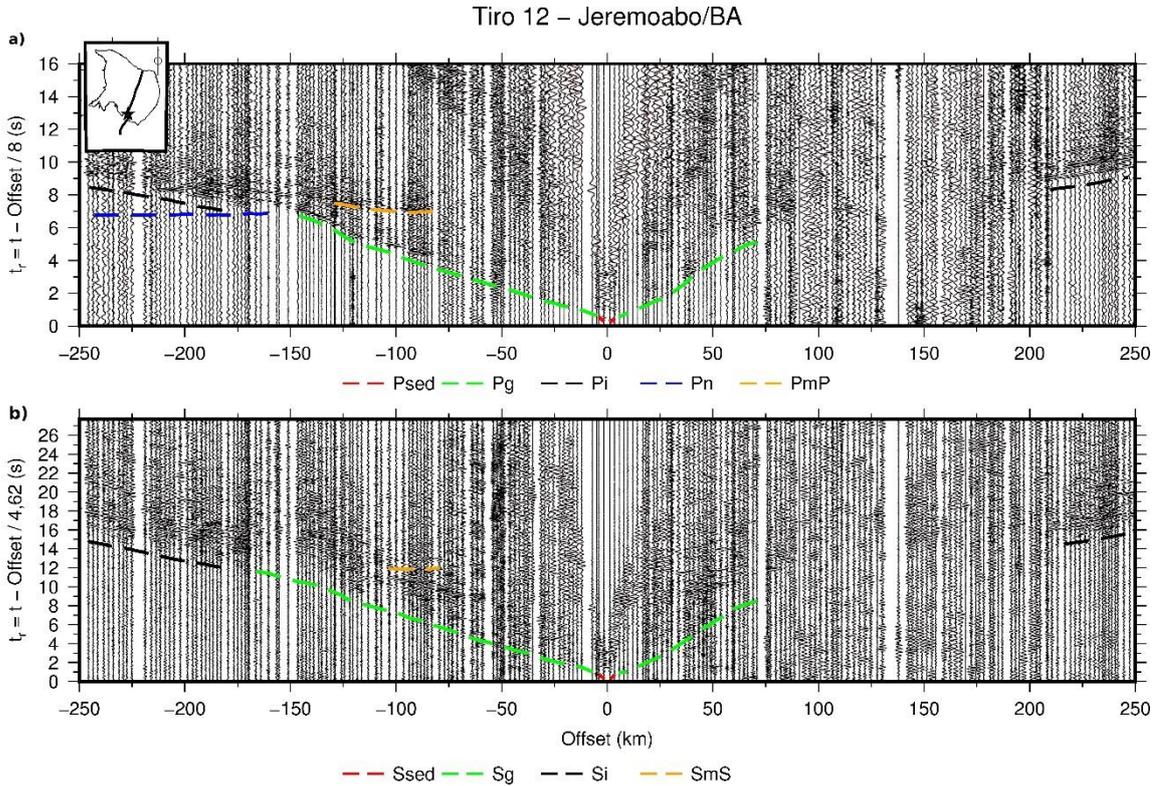
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 13 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-11 localizado em Paulo Afonso/BA com os principais grupos de fase identificados.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 14 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-12 localizado em Jeremoabo/BA com os principais grupos de fase identificados.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 15 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-15 localizado em Tucano/BA com os principais grupos de fase identificados.

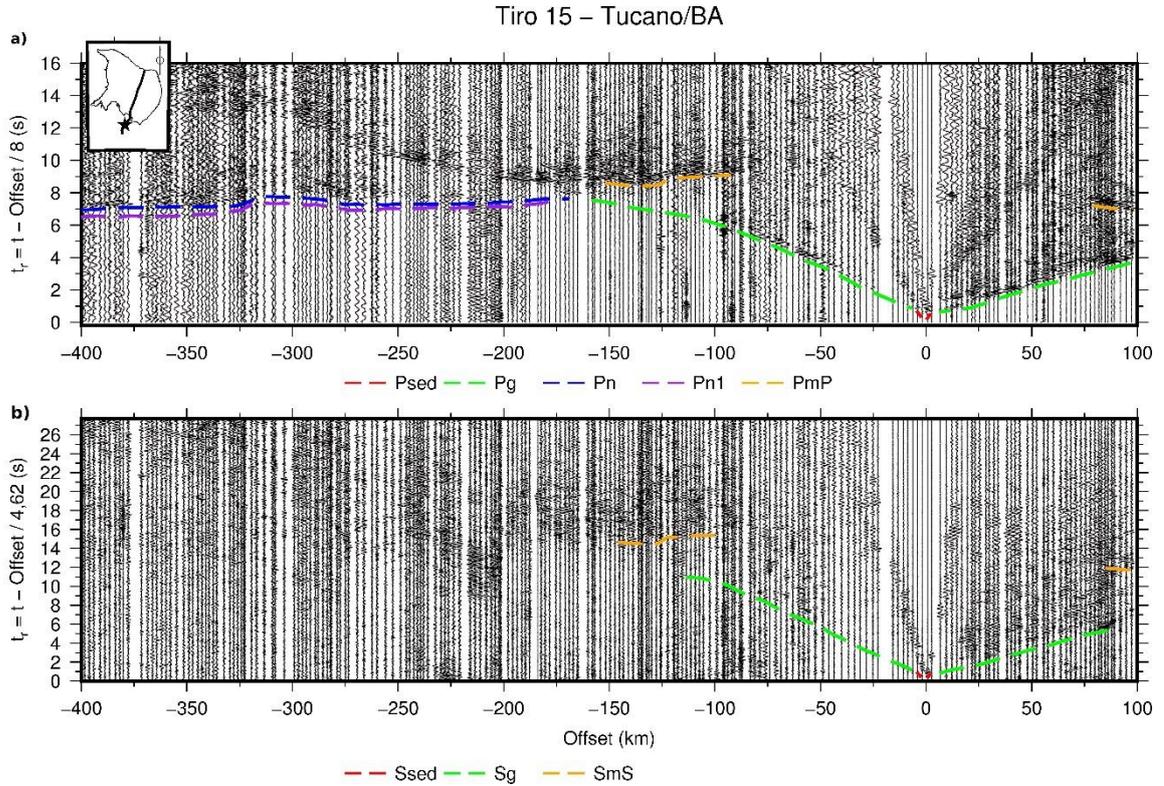
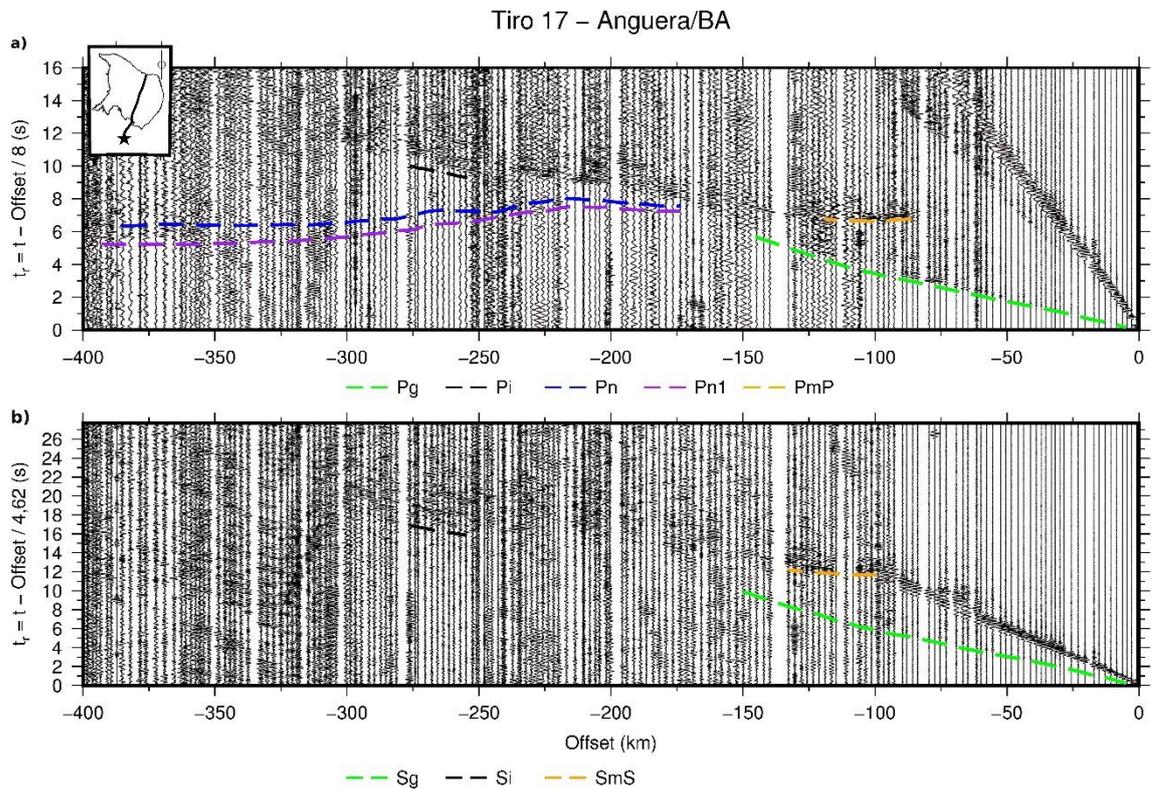


Figura 16 - a) sismograma de onda P e b) sismograma de onda S do ponto de tiro SP-17 localizado em Anguera/BA com os principais grupos de fase identificados.



### 6.3 Inversão tomográfica

A fim de obter um modelo inicial de velocidades da onda P para a modelagem sísmica da crosta e manto superior para a Província Borborema e Cráton São Francisco, foi realizada a inversão tomográfica dos tempos de trânsito dos dados de primeira quebra das ondas P.

Para isso, foram selecionadas as leituras das fases  $P_{sed}$ ,  $P_g$  e  $P_n$  de cada tiro, e convertidas para o formato de entrada do algoritmo de inversão de código livre *PROfile Forward and Inverse Tomographic modeling* (PROFIT), escrito em linguagem FORTRAN-90. Este programa defini modelos bidimensionais de velocidade sísmica através do traçado de raios com base na técnica *bending rays* (KOULAKOV; KOPP, 2008).

Também foi gerado um modelo inicial de velocidade por tomografia para a sub-bacia de Tucano Central, de forma a auxiliar a modelagem da mesma. Foram selecionadas apenas as fases  $P_{sed}$  e  $P_g$  dos tiros SP-12 e SP-15, utilizados como tiro direto e reverso respectivamente nesta inversão.

Para a obtenção de um modelo preliminar para a bacia de Jatobá seriam selecionados os tiros mais próximos a bacia, o SP-09 e SP-10. Como o SP-10 não gerou energia sísmica suficiente para ser registrado, não foi possível obter um modelo consistente para a bacia de Jatobá por inversão das leituras de primeira quebra das ondas P, partindo direto para a etapa de modelagem da bacia.

### 6.4 Modelagem Direta

O modelo preliminar de velocidade da onda P obtido por tomografia foi utilizado como modelo inicial para modelagem direta de onda P pelo método de traçado de raios a partir do pacote de programas RayInvr e *Velocity Model Edition* (VMED). O RayInvr é um *software* livre de modelagem de meios 2D e inversão do tempo de trânsito da refração e reflexão, adaptado do algoritmo desenvolvido por Zelt e Ellis (1988) para cálculo do traçado de raios e incorporado ao pacote (ZELT; SMITH, 1992), enquanto o VMED é um programa para análise e edição interativa do modelo de velocidades utilizado pelo RayInvr.

Para modelagem foi adotada a técnica de remoção de camada (*layer-stripping approach*) recomendada por Zelt e Smith (1992), que consiste numa abordagem do

tipo "através e para baixo" (*across-and-down*). Nesta técnica, as fases mais superficiais são modeladas primeiramente utilizando-se preferencialmente pares de tiros (tiro direto e reverso), quando obtido um ajuste satisfatório das curvas teóricas às leituras dos tempos de trânsito de seus respectivos alinhamentos de fases, é fixado o modelo para a camada superficial, passando a modelar fases mais profundas (ZELT; SMITH, 1992).

Ao final da modelagem, são atribuídos parâmetros estatísticos com relação ao ajuste do modelo. O parâmetro  $\Delta t_{RMS}$  representa o tempo residual entre as leituras de tempo de trânsito e as curvas calculadas para o modelo. Em estudos crustais são utilizados valores de  $\Delta t_{RMS}$  de até 0,200 s (COX; KELLER; HARDER, 2013). O  $\chi^2$  (chi quadrado) avalia quantitativamente a relação entre o tempo residual obtido para o modelo e a incerteza das leituras ( $\Delta t$ ). Quando o valor do tempo residual se aproxima da incerteza da medida são obtidos de  $\chi^2$  próximos de 1 (TAYLOR, 1997).

A partir das leituras dos alinhamentos de fase da onda P, foi realizada modelagem direta das ondas P apresentada nas figuras 17-22. Para o modelo foram traçados ao total 1106 raios e obtido um ajuste com  $\Delta t_{RMS}$  de 0,129 s e  $\chi^2$  de 3,842 (Figura 23). As tabelas 1-6, sumarizam o número de raios traçados ( $N_{modelado}$ ),  $\Delta t$ ,  $\Delta t_{RMS}$  e  $\chi^2$  das fases sísmicas da onda P para cada ponto de tiro individualmente.

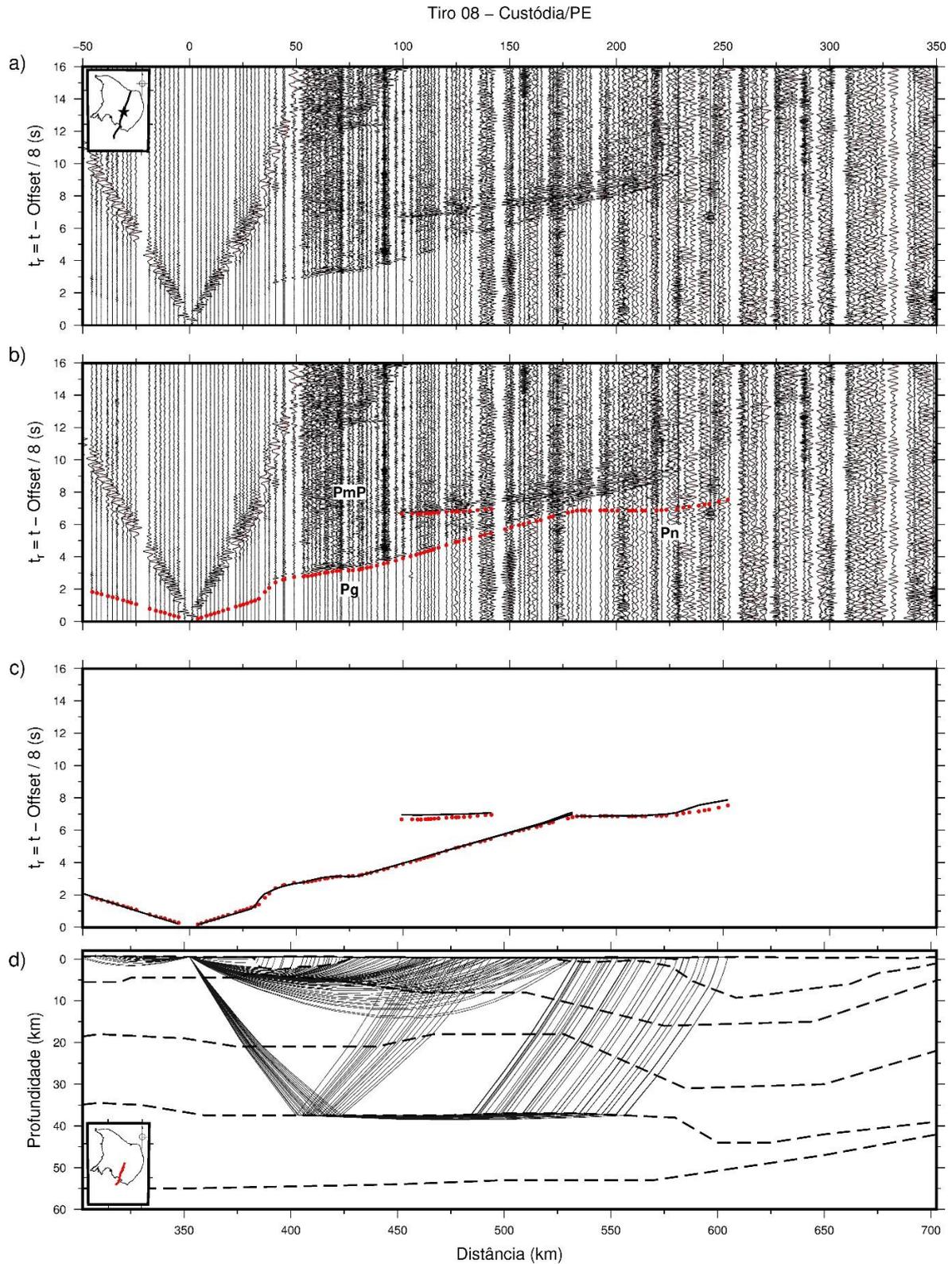
Embora tenha-se obtido um ajuste satisfatório para o modelo, há um segmento da fase Pg do tiro SP-15, indicado no quadro c) da figura 21, em que não foi possível ajustar a curva modelada às leituras de tempo de trânsito simultaneamente com as leituras dos demais tiros. Este desajuste foi responsável pelos maiores valores de  $\Delta t_{RMS}$  e  $\chi^2$  do modelo e pode ser resultado de uma alta complexidade tridimensional desta região do perfil somado à forma irregular com que a transecta corta a bacia.

O modelo de onda S foi obtido com base na geometria de camadas adquiridas no modelo de onda P, preservando a espessura, estruturação e número de camadas variando apenas os valores de velocidade. O modelo de velocidade da onda S calculado a partir do modelo de P para  $\sigma=0,25$  foi utilizado como modelo preliminar para modelagem sísmica.

A partir das leituras de fase da onda S, foi realizada a modelagem apresentada nas figuras 24-29. Para o modelo de ondas S foi obtido uma cobertura total de 672 raios, com  $\Delta t_{RMS}$  de 0,190 s e  $\chi^2$  de 2.738 (Figura 30). As tabelas 7-12 sumarizam os parâmetros  $N_{modelado}$ ,  $\Delta t$ ,  $\Delta t_{RMS}$  e  $\chi^2$  individualmente para cada ponto de tiro.

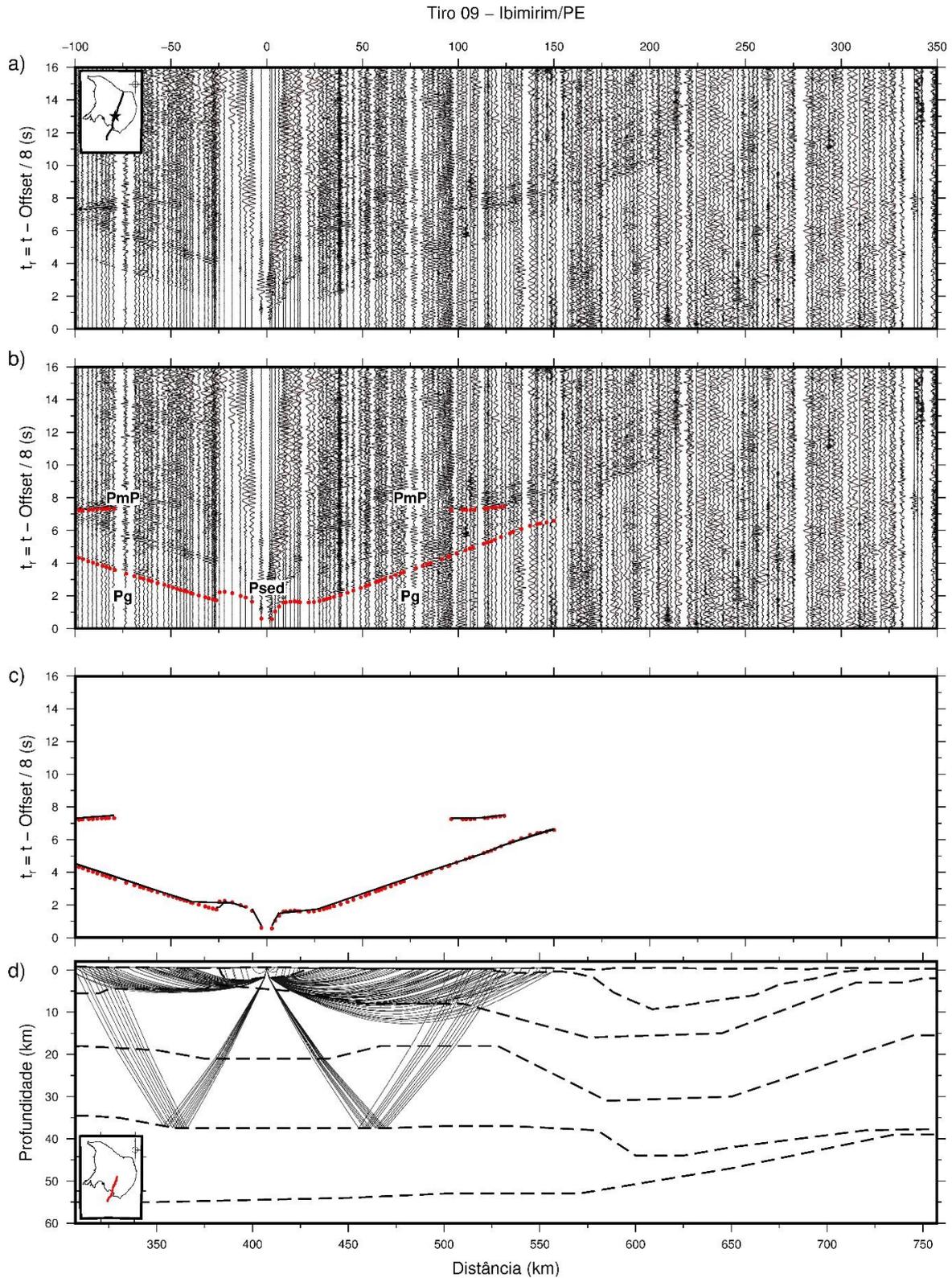
De forma geral foi obtido um ajuste satisfatório para o modelo de ondas S, embora não tenha sido possível o ajuste da fase SmS do tiro SP-08 indicada no quadro c) da figura 24. Este desajuste é indício da possível necessidade de ajuste geométrico nesta porção do modelo, visto que a modelagem de ondas S foi realizada apenas com variação dos valores de velocidade.

Figura 17 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-08 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



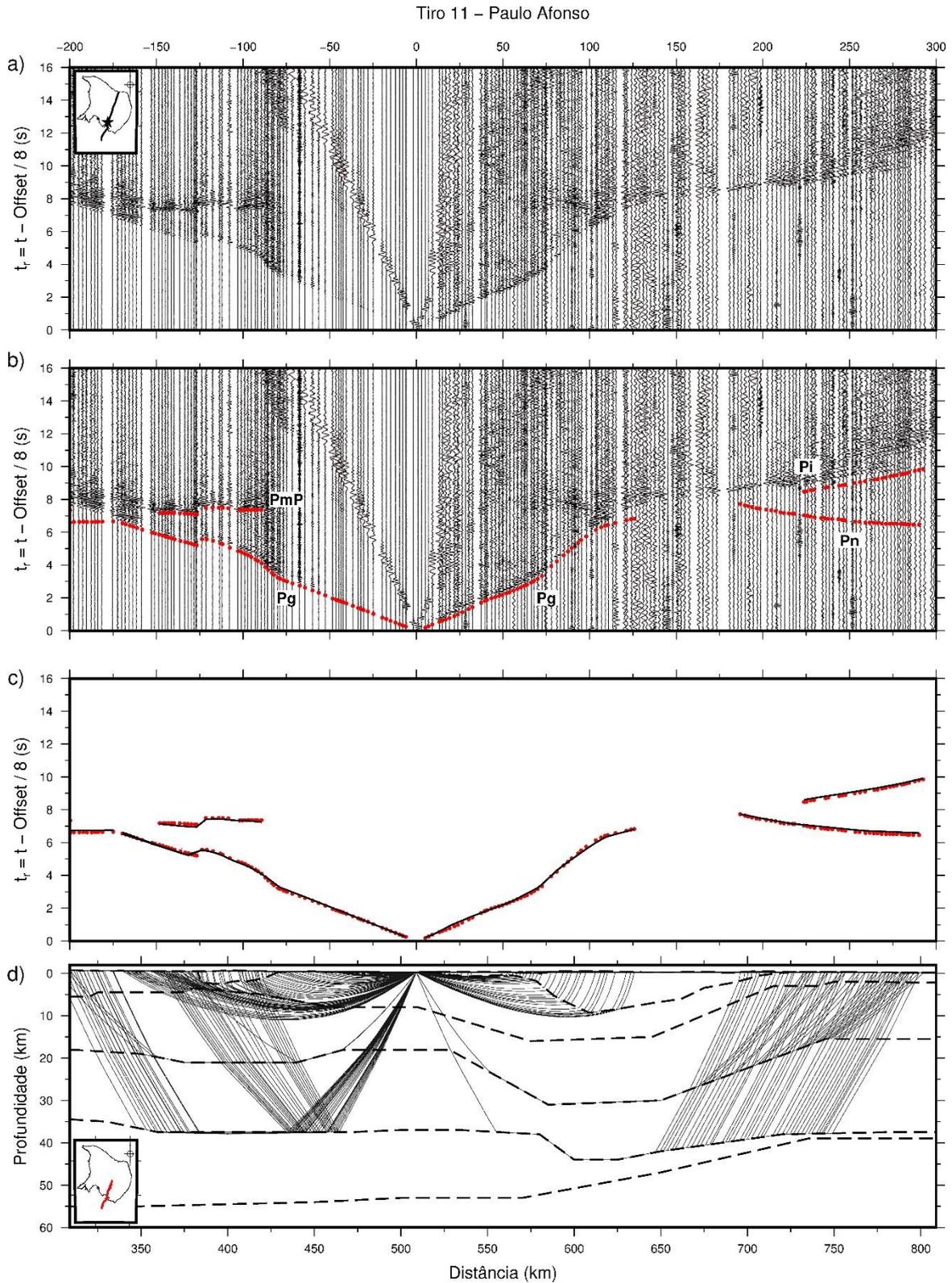
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 18 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-09 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



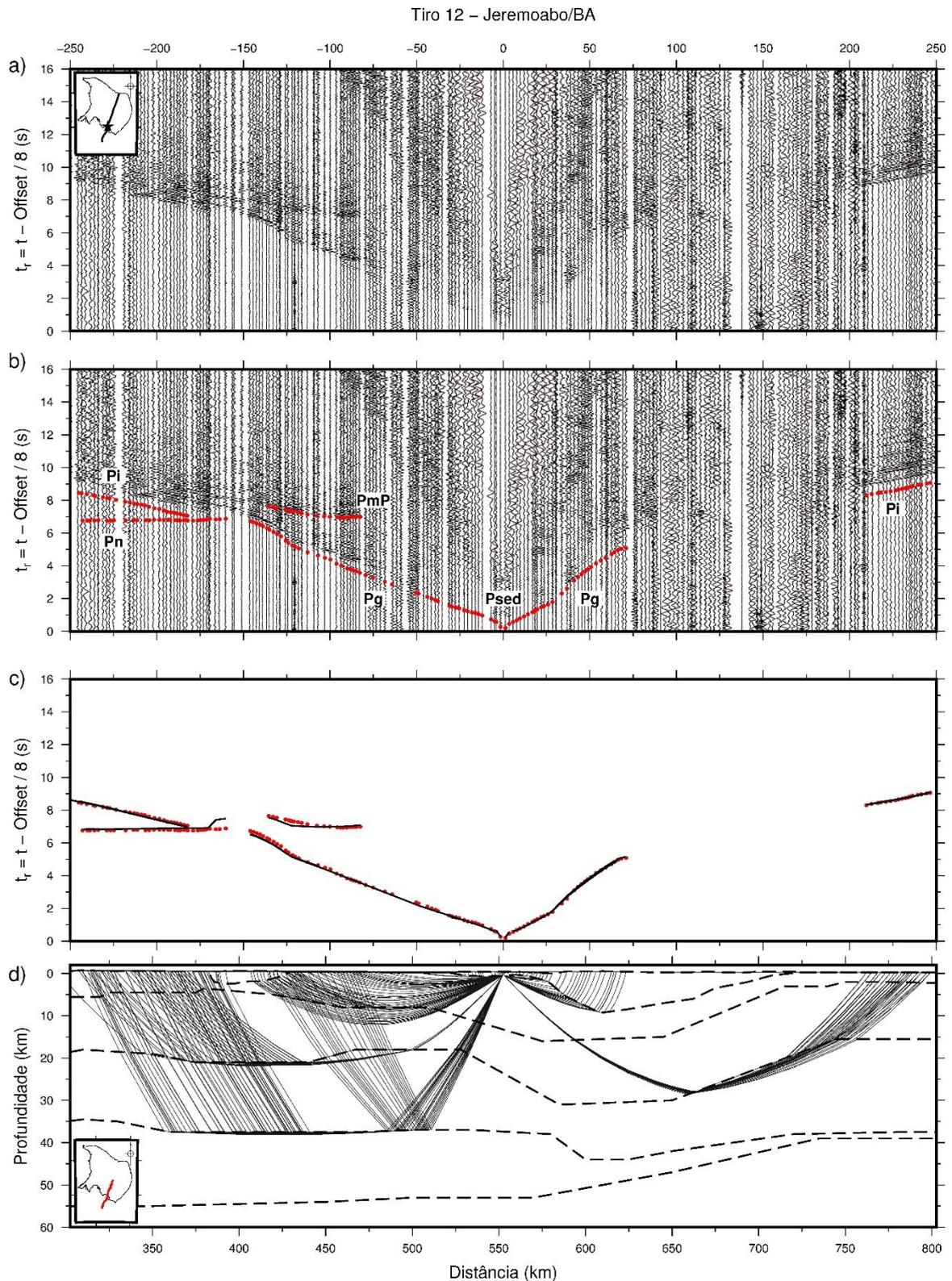
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 19 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-11 e os ajustes obtidos na modelagem. a) seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



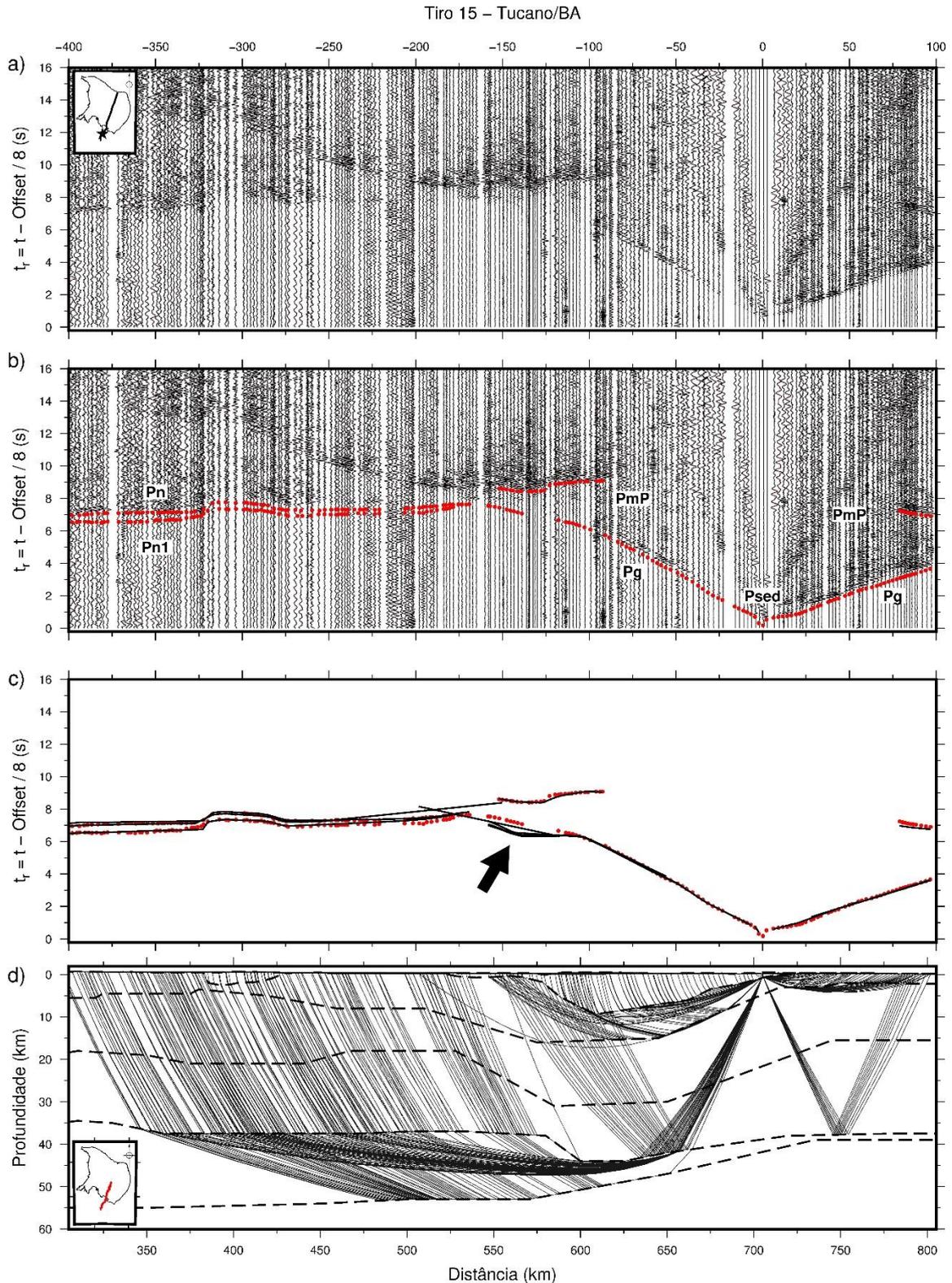
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 20 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-12 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



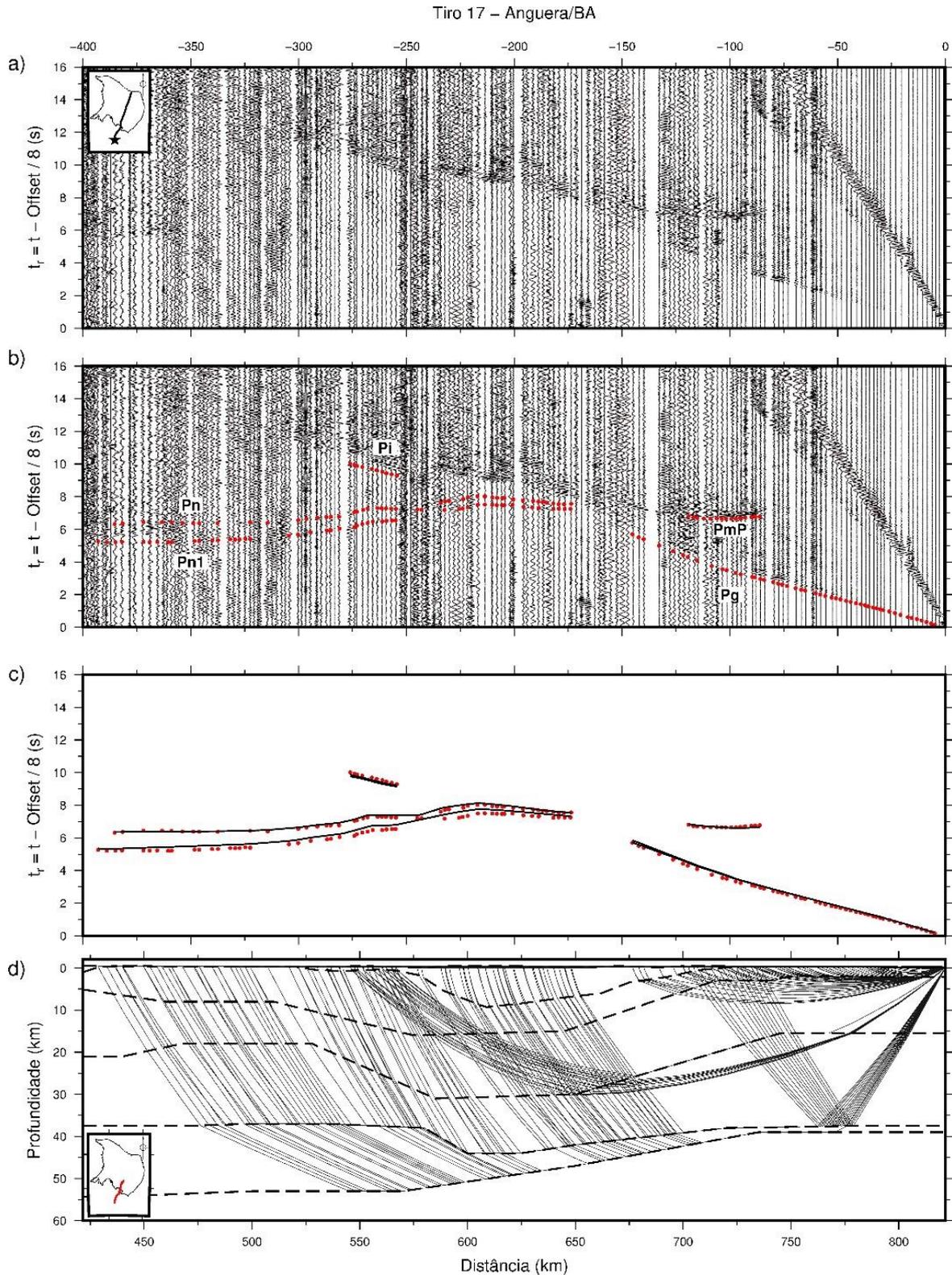
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 21 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-15 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo, seta preta indica seguimento das leituras de tempo de trânsito para o qual não foi possível obter um ajuste satisfatório; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



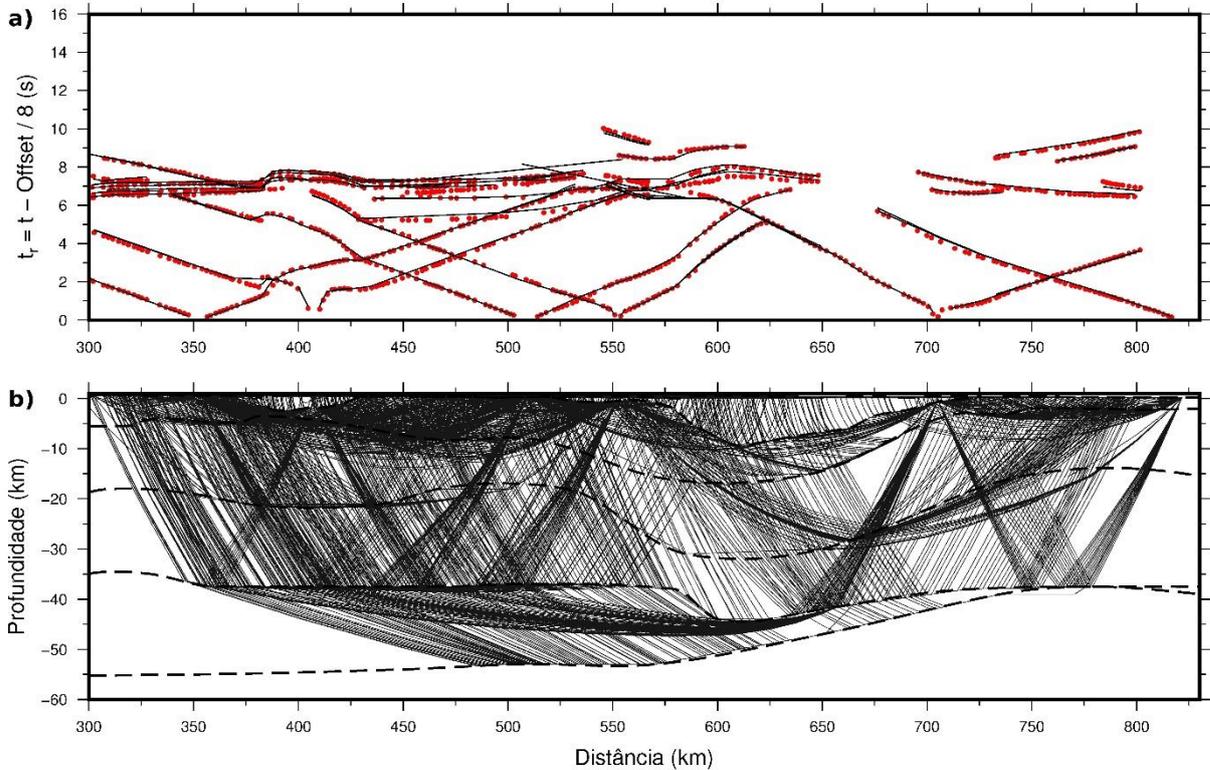
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 22 - Seção sísmica de ondas P do ponto de tiro SP-17 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 23- Diagramas: a) de ajuste obtido para os tempos de trânsito teóricos (linhas pretas) às leituras de tempo de trânsito (círculos vermelhos) dos 6 pontos de tiro utilizados; e b) de raios teóricos associados ao modelo de onda P da porção sul do perfil sísmico N-S.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 1 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda P lida do ponto de tiro SP-08.

Tiro SP-08				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Pg	88	0,050	0,069	1,952
Pn	25	0,100	0,186	3,585
PmP	18	0,150	0,220	2,281
Todas	131	-	0,128	2,267

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 2 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda P lida do ponto de tiro SP-09.

Tiro SP-09				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Psed	5	0,050	0,139	9,684
Pg	88	0,050	0,123	6,170
PmP	21	0,150	0,098	0,445
Todas	114	-	0,120	5,172

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 3 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda P lida do ponto de tiro SP-11.

Tiro SP-11				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Pg	116	0,050	0,074	2,196
Pi	29	0,100	0,100	1,029
Pn	54	0,100	0,102	1,054
PmP	27	0,150	0,099	0,451
Todas	226	-	0,088	1,551

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 4 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda P lida do ponto de tiro SP-12.

Tiro SP-12				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Psed	4	0,050	0,074	2,919
Pg	76	0,050	0,098	3,880
Pi	43	0,100	0,054	0,299
Pn	32	0,100	0,200	4,117
PmP	21	0,150	0,153	1,090
Todas	176	-	0,123	2,639

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 5 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda P lida do ponto de tiro SP-15.

Tiro SP-15				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Psed	3	0,050	0,105	6,556
Pg	86	0,050	0,231	21,661
Pn	80	0,100	0,056	0,321
Pn1	78	0,100	0,103	1,068
PmP	36	0,150	0,127	0,740
Todas	283	-	0,149	7,049

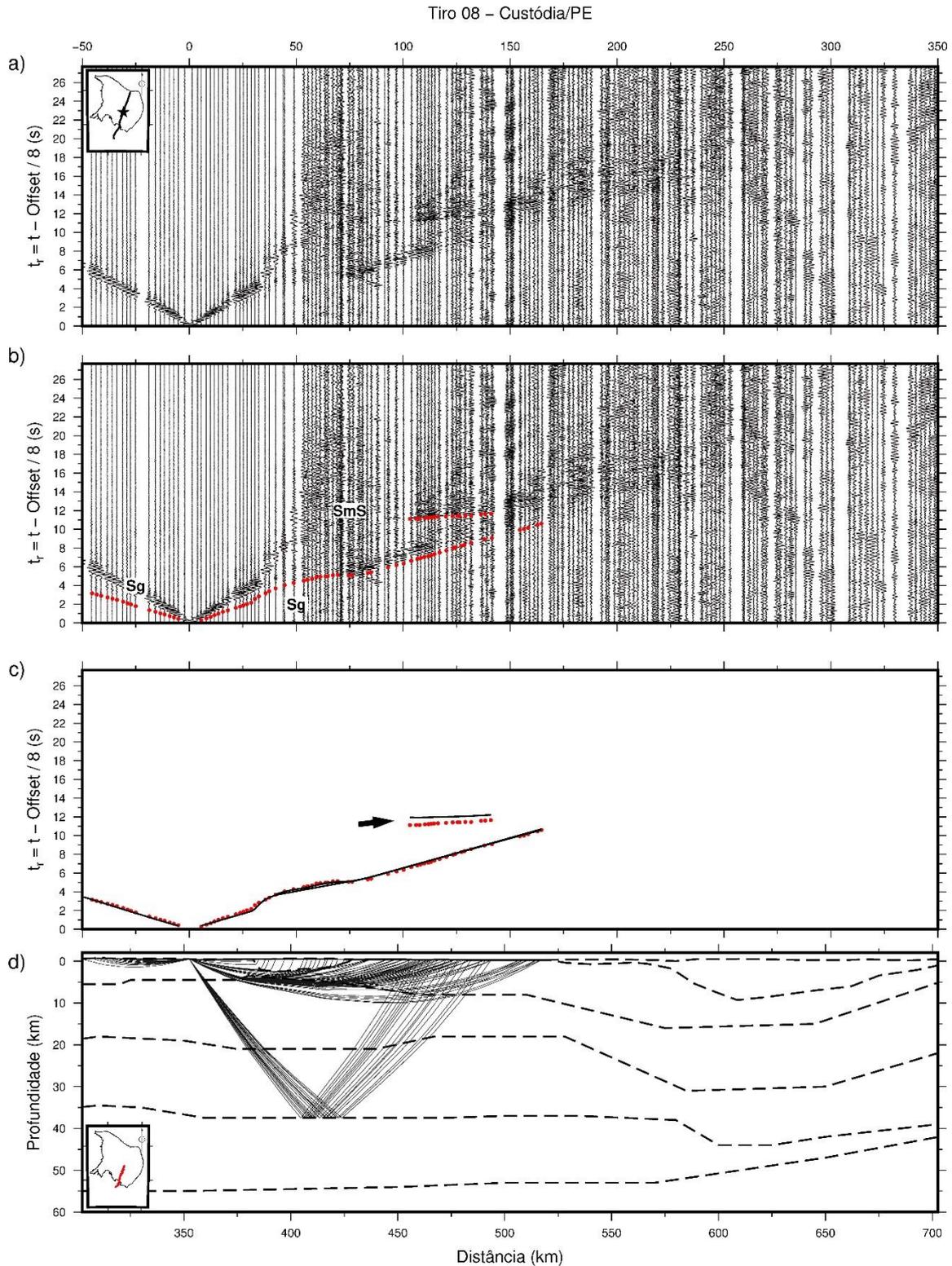
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 6 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda P lida do ponto de tiro SP-17.

Tiro SP-17				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Pg	50	0,050	0,105	4,488
Pi	10	0,100	0,208	4,796
Pn	50	0,100	0,098	0,983
Pn1	51	0,100	0,223	5,051
PmP	15	0,150	0,073	0,255
Todas	176	-	0,152	3,242

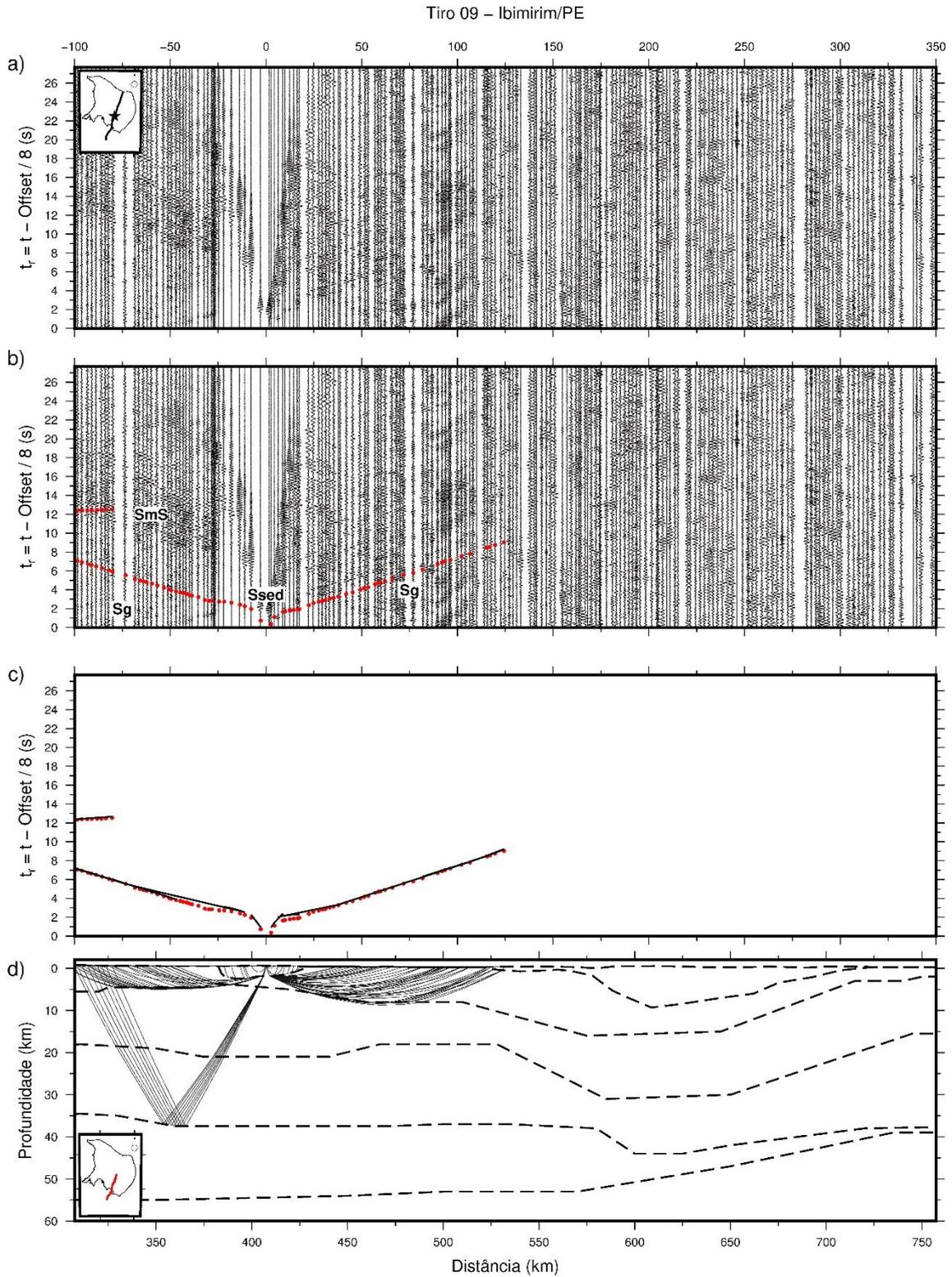
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 24 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-08 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo, seta preta indica seguimento das leituras de tempo de trânsito para o qual não foi possível obter um ajuste satisfatório; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



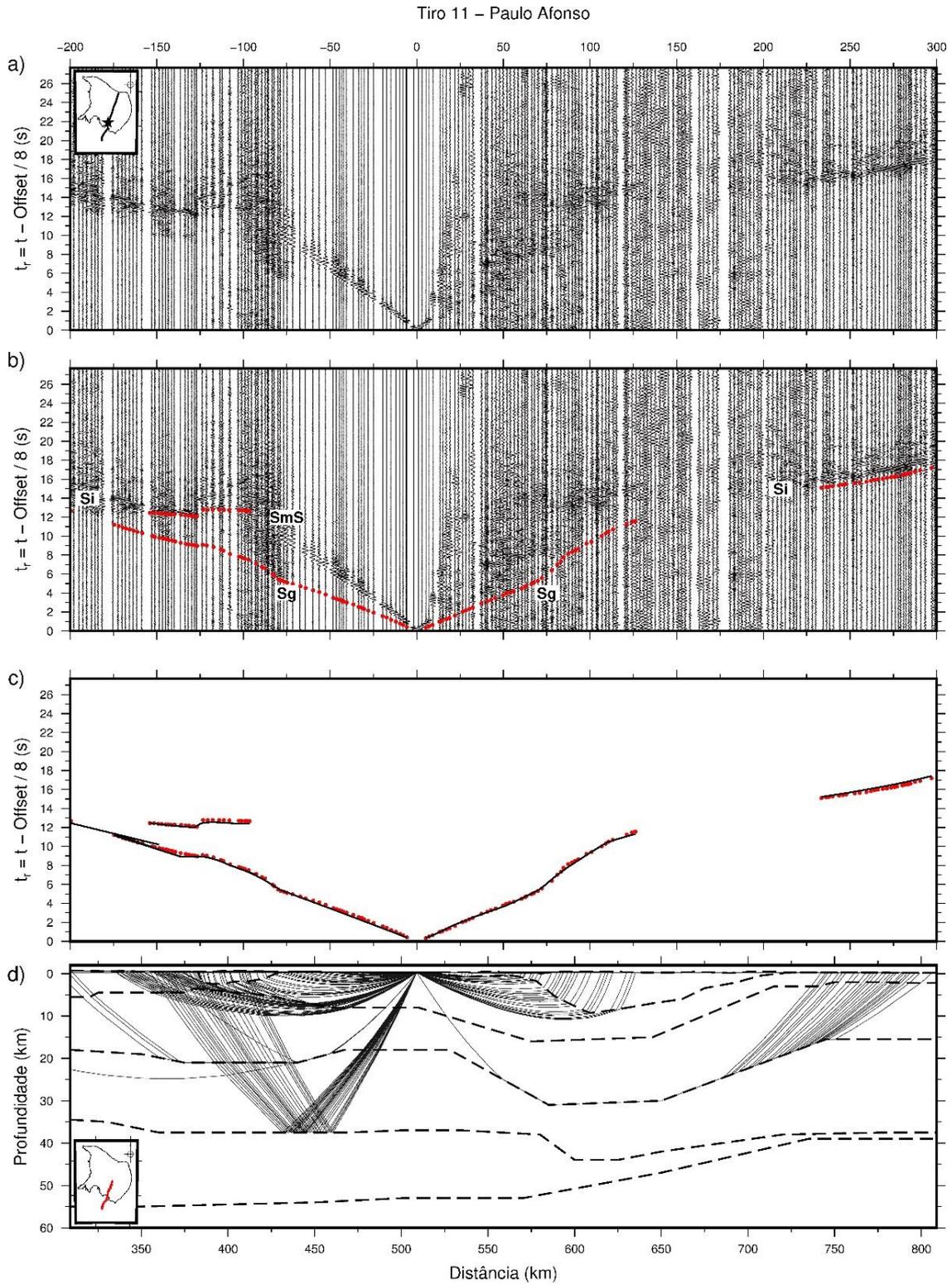
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 25 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-09 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



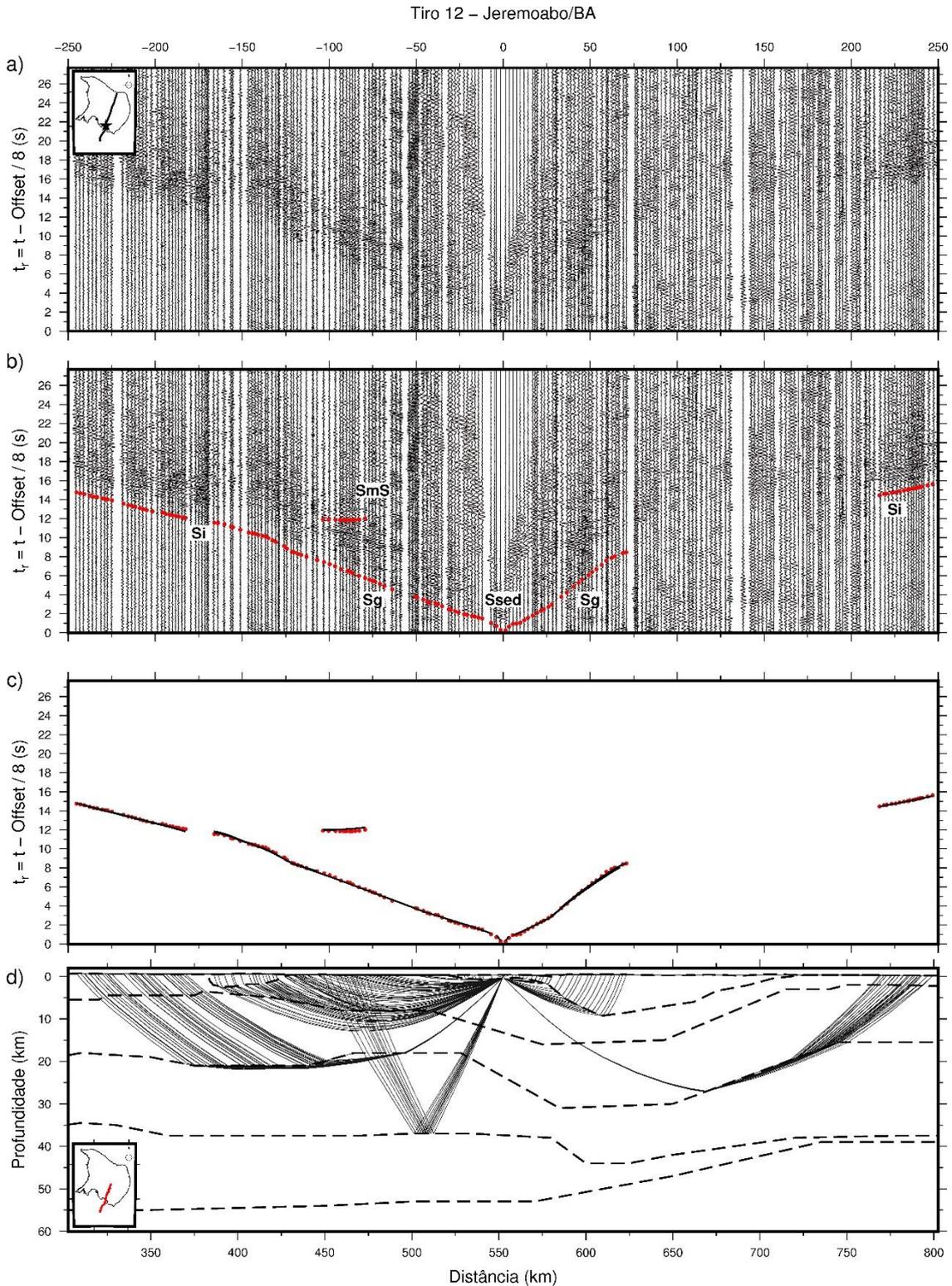
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 26 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-11 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



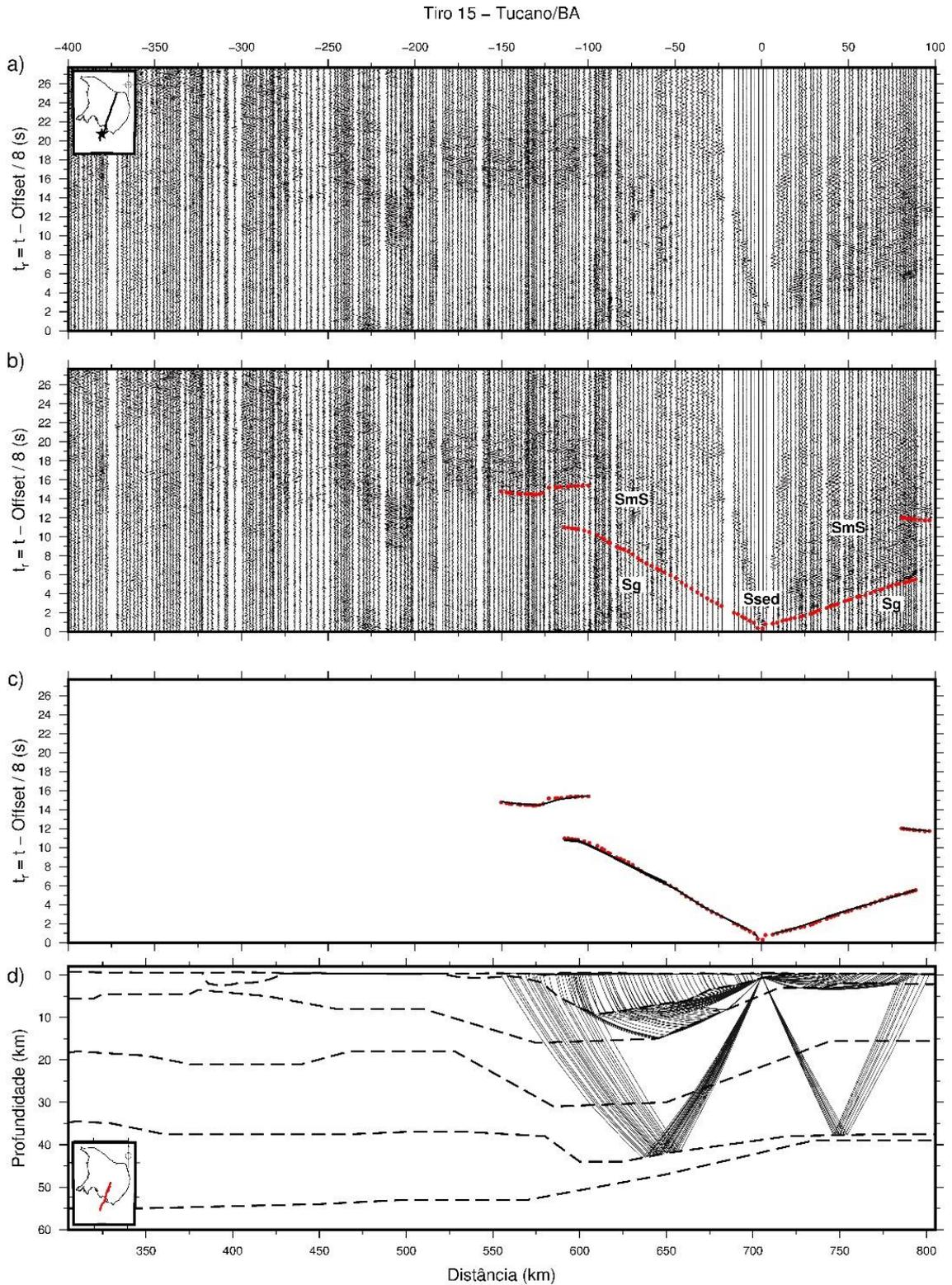
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 27 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-12 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



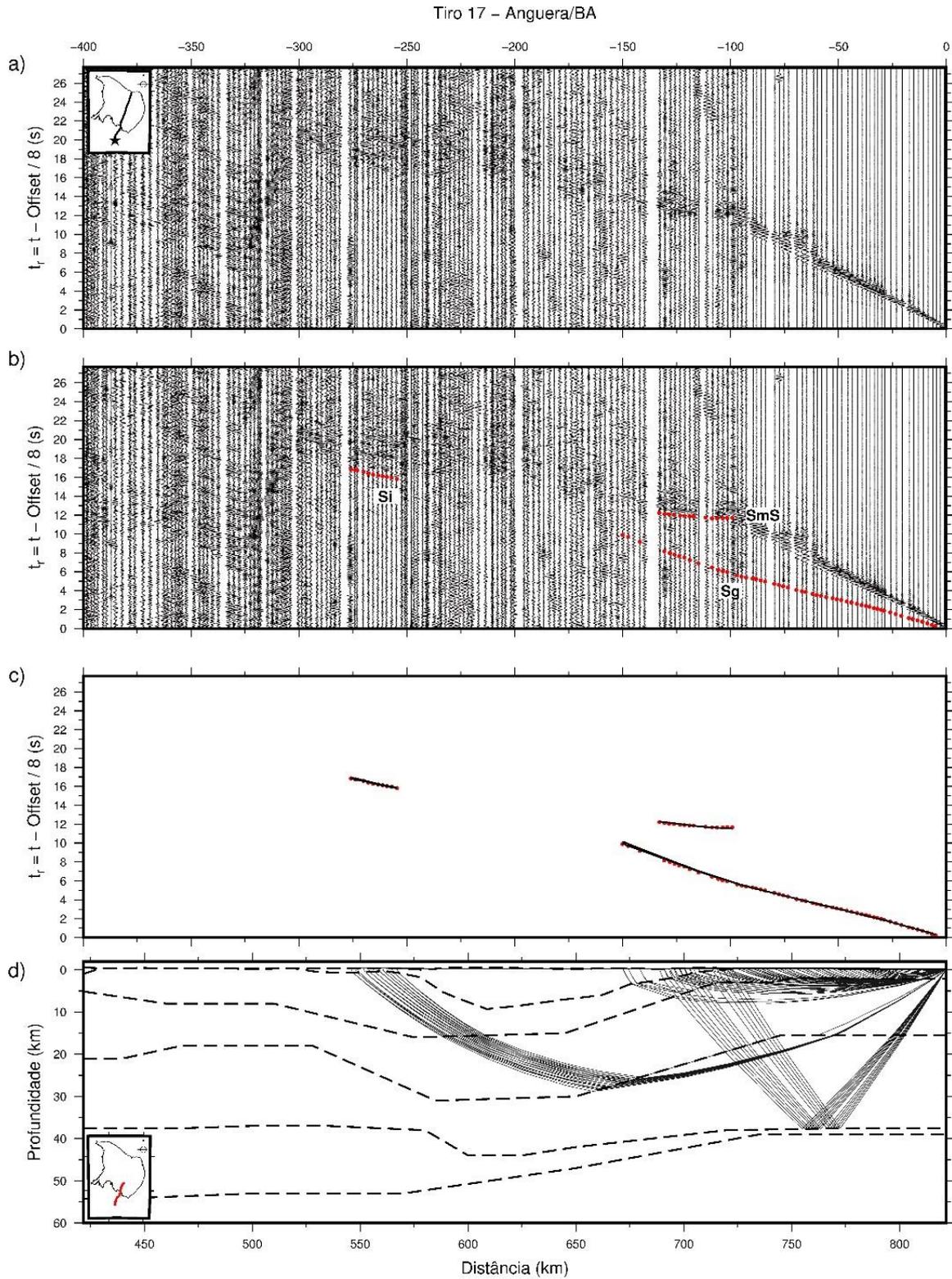
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 28 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-15 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



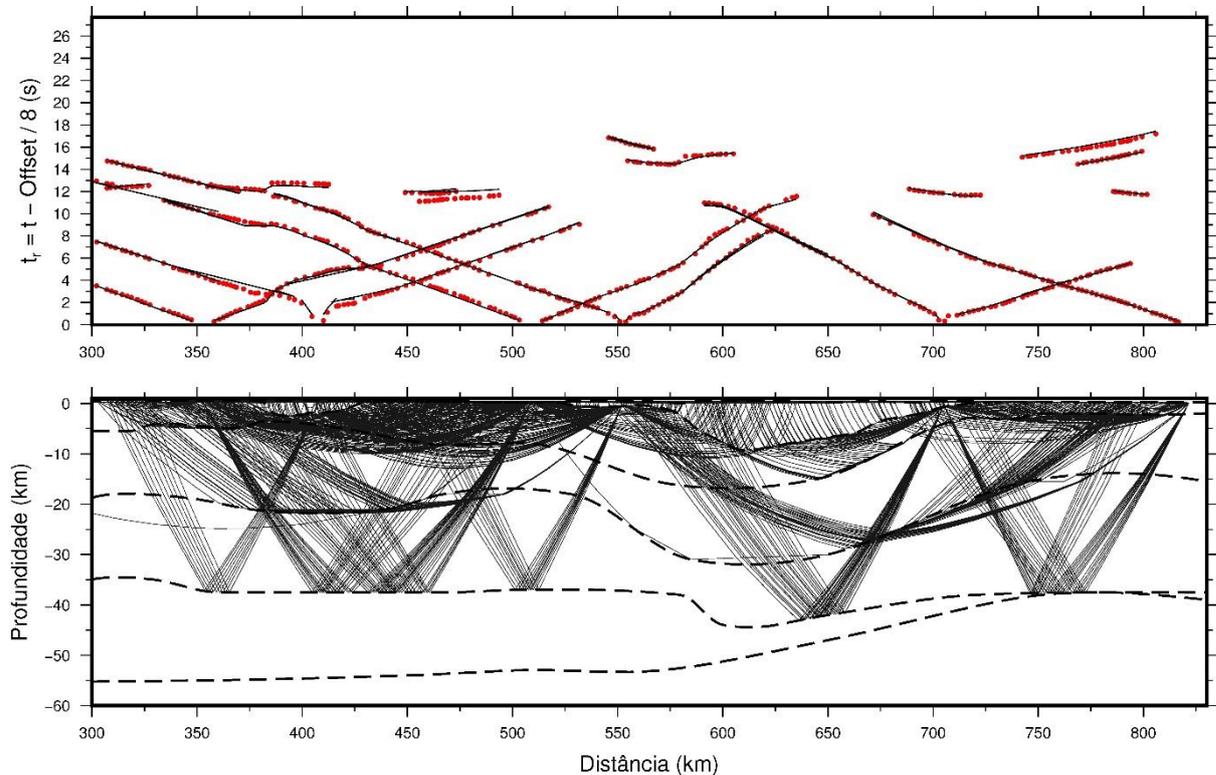
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 29 - Seção sísmica de ondas S do ponto de tiro SP-17 e os ajustes obtidos na modelagem. a) Seção sísmica processada; b) seção sísmica com as leituras (círculos vermelhos); c) diagrama dos ajustes obtidos para os tempos de trânsito teórico (linhas pretas) calculados para o modelo; d) diagrama de raios teóricos associados ao modelo obtido.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 30 -Diagramas: a) de ajuste obtido para os tempos de trânsito teóricos (linhas pretas) às leituras de tempo de trânsito(círculos vermelhos) dos 6 pontos de tiro utilizados; e b) de raios teóricos associados ao modelo de onda P da porção sul do perfil sísmico N-S.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 7 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda S lida do ponto de tiro SP-08.

Tiro SP-08				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Sg	74	0,100	0,167	2,812
SmS	17	0,150	0,673	21,395
Todas	91		0,327	6,085

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 8 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda S lida do ponto de tiro SP-09.

Tiro SP-09				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Ssed	5	0,125	0,471	27,691
Sg	71	0,100	0,244	6,015
SmS	9	0,150	0,102	0,521
Todas	85	-	0,252	6,381

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 9 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda S lida do ponto de tiro SP-11.

Tiro SP-11				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Sg	110	0,100	0,153	2,354
Si	28	0,125	0,217	3,123
SmS	29	0,150	0,185	1,578
Todas	167	-	0,171	2,320

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 10 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda S lida do ponto de tiro SP-12.

Tiro SP-12				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Ssed	4	0,125	0,150	3,008
Sg	82	0,100	0,118	1,289
Si	42	0,125	0,082	0,445
SmS	11	0,150	0,214	2,236
Todas	139	-	0,139	1,116

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 11 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda S lida do ponto de tiro SP-15.

Tiro SP-15				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Ssed	3	0,125	0,194	5,624
Sg	75	0,100	0,146	2,171
SmS	32	0,150	0,06	0,518
Todas	110	-	0,138	1,725

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Tabela 12 – Número de traços modelados, incerteza da leitura, tempo médio residual entre os tempos de trânsito modelados e lidos, e  $\chi^2$  para cada fase sísmica de onda S lida do ponto de tiro SP-17.

Tiro SP-17				
Fase	$N_{modelado}$	$\Delta t$ (s)	$\Delta t_{RMS}$ (s)	$\chi^2$
Sg	55	0,100	0,064	0,412
Si	11	0,125	0,033	0,075
SmS	14	0,150	0,078	0,291
Todas	80	-	0,063	0,339

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

## 7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 7.1 Linha N-S

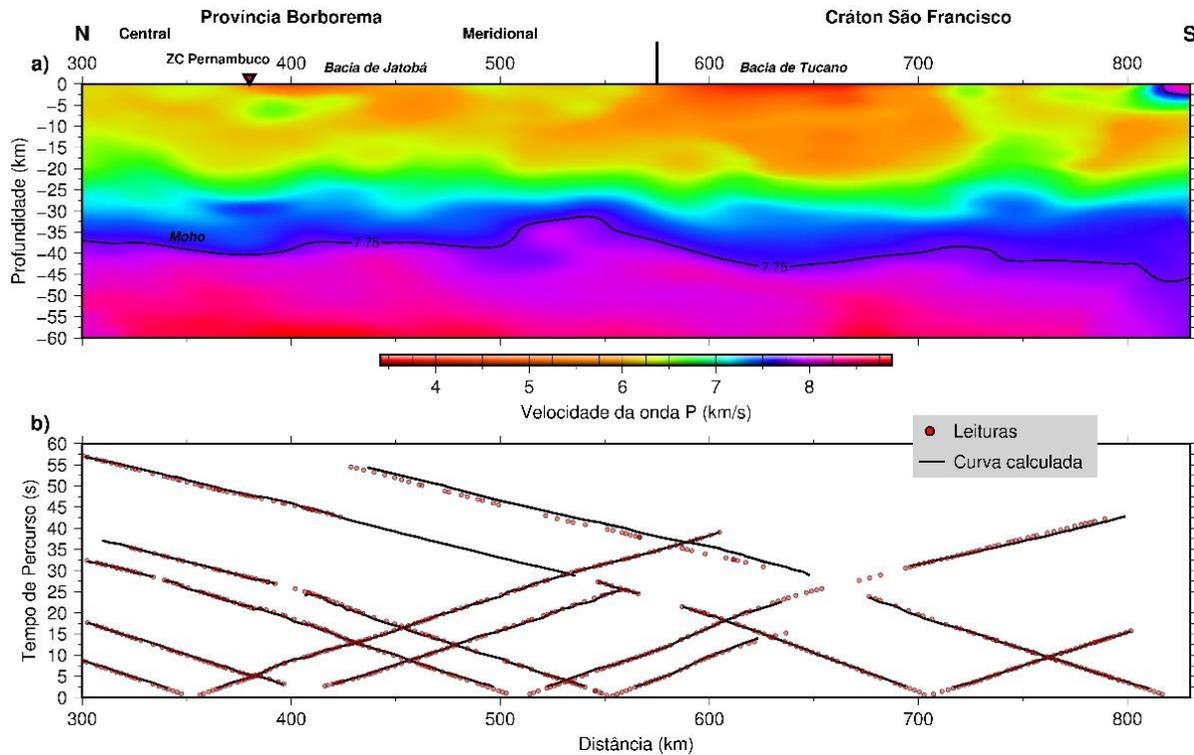
#### 7.1.1 Inversão

A partir da inversão tomográfica dos tempos de trânsito das ondas P foi obtido o modelo preliminar para a porção sul da transecta N-S apresentado na figura 31, gerado com 17 iterações atingindo um  $\Delta t_{RMS}$  de 0,115 s. Embora trate-se de um modelo preliminar, verifica-se que a descontinuidade Moho, marcada pela isolinha de 7,75 km/s, apresenta geometria irregular variando de 30 a 45 km de profundidade. Sob a região da sub-província Central e Meridional verifica-se uma crosta de aproximadamente 37 km, espessando para cerca de 40 km no Cráton São Francisco. A anomalia de baixa velocidade observada na porção sul do perfil (posterior a 800 km) a cerca de 45 km de profundidade, consiste em uma região com baixa cobertura de raios, que é melhor resolvida a partir da modelagem direta.

#### 7.1.2 Modelo de onda P

Com a modelagem direta foi obtido o modelo de velocidade da onda P da linha N-S apresentado na figura 32. O modelo é composto por 6 camadas definidas por diferentes intervalos de velocidade, sendo as quatro primeiras pertencentes à crosta e as outras duas à porção superior do manto litosférico. A primeira camada do topo para a base, é uma camada de baixa velocidade da onda P (2,5-5,1 km/s), referente à camada sedimentar das bacias de Tucano e Jatobá. A segunda camada consiste na crosta superior caracterizada por velocidades de 6 a 6,25 km/s, geometria irregular e espessura variando de 2 km sob o Cráton São Francisco à 9 km nas proximidades das bacias de Tucano e Jatobá. A terceira camada, referente à crosta média, apresenta velocidades sísmicas de 6,17 a 6,5 km/s, e espessura variando de 12 a 22 km. A crosta inferior, representada pela quarta camada, é caracterizada por velocidades de 6,6 a 6,82 km/s e tem sua base definida pela descontinuidade Moho, que varia de 34,5 km de profundidade sob a porção central da Província Borborema chegando a 44 km sob o gráben do Tucano.

Figura 31 – Inversão tomográfica de tempo de percurso. a) Modelo de velocidade sísmica da onda P para a crosta e manto superior sob a porção sul da linha sísmica N-S obtido por inversão tomográfica, isocontorno de 7,825 km/s, plotado com exagero vertical de 2:1; e b) ajuste das curvas calculadas para o modelo às leituras de tempo de trânsito.

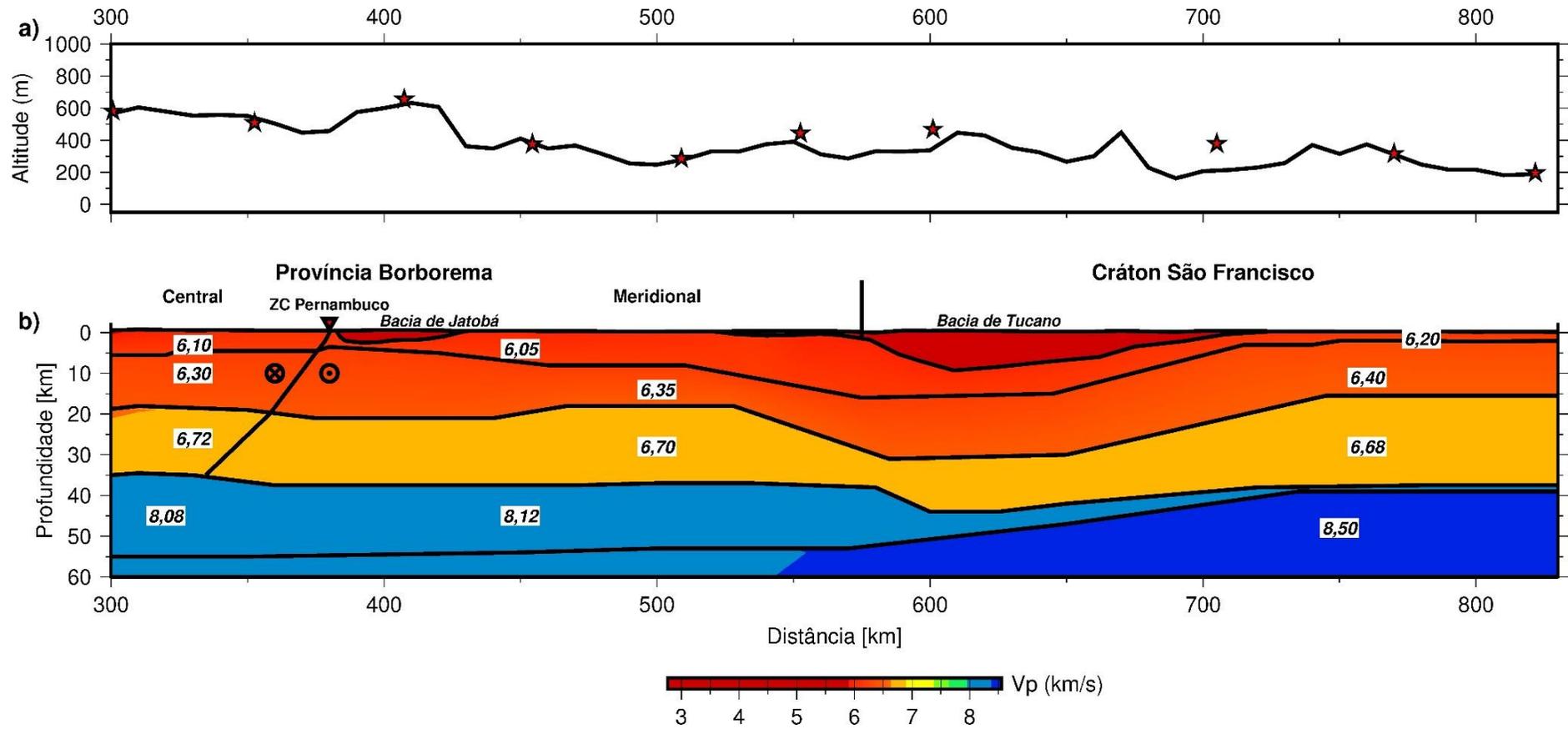


Fonte: elaborado pelo autor (2017).

A quinta camada do modelo, correspondente ao manto litosférico apresenta velocidades de 8,08 km/s, chegando à 8,3 km/s sob a região do Cráton São Francisco. A camada inferior do modelo, considerada o semiespaço, definida por velocidades de 8,5 km/s sob o cráton, foi evidenciada pelo ajuste da fase Pn1 que aparece como primeira quebra nos tiros SP-15 e SP-17.

Observa-se uma anomalia de baixa velocidade próxima ao limite do Cráton São Francisco com a Província Borborema que corresponde a um espessamento crustal de 44 km. Este espessamento pode estar associado a colisão neoproterozoica (590-570 Ma) entre os antigos terrenos da Província Borborema e o Cráton São Francisco.

Figura 32- a) Topografia da porção sul da transecta N-S e dos pontos de tiro; e b) modelo de velocidade sísmica da onda P obtido por modelagem, plotado com exagero vertical de 1,5:1.

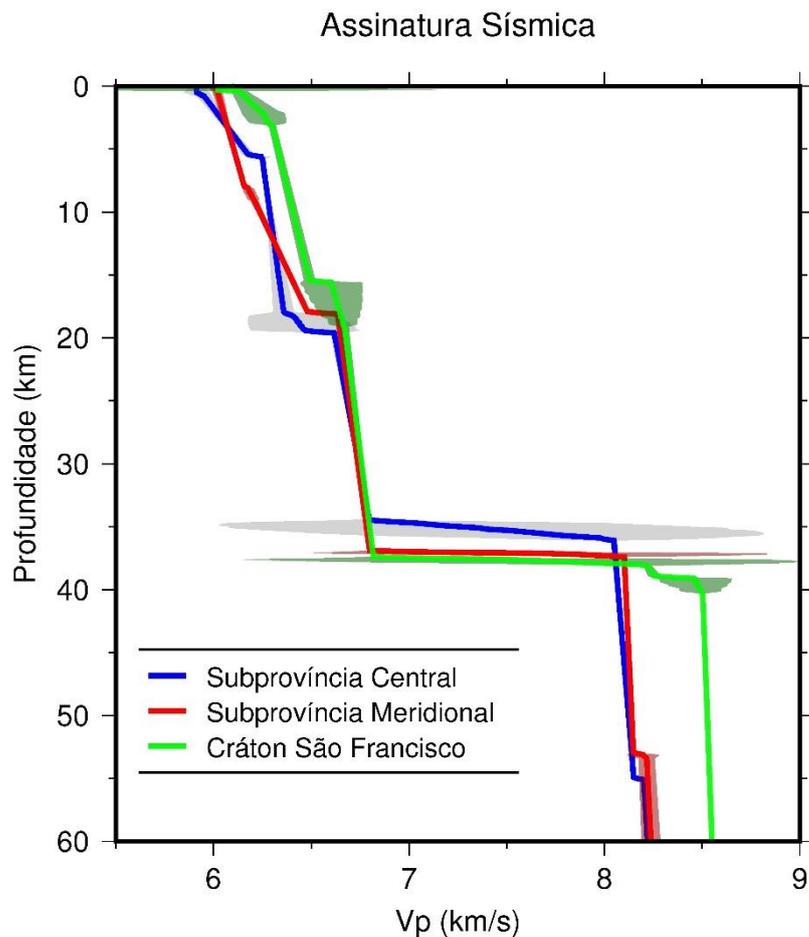


Fonte: elaborado pelo autor (2017)

A partir de variações geométricas das camadas da crosta ao longo do perfil e distribuição de velocidade das ondas P foi possível propor a projeção da zona de cisalhamento Pernambuco a níveis crustais, partindo de seu limite conhecido em superfície com mergulho aparente para norte.

Foram também gerados perfis 1D de velocidade sísmica a partir do modelo de onda P e empilhados para o cálculo da velocidade média e desvio das medidas para cada bloco, de forma a determinar a assinatura sísmica das sub-províncias Central, Meridional e do Cráton São Francisco (Figura 33). Os perfis obtidos dispõem de resolução suficiente para identificar assinaturas distintas para cada domínio tectônico, uma vez que os principais contrastes entre as curvas excedem o desvio calculado para as medidas.

Figura 33 - Perfis 1D de velocidade média da onda P para as sub-províncias Central, Meridional e Cráton São Francisco; o sombreado indica o desvio das medidas de velocidade para cada curva.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

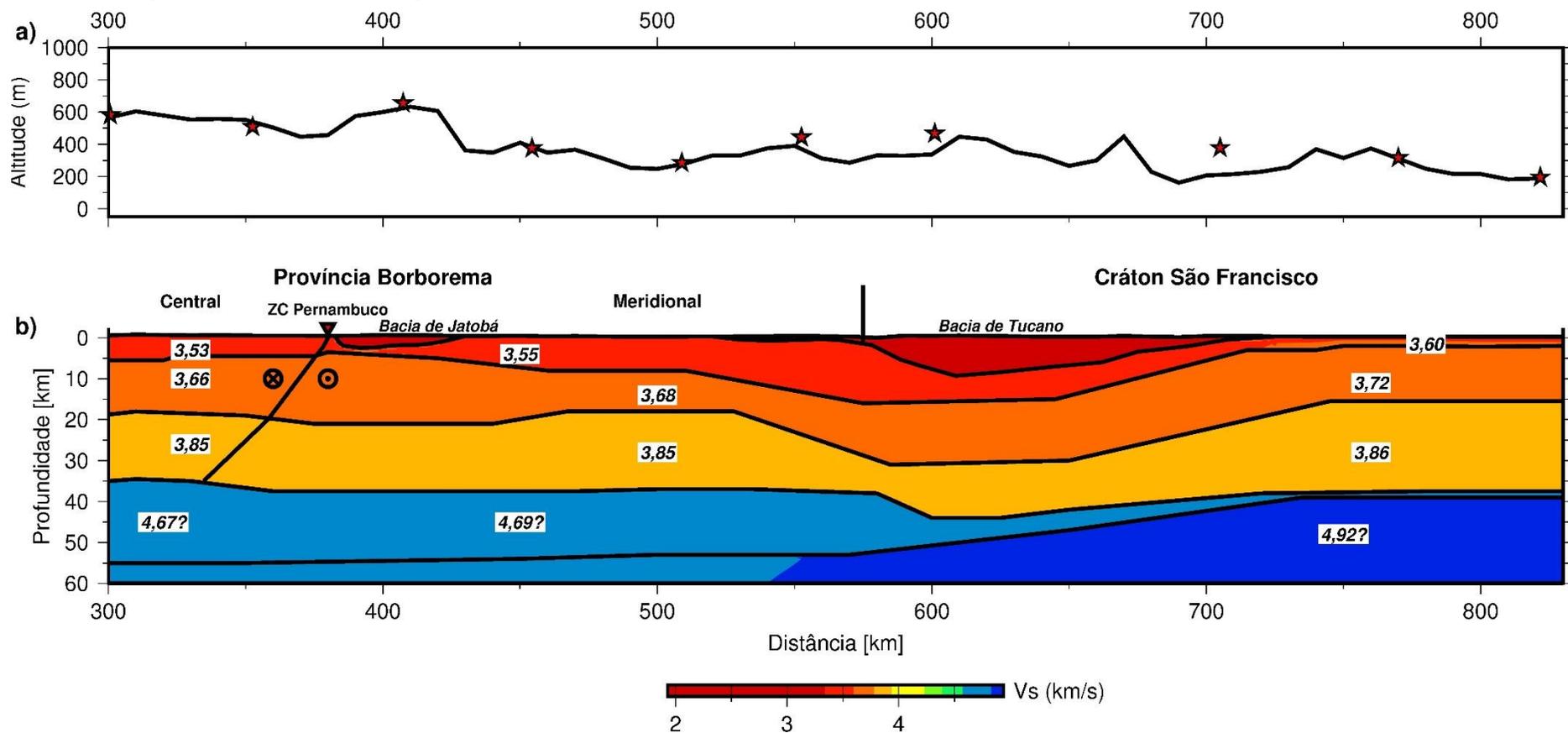
Os perfis 1D mostram que as principais variações nas curvas de velocidade entre cada bloco são encontradas na crosta superior e na descontinuidade Moho, enquanto a crosta inferior é uma camada sísmicamente mais homogênea. A sub-província Central é definida por uma espessura crustal de 34,5 a 36 km e um maior gradiente de velocidades na porção superior da crosta (0-7 km). A sub-província Meridional é caracterizada por espessura crustal de cerca de 37,5 km, com interfaces mais regulares e um maior gradiente de velocidades na porção central da crosta (8-17 km). As variações da espessura crustal da Província Borborema verificado neste modelo condizem com os modelos de Lima *et al.* (2015) e Almeida, Julià e Frassetto (2015), onde foi observada uma crosta mais fina na região Central da Província Borborema, espessando na porção da zona Meridional e Cráton São Francisco.

O Cráton São Francisco é caracterizado por velocidades sísmicas da crosta superior, média e manto litosférico superiores às da Província Borborema. Esse aumento é uma possível consequência de seu longo período de estabilidade tectônica e condição térmica mais fria. A anomalia de alta velocidade sísmica da onda P (8,5 km/s) no manto litosférico sob o Cráton São Francisco, constitui uma assinatura típica de regiões cratônicas, conforme evidenciado nos estudos de Pavlenkova e Pavlenkova (2014), em que velocidades de cerca de 8,4 km/s foram identificadas na porção superior do manto litosférico sob o Cráton Siberiano. De acordo com Sapin e Hirn (1996) altos valores de velocidade sísmica encontrados na litosfera subcrustal podem ser resultado de um processo de eclogitização do manto superior, onde o metamorfismo de alta pressão causa a densificação e um decorrente aumento na velocidade sísmica do material.

### **7.1.3 Modelo de onda S**

Como não foram realizadas leituras de fases da onda S refratadas no manto superior, os valores de velocidade sísmica da onda S modelados se restringem às quatro primeiras camadas do modelo, pertencentes a crosta. Os valores referentes de velocidade apresentados para as camadas do manto litosférico foram calculados para  $\sigma=0,25$  (Figura 34).

Figura 34 - a) Topografia da porção sul da transecta N-S e dos pontos de tiro; e b) modelo de velocidade sísmica da onda S obtido por modelagem, plotado com exagero vertical de 1,5:1.

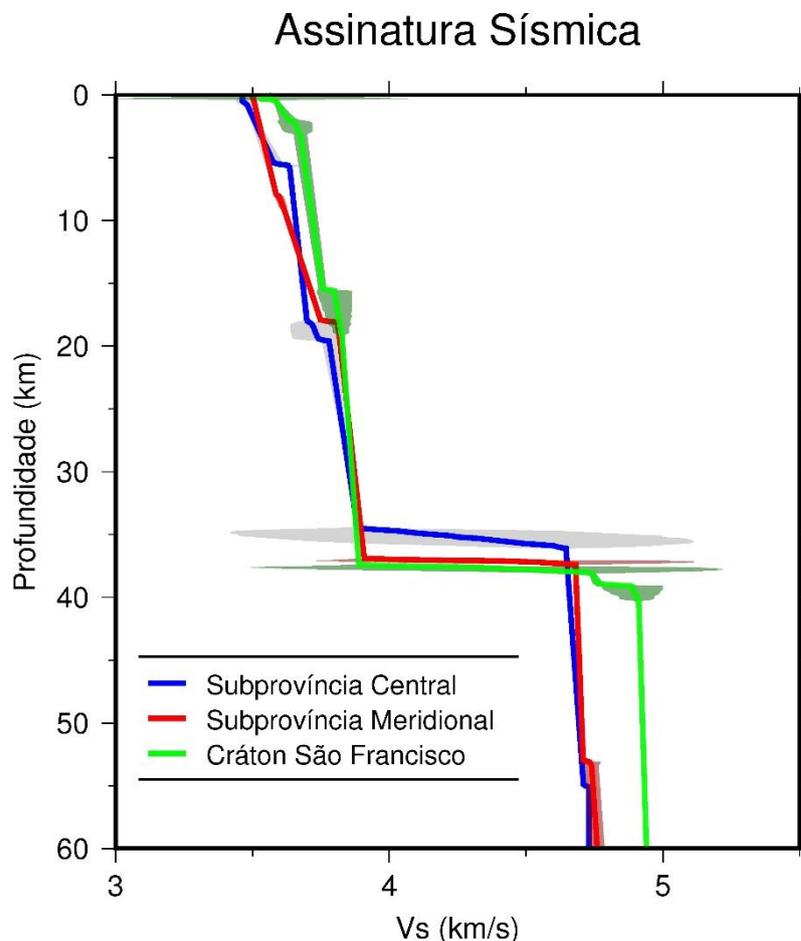


Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Para a primeira camada foram obtidas velocidades da onda S variando de 1,75 a 2,10 km/s no topo e 2,52 a 2,87 km/s na base. A velocidade do topo da segunda camada varia de 3,44 a 3,57 km/s e de 3,54 a 3,65 km/s. Na terceira camada as velocidades variam de 3,59 a 3,68 no topo e de 3,71 a 3,76 km/s na base. A crosta inferior foi caracterizada por velocidades de 3,79 a 3,83 km/s no topo e 3,88 a 3,91 km/s na base.

Foram gerados também perfis 1D de velocidade para verificar a assinatura sísmica de onda S de cada domínio tectônico (Figura 35). Foram verificadas assinaturas semelhantes às verificadas para os perfis de velocidade média da onda P, onde o cráton é caracterizado por velocidades da onda S superiores as da Província Borborema. A sub-província Central é identificada por um maior gradiente de velocidade na crosta superior e menor gradiente na crosta média, e a sub-província Meridional por maior variação de velocidade na crosta média.

Figura 35 - Perfis 1D de velocidade média da onda S para as sub-províncias Central, Meridional e Cráton São Francisco.



#### 7.1.4 Modelo $V_P/V_S$ e razão de Poisson

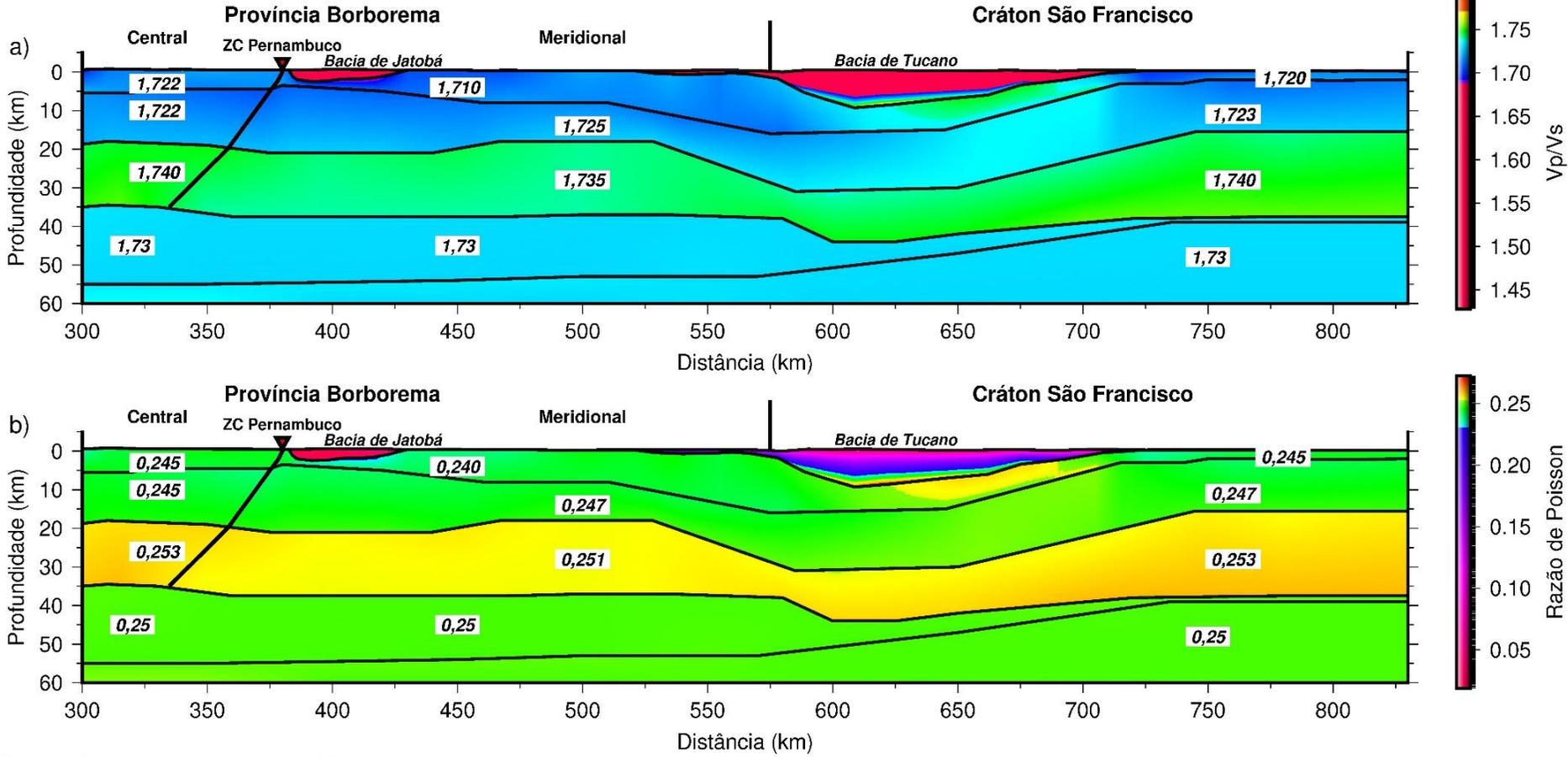
A partir da divisão do *grid* de velocidade do modelo de onda P pelo *grid* de velocidade de onda S, foi gerado o modelo da razão  $V_P/V_S$  (Figura 36a). A partir do *grid*  $V_P/V_S$  foi calculado também a razão de Poisson para a porção sul da transecta N-S (Figura 36b).

A camada correspondente às bacias sedimentares de Tucano e Jatobá é caracteriza por valores de  $V_P/V_S$  de 1,43 a 1,77 e  $\sigma$  variando de 0,022 a 0,26. Na segunda e terceira camada, crosta superior e média respectivamente, apresentam valores de  $V_P/V_S$  médio de 1,72 e  $\sigma$  de 0,245 que caracterizam rochas de composição félsica. A crosta inferior é marcada por valores de  $V_P/V_S$  de cerca de 1,74 e  $\sigma$  de 0,253, que característicos de rochas de composição mais máfica.

Com relação à crosta inferior, é apontado em ambos os modelos um aumento do conteúdo de sílica na sub-província Meridional com relação a sub-província Central e Cráton São Francisco. A variação nos valores de  $V_P/V_S$  e  $\sigma$  no limite entre as sub-províncias Central e Meridional, acompanha variações geométricas das camadas da crosta e coincide com a projeção em profundidade do lineamento Pernambuco proposta a partir do modelo de onda P.

É verificado também um aumento nos valores de  $V_P/V_S$  e razão de Poisson na crosta superior sobre a bacia de Tucano central, que sugere uma possível intrusão de magma máfico no embasamento da bacia, o qual não é observado sob a bacia de Jatobá.

Figura 36 – a) modelo de razão  $V_p/V_s$  e b) modelo da Razão de Poisson para a porção sul do perfil N-S com exagero vertical de 1,5:1.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

## **7.2 Bacia de Tucano**

### **7.2.1 Inversão**

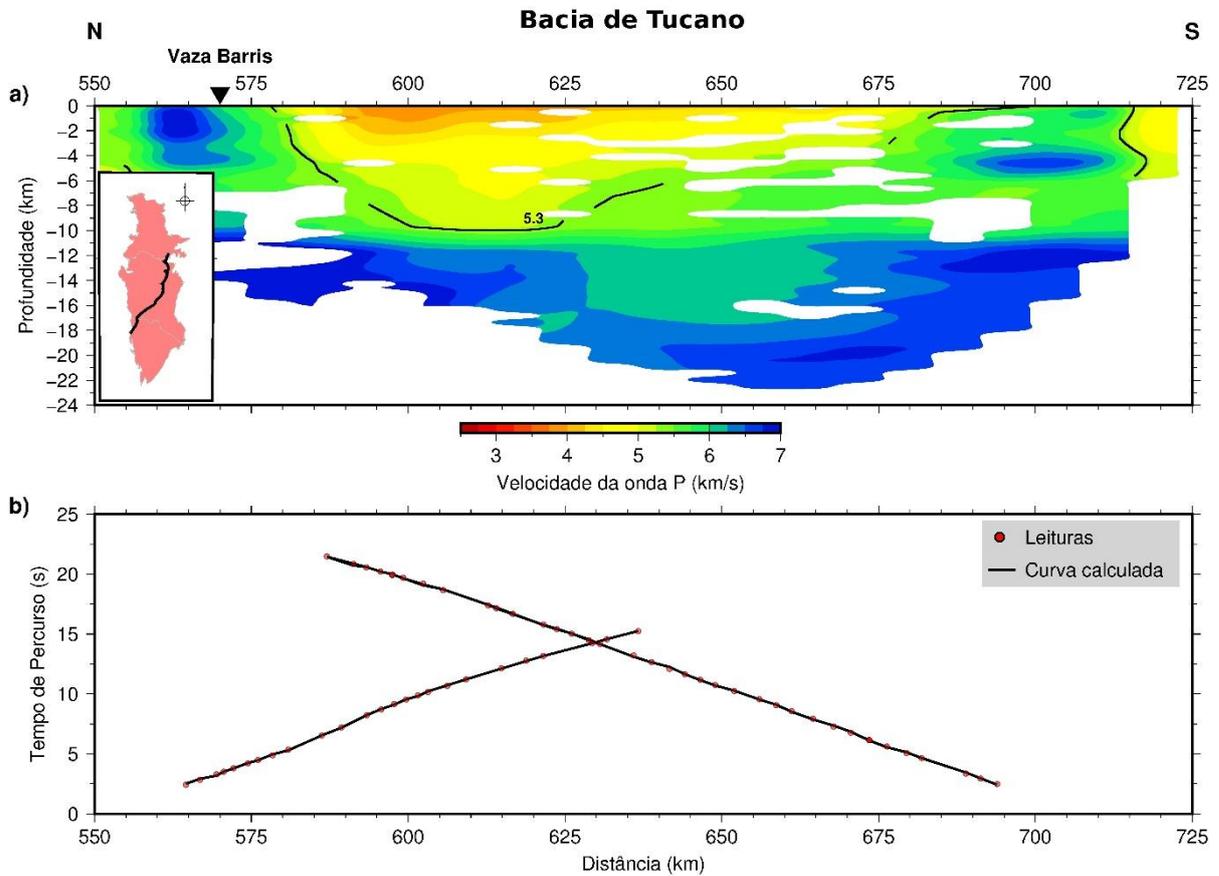
Para a sub-bacia de Tucano Central foi obtido o modelo preliminar por inversão mostrado na figura 37, obtido com 20 iterações e  $\Delta t_{RMS}$  de 0,04 s. Neste modelo verifica-se um pacote sedimentar caracterizado por velocidade sísmica da onda P média de 4,5 km/s, atingindo cerca 9 km na porção norte da bacia. Por inversão sísmica tomográfica dos dados de ondas P não foi possível identificar a sub-bacia de Tucano Norte.

### **7.2.2 Modelagem de ondas P e S**

A partir de modelagem direta foram obtidos os modelos de velocidade da onda P e S apresentados na figura 38 para a bacia de Tucano. Verifica-se uma camada sedimentar caracterizada por velocidades da onda P entre 3 e 5,1 km/s e velocidade da onda S entre 2,1 e 2,87 km/s.

De forma geral, a bacia de Tucano é caracterizada por um rifte assimétrico, atingindo espessura de até 9,3 km na porção em que o perfil passa mais próximo a borda leste da sub-bacia de Tucano Central, afinando para 1 km de espessura na sub-bacia de Tucano Norte, conforme proposto em modelos anteriores de Blaich, Tsikalas e Faleide (2008) e Destro (2002). De acordo com Magnavita (1992) a mudança da falha principal do rifte da borda marcada pela estrutura Vaza Barris é responsável pela mudança no depocentro da borda leste nas sub-bacias de Tucano Sul e Central para borda oeste em Tucano Norte.

Figura 37 - a) modelo de velocidade sísmica da onda P para a sub-bacia de Tucano Central com exagero vertical de 2:1; e b) ajuste das curvas calculadas para o modelo às leituras de tempo de trânsito.

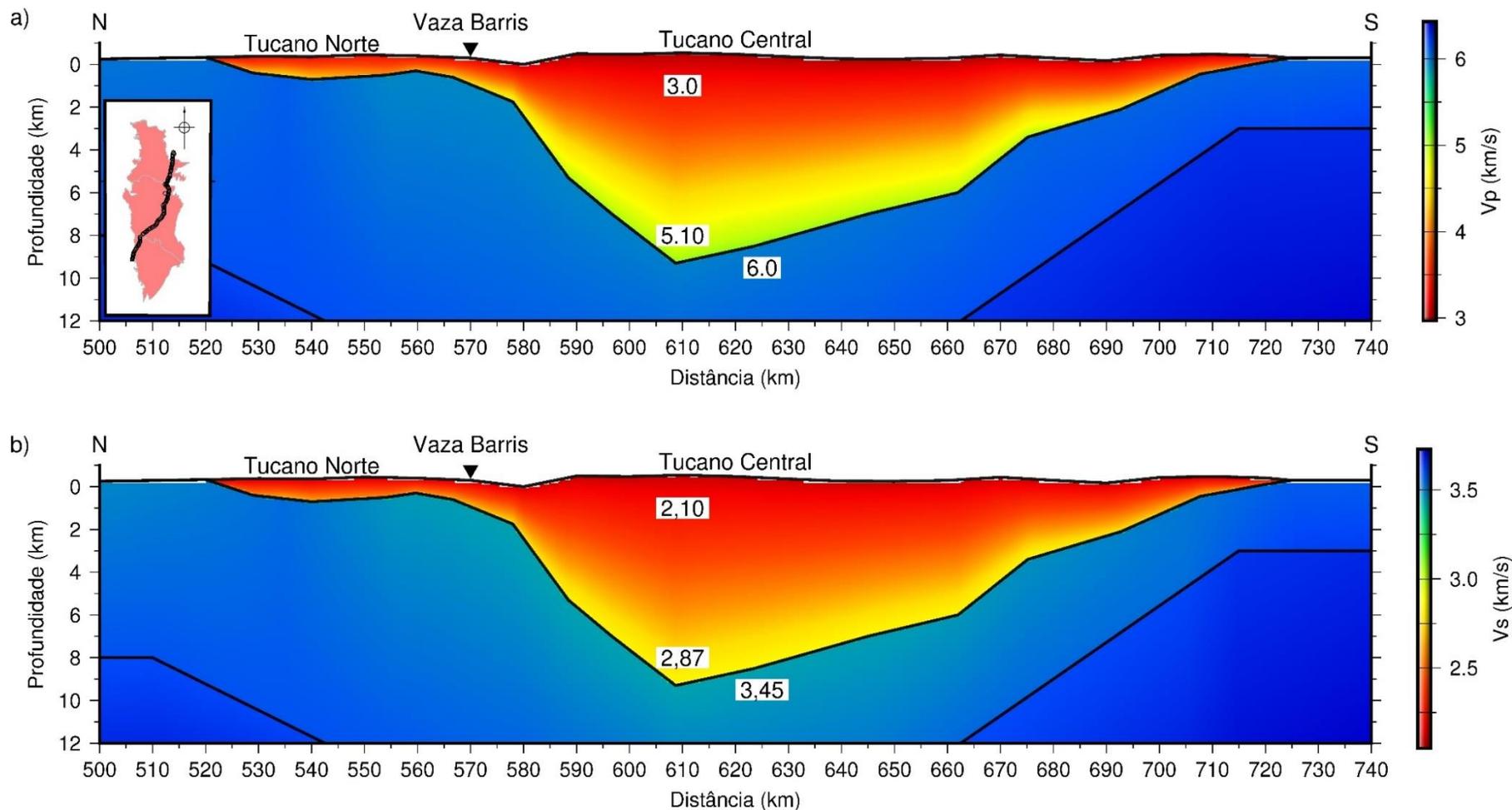


Fonte: elaborado pelo autor (2007).

### 7.2.3 Razão $V_P/V_S$ e razão de Poisson

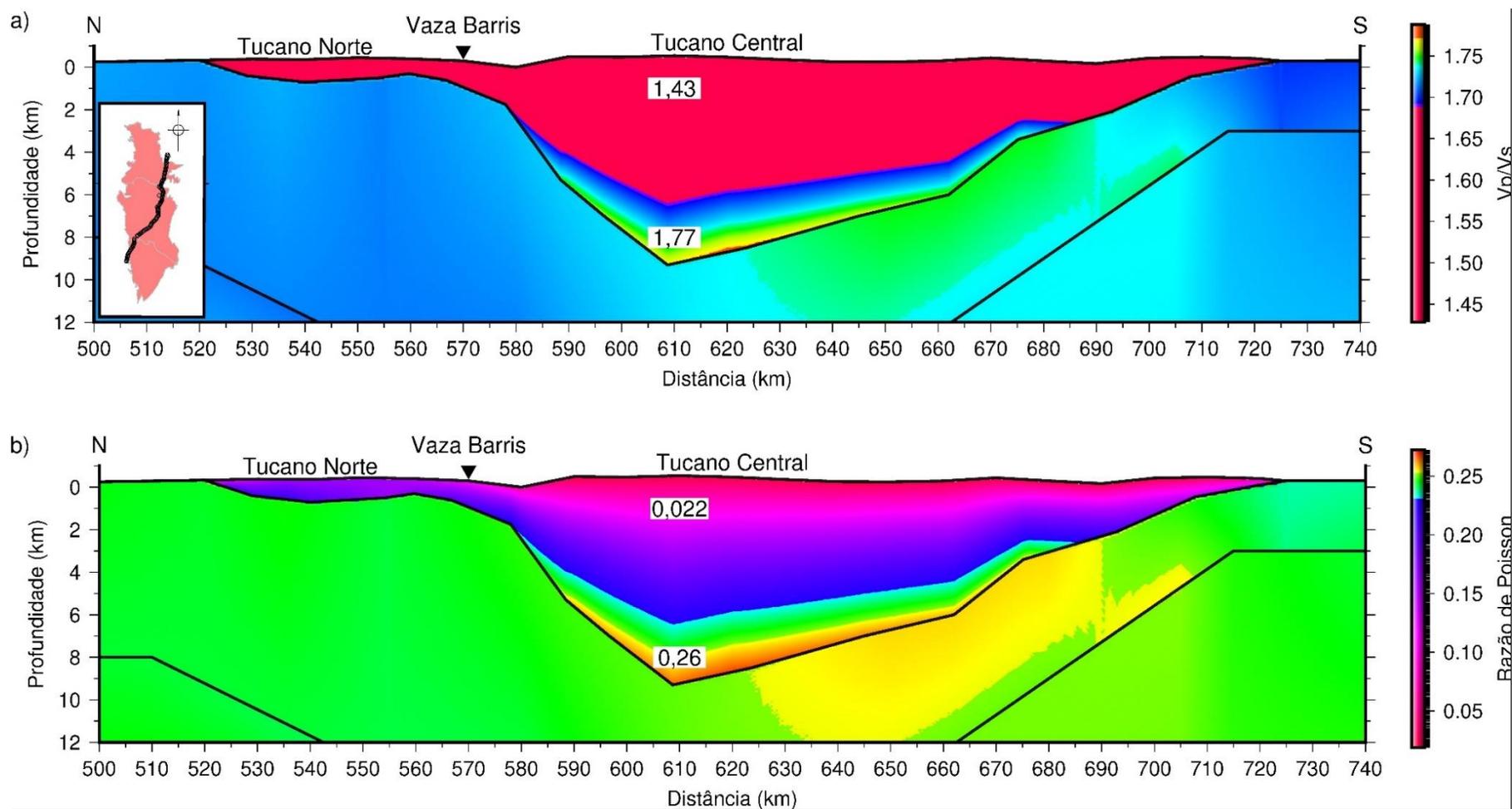
Foram gerados também modelos da razão  $V_P/V_S$  e razão de Poisson para a bacia de Tucano (Figura 39). Para a qual obteve-se valores de  $V_P/V_S$  variando de 1,43 a 1,77 e  $\sigma$  de 0,022 a 0,26, coerentes com os valores obtidos por Gercek (2006) para rochas sedimentares. O aumento das razões com a profundidade na sub-bacia de Tucano Central pode estar associado ao aumento do grau de compactação da rocha devido ao peso do pacote sedimentar sobreposto. Estas variações não são vistas na sub-bacia de Tucano Norte devido a sua menor espessura da camada sedimentar.

Figura 38 – a) Modelo de velocidade sísmica da onda P e b) modelo de velocidade sísmica da onda S para as sub-bacias de Tucano Norte e Tucano Central. Seções geradas com exagero vertical de 4:1.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 39 – a) Modelo de razão  $V_P/V_S$  e b) modelo da Razão de Poisson para a bacia de Tucano com exagero vertical de 4:1.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

## 7.3 Bacia de Jatobá

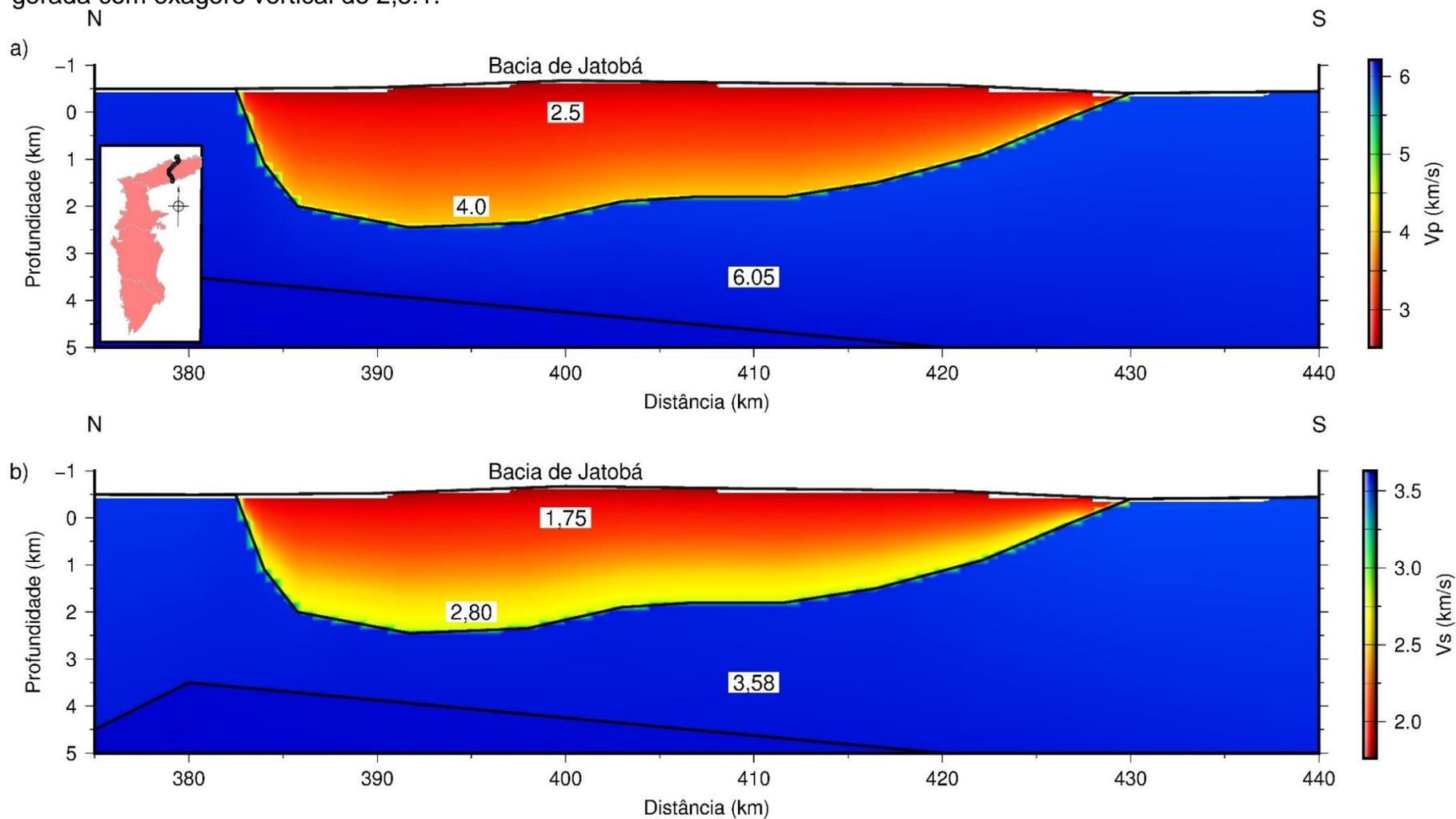
### 7.3.1 Modelagem de ondas P e S

Para a bacia de Jatobá foram gerados os modelos apresentados na figura 40. A camada sedimentar caracterizada por velocidades sísmicas da onda P de 2,5 a 4 km/s e velocidade da onda S de 1,75 a 2,8 km/s, atinge cerca de 2,45 km de espessura na porção norte da bacia. Este modelo condiz com o modelo apresentado por Magnavita (1992), onde verifica-se uma geometria de semi-grábens com depocentro de aproximadamente 2,5 km próximo a borda norte da bacia.

### 7.3.2 Razão $V_P/V_S$ e razão de Poisson

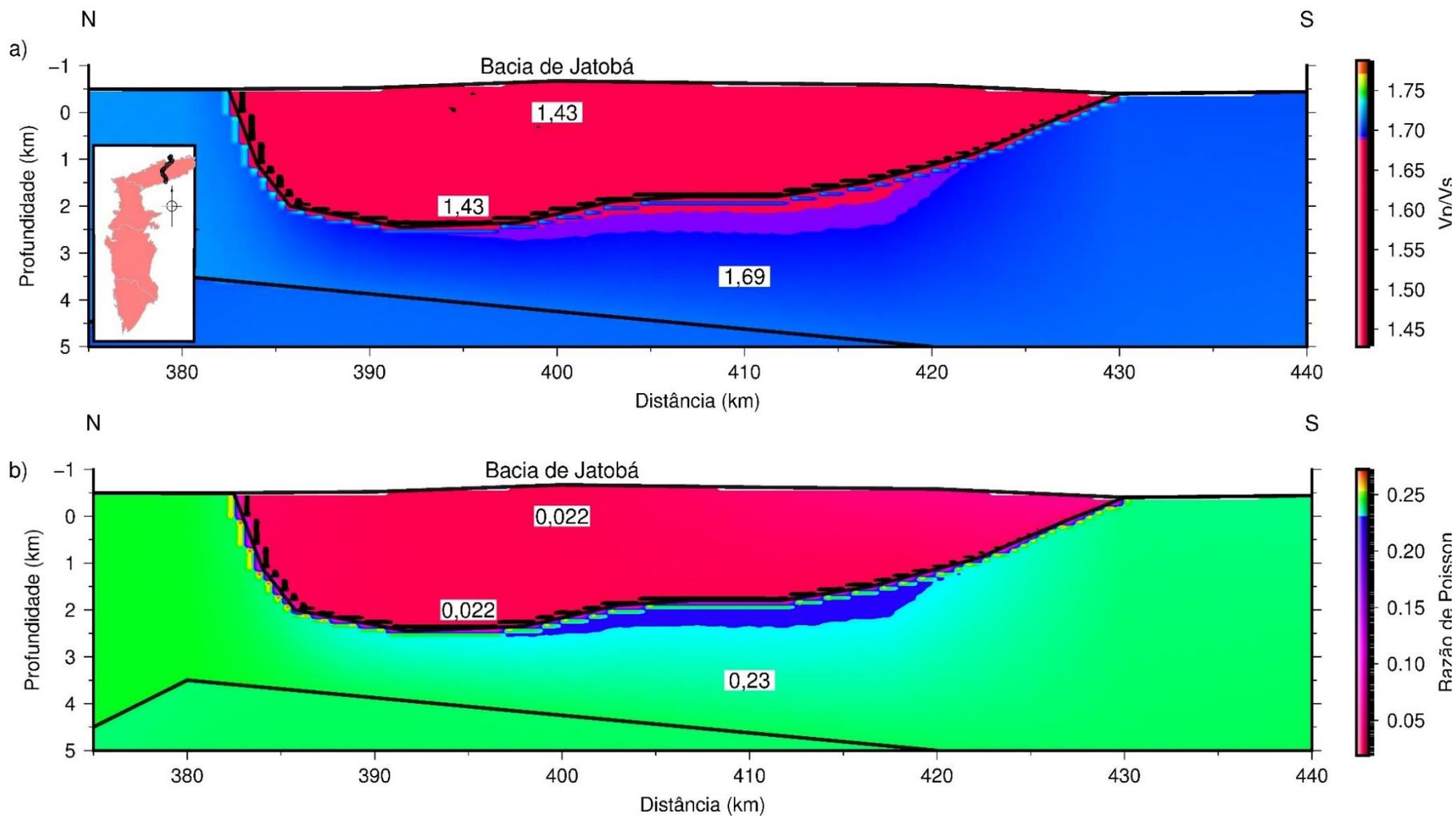
Foram gerados também modelos da razão  $V_P/V_S$  e Razão de Poisson para a bacia de Jatobá a partir dos *grids* de velocidade das ondas P e S (Figura 41). A bacia de Jatobá é caracterizada por baixos valores de  $V_P/V_S$  (1,43) e razão de Poisson (0,022). A ausência de variações internas significativas nos valores das razões indicam uma bacia mais homogênea.

Figura 40 – a) Modelo de velocidade sísmica da onda P e b) modelo de velocidade da onda S para a bacia de Jatobá. Figura gerada com exagero vertical de 2,5:1.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 41 - a) Modelo de razão  $V_p/V_s$  e b) modelo da Razão de Poisson para a bacia de Jatobá com exagero vertical de 2,5:1.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

## 8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Modelos de velocidade da onda P e S, e das razões  $V_P/V_S$  e Poisson são fundamentais no estudo da crosta continental e manto superior, possibilitando o mapeamento das principais descontinuidades e discriminação de limites geológico-estruturais.

Os campos de velocidade sísmica obtidos mostraram que o modelo pode ser representado por seis camadas, definidas por diferentes intervalos de velocidades. A descontinuidade Moho é uma interface irregular que varia de 34,5 a 44 km de profundidade ao longo do perfil. Variações de geometria e velocidade sísmica das camadas do modelo sugerem que o lineamento Pernambuco apresenta dimensões crustais.

As bacias de Tucano e Jatobá apresentam uma geometria característica de riftes assimétricos, com espessura da camada sedimentar de até 9,3 km na sub-bacia de Tucano Central e 2,45 km na borda norte da Bacia Jatobá.

A porção sul do perfil N-S é composta por três blocos de assinaturas sísmicas distintas, que correspondem a sub-província Central, sub-província Meridional e Cráton São Francisco. A diferente assinatura e composição das sub-províncias Central e Meridional indicam que a Província Borborema é resultado da colagem de diferentes blocos crustais durante o Brasileiro.

O espessamento crustal identificado próximo ao limite entre o Cráton São Francisco e a Província Borborema é um possível resultado da colisão neoproterozóica. A alta velocidade da onda P do manto litosférico sob o Cráton São Francisco é uma assinatura típica de regiões cratônicas ( $> 8,3$  km/s).

## REFERÊNCIAS

ALEXANDRINO, C. H. **Campo termal da Província Estrutural São Francisco e faixas móveis adjacentes**. 2008. Tese (Doutorado em Geofísica) – Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2008.

ALMEIDA, F. F. M., HASSUI, Y., NEVES, B. B. B, FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: [s.n.], v. 8. p. 363-391. 1977.

\_\_\_\_\_. *Brazilian structural provinces: an introduction*. **Earth Sciences Reviews**, [S.l.], v. 17, n. 1-2, p. 1-29. abr. 1981.

ALMEIDA, V. T. X. **Tomografia sísmica de superfície**: modelagem direta calculando as trajetórias de ondas refratadas. 2013. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2013.

ALMEIDA, Y. B.; JULIÀ, J.; FRASSETTO, A. *Crustal architecture of the Borborema Province, NE Brazil, from receiver function CCP stacks: Implications for Mesozoic stretching and Cenozoic uplift*. **Tectonophysics**, [S.l.], v. 649, p. 68-80. 2015.

ARAÚJO, C. E. G.; WEINBERG, R. F.; CORDANI, U. *Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process*. **Terra Nova**, [S.l.], 2013.

ASSUMPÇÃO, M.; BIANCHI, M.; JULIÀ, J.; DIAS, F. L.; FRANÇA, G. S.; NASCIMENTO, R.; DROUET, S.; PAVÃO, C. G.; ALBUQUERQUE, D. F.; LOPES, A. E. V. *Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features*. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 43, p. 74-85. 2013b.

ASSUMPÇÃO, M.; FENG, M.; TASSARA, A.; JULIÀ, J. *Model of thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography*. **Journal of American Earth Sciences**, [S.l.], 2013a.

BARBOSA, J. S. F; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 33, p. 3-6. mar. 2003.

BERNARDES, R. B. **Modelo de velocidade sísmica de ondas P da crosta e manto superior ao longo do perfil PABBRISE, estado de São Paulo.** 2015. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS NETOS, C. M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J. A. V.; *Seismicity of Brazil. Brazilian Comission of Nuclear Energy*, [S.l.], 1984.

BERROCAL, J.; MARANGONI, Y.; SÁ, N. C.; FUCK, R.; SOARES, J. E. P.; DANTAS, E.; PEROSI, F.; FERNANDES, C. *Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. Tectonophysics*, [S.l.], v. 388, p. 187-199. jun 2004.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG.** Brasília: CPRM, 2003.

BLAICH, O. A.; TSIKALAS, F.; FALEIDE, J. I. *Northeastern Brazilian margin: Regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential field data and modeling. Tectonophysics*, [S.l.], v. 458, p. 51-67. mar. 2008.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; SCHMUS, V. W. R. *Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil.* In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS, A.; CAMPOS, D. A. **Tectonic Evolution of South America.** Rio de Janeiro: 31 *International Geological Congress*, 2000. p. 151-182.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O evento Carirís Velhos na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.] v. 25, n. 4, p. 279-296. dez. 1995.

CHAPMAN, C. H. **Fundamentals of seismic wave propagation.** Cambridge: Cambridge University Press, 2004.

CONSULTATIVE GROUP FOR INTERNATIONAL AGRICULTURAL RESEARCH – CONSORTIUM FOR SPACIAL INFORMATION. *SRTM 90 m Digital Elevation Database.* versão 4.1. **Modelo Digital de Elevação.** 2004. Disponível em: <<http://www.cgiar-csi.org/data/srtm-90m-digital-elevation-database-v4-1>>. Acesso em: 29 mar. 2017.

COSTA, I.P.; BUENO, G.V.; MILHOMAN, P.S.; SILVA, H.S.R.L.; KOSIN, M.D. Sub-Bacias de Tucano Norte e Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobras**, [S.l.], v. 15, n. 2, p. 445-453. 2007.

COX, C.; KELLER, G. R. *A controlled-source seismic and gravity study of the High Lava Plains (HLP) of Eastern Oregon*. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, [S.l.], v. 14, n. 12, p. 5208-5226. dez. 2013.

DESTRO, N. **Falhas de alívio e de transferência: o significado tectônico no rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil**. 2002. Tese – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2002.

GADALLAH, M. R.; FISHER, R. L. **Applied Seismology: A Comprehensive Guide to Seismic Theory and Application**. Oklahoma: Pen Well, 2005.

GAJEWSKI, D.; RABEL, W. **Seismic Exploration of the Deep Continental Crust: Methods and Concepts of DEKORP and Accompanying Projects**. Basel: Springer Basel, 1999.

GERCEK, H. *Poisson's ratio values for rocks*. **International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences**, [S.l.], v. 40, p. 1-13. 2007.

GREEN, R. *The seismic refraction method: A review*. **Geoexploration**, [S.l.], v. 12, n. 4, p. 259-284. nov. 1974.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Divisão política do Brasil. **Base de dados georreferenciada**. 2006. Disponível em: <[http://downloads.ibge.gov.br/downloads\\_geociencias.htm](http://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm)>. Acesso em: 28 mar. 2017.

JAMES, D.E.; STEINHART, J.S. *Structure beneath continents, a critical review of explosion seismic studies 1960-1965*. In: Steinhart J.S. & Smith T.J. **The earth beneath the continents**. Washington: American Geophysical Union, 1966. p 293-333.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. 1994. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências da Universidade Federal de Brasília, Brasília, 1994.

JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. H. F.; FUCK, R. A.; KAWASHITA, K. Terrenos neoproterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 22, n. 4, p. 472-490. dez. 1992.

KARATO, S. ***Physics and Chemistry of the Deep Earth***. Oxford: John Wiley & Sons Ltd, 2013.

KOSMINSKAYA, I. P. ***Deep seismic sounding of the Earth's crust and upper mantle***. New York: *Consultants Bureau*, 1971.

KOULACOV, I; KROPP, H. ***Combined tomographic forward and inverse modeling of active seismic refraction profiling data***. Novosibirsk: *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2008.

LIMA, M. V. A. G. **Emprego do método de refração sísmica profunda para a determinação da estrutura crustal da Zona Transversal da Província Borborema, Nordeste do Brasil**. 2011. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

LIMA, M. V. A. G.; BERROCAL, J.; SOARES, J. E. P.; FUCK, R. A. ***Deep seismic refraction experiment in the northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution***. ***Journal of South American Earth Sciences***, [S.l.], v. 58, p. 335-349. mar. 2015.

MAGNAVITA, L. P. ***Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, NE Brasil***. 1992. Tese de Doutorado – Universidade de Oxford, Oxford, 1992.

MAGNAVITA, L. P.; CUPERTINO, J. A. Concepção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, [S.l.], v. 1, n. 2, p. 119-134. 1987.

MATOS, R. M. D. ***The Northeast Brazilian Rift System***. ***Tectonics***, [S.l.], v. 11, n. 4, p. 766-791. ago. 1992.

\_\_\_\_\_. ***History of the northeast Brazilian rift system: kinematics implication for the break-up between Brazil and West Africa***. In: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. ***The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic***. Geological Society. London, Geological Society - *Special Publications*, 1999. p. 55-73.

MELO, S. S. V. **Razão de Poisson da crosta superior da região de Porangatu, Goiás, Província Tocantins: um estudo de refração sísmica.** 2006. 102 p. Dissertação – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

MILANI, E. J.; DAVISON, I. *Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil.* **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 154, n. 1-2, p. 41-70. nov. 1988.

MOONEY, W. D.; LASKE, G.; MASTERS, T. G. *CRUST 5.1: A global crust model at 5°x5°.* **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 103, n. 1, p. 727-747. jan. 1998.

MUSACCHIO, G.; MOONEY, W. D.; LUETGERT, J. H.; CHISTENSEN, N. I. *Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from Vp/Vs ratios.* **Journal of Geophysical research**, [S.l.], v. 102, n. 7, p. 225-241. jul. 1997.

OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil).** 2008. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) - Centro de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E. Espessura da Crosta da Província Borborema, da Área Oceânica Adjacente e do Norte do Cráton São Francisco Estimada por Inversão com Vínculo de Isostasia. In: *11<sup>th</sup> International INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY*, 2009. Salvador. **conference paper...** Salvador: SBF, 2009. p. 1-6.

PAVLENKOVA, G. A.; PRIESTLEY, K.; CIPAR, J. *2D model of the crust and uppermost mantle along rift profile, Siberian craton.* **Tectonophysics**, [S.l.]: v. 355, n. 1, p. 171-186. 2002.

PAVLENKOVA, N. I. **Wave fields and crustal models of continental type.** Kiev: Naukova Dumka, 1973.

PAVLENKOVA, N. I.; PAVLENKOVA, G. A. **The Earth's crust and upper mantle structure of the Northern Eurasia from the seismic profiling with nuclear explosions.** Moscow: Geokart, 2014.

PERARO, A. A. Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. In: 4º CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1995, Rio de Janeiro. **conference paper...** Rio de Janeiro: SBGf, v. 1. p. 1-3. 1995.

RUMPFHUBER, E. M.; KELLER, G. R. *An integrated analysis of controlled and passive source seismic data across an Archean-Proterozoic suture zone in the Rocky Mountains.* **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 114, p. 1-25. ago. 2009.

SANTOS, A. C. I.; PADILHA, A. I.; FUCK, R. A.; PIRES, A. C. B.; VITORELLO, I.; PÁDUA, M. B. *Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema province, NE Brasil.* **Tectonophysics**, [S.l.], v. 610, p. 39-50. 2014.

SAPIN, M.; HIRN, A. *Seismic structure and evidence for eclogitization during the Himalayan convergence.* **Tectonophysics**, [S.l.], v. 273, p. 1-16. 1997.

SENGBUSH, R. L. **Seismic Exploration Methods.** Boston: IHRDC, 1983.

SHEARER, P. M. **Introduction to Seismology.** Cambridge: Cambridge University Press, 1999.

SHERIFF, Robert; GELDART, Lloyd. **Exploration Seismology.** Segunda Edição. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 592 p.

SOARES, J. E. P. **Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central.** 2005. Tese - Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, Brasília, 2005.

SOARES, J. E. P.; BERROCAL, J.; FUCK, R. A.; MOONEY, W. D.; VENTURA, D. B. R. *Seismic characteristics of the central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study.* **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 111, p. 302-333. dez. 2006.

SOARES, J. E. P.; LIMA, M. V.; FUCK, R. A.; OLIVEIRA, M. P. Descontinuidade de Moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda N-S da Província Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo. In: **12<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 2011**, Rio de Janeiro. **conference paper...** Rio de Janeiro: SBGF, 2011. p. 1-5.

STEINHART J. S.; MEYER R. P. **Explosion studies of continental structure.** Madison: *University of Wisconsin*, 1961.

TAVARES, E. J. **Determinação da razão de Poisson da crosta e manto litosférico sob a linha de refração sísmica profunda NW-SE da Província Borborema.** 2014. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

TAYLOR, J. R. **An introduction to Error Analysis: the study of uncertainties in physical measurements.** Segunda Edição. California: *University Science Books*, 1997.

TEISSEYRE, R.; CZECHOWSKI, L.; LELIWA-KOPYSTYNSKI, J. **Dynamics of the Earth's Evolution.** Amsterdam: Elsevier Science Publisher, 1993.

TEIXEIRA, W. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco – implicações tectônicas. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISSI, A. **Cráton do São Francisco.** Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 11-33.

VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA, E. P.; SILVA, A. F.; TOTEU, S. F.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I. P. **Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt.** In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; WIT, M. J. **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region.** London: *Geological Society*, p. 69-99. mar. 2008.

WANG, C. Y.; ZENG, R. S.; MOONEY, W. D.; HACKER, B. R. **A crustal model of the ultrahigh-pressure Dabie Shan orogenic belt, China, derived from deep seismic refraction profiling.** *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, [S.l.], v. 105, n. B5, p.10857-10869. mai. 2000.

ZANDT, G.; AMMON, C. J. **Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio.** *Nature*, [S.l.], v. 374, n. 6518, p. 152-154. 1995.

ZELT, C. A. **Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travelttime data.** *Geophysical Journal International*, [S.l.], v. 139, p. 183-204. jun. 1999.

ZELT, C. A.; ELLIS, R. M. **Practical and eficiente ray tracing in two-dimensional media for rapid travelttime and amplitude forward modeling.** *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, [S.l.], v. 24, n. 1, p. 16-31. jun. 1988.

ZELT, C. A.; SMITH, R. B. *Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. **Geophysical International Journal**, [S.l], v. 108, p. 16-34. jan. 1992.*