

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA**

**RODRIGO FRANCO DA SILVA**

**APLICAÇÃO DO MÉTODO DE REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA PARA A  
OBTENÇÃO DE UM MODELO DA ESTRUTURA CRUSTAL E DO MANTO  
SUPERIOR SOB A PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL**

**Caçapava do Sul**

**2017**

**RODRIGO FRANCO DA SILVA**

**APLICAÇÃO DO MÉTODO DE REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA PARA A  
OBTENÇÃO DE UM MODELO DA ESTRUTURA CRUSTAL E DO MANTO  
SUPERIOR SOB A PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL**

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: Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima

Coorientador: José Eduardo Pereira Soares

**Caçapava do Sul**

**2017**

S586a Silva, Rodrigo Franco da

APLICAÇÃO DO MÉTODO DE REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA PARA A  
OBTENÇÃO DE UM MODELO DA ESTRUTURA CRUSTAL E DO MANTO  
SUPERIOR SOB A PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL /

Rodrigo Franco da Silva.

66 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -- Universidade  
Federal do Pampa, GEOFÍSICA, 2017.

"Orientação: Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima".

1. Refração sísmica profunda. 2. Província Borborema. I.  
Título.

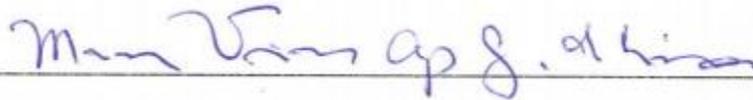
**RODRIGO FRANCO DA SILVA**

**APLICAÇÃO DO MÉTODO DE REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA PARA A  
OBTENÇÃO DE UM MODELO DA ESTRUTURA CRUSTAL E DO MANTO  
SUPERIOR SOB A PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL**

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.

Dissertação de defendida e aprovada em: 27/11/2017

Banca examinadora:



Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima

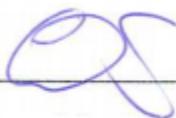
Orientador

UNIPAMPA



Prof. Dra. Andrea Cristina Lima de Matos

UNIPAMPA



Prof. Dr. Everton Frigo

UNIPAMPA

Dedico este trabalho aos meus pais, Denise Bilheiro Franco da Silva e Helielsio Vieira da Silva, que sempre incentivaram e acompanharam os meus estudos.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço, primeiramente, a Deus por me guiar em todos os momentos nessa difícil trajetória.

Aos meus pais, minhas avós e minhas tias pelo amor, incentivo e apoio incondicional.

Aos integrantes do Laboratório de Análise de Sinais Geofísico (LASG), mais especificamente, os professores Marcus Vinicius, Felipe Caron, Felipe Guadagnin, Everton Frigo e os alunos Lucas Rosso, Eduardo Monteiro, Felipe Nascimento e Andréia Pompermayer, pela ajuda e pelos debates enriquecedores que contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao meu orientador Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima e meu coorientador José Eduardo Pereira Soares por me direcionar na produção deste trabalho.

Aos meus amigos de sala, Alane, Andréia, Eduardo, Felipe, Lissa, Lucas e Marieli, pelos conhecimentos compartilhados.

Aos amigos que fiz neste período de faculdade, Samuel, Hudá, Álvaro, Yuri, Fernando (Presida), Filipi, Hugo, Plínio (Neto), Daniel, Andreas, Guto, Betina, Alice, Bibiana, Alexandre, Ana Rafaela e muitos mais, por desfrutarem de momentos maravilhosos que recordarei pelo resto da minha vida.

Por fim, quero agradecer a todos que me ajudaram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho de conclusão de curso.

“Que os esforços superem as impossibilidades, pois as grandes proezas dos homens surgiram daquilo que parecia ser impossível”.

Charles Chaplin

## RESUMO

Métodos sísmicos é uma das principais ferramentas de investigação da estrutura interna da Terra. Dados de refração sísmica profunda, por exemplo, tem revolucionado o conhecimento sobre as propriedades físicas da crosta e do manto superior e são elementos-chave para um melhor entendimento sobre os mecanismos e processos geodinâmicos. Neste contexto, no âmbito do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET), foi adquirida em 2011 a transecta N-S de refração sísmica profunda, atravessando a Província Borborema e o Norte do Craton São Francisco. A Província Borborema apresenta longo registro geológico, incluindo os primeiros resquícios de crosta continental na América do Sul, vastos segmentos de crosta formados durante o Paleoproterozoico e sequências supracrustais predominantemente de idade neoproterozoica. Estes diferentes elementos foram deformados, metamorfizados e intrudidos por numerosos plutons durante os eventos associados com a Orogenia Brasileira, os quais culminaram com a formação do supercontinente Gondwana. Apesar dos numerosos estudos conduzidos nas últimas décadas, a evolução geométrica, cinemática e dinâmica da Província Borborema ainda é pouco compreendida. A proposta deste trabalho é utilizar os dados da porção norte da linha N-S de refração sísmica profunda, com o intuito de definir um modelo crustal e da porção superior do manto litosférico sob a Província Borborema. Para este fim, serão gerados modelos de ondas P e S, e a partir desses, um modelo de Razão  $V_p/V_s$  e um modelo de Razão de Poisson, sendo então, possível analisar a composição da crosta e do manto superior. Com os resultados, foi proposto um modelo geológico de seis camadas, sendo a primeira composta pela Bacia do Potiguar, a segunda e a terceira formando a crosta superior, a quarta representando a crosta inferior e a quinta e a sexta pertencentes ao manto litosférico. Neste modelo, foi possível identificar a descontinuidade Moho em torno de 29 a 36 km de profundidade e diferenciar dois blocos crustais, a partir das suas assinaturas de velocidade sísmica e composição. O conjunto de características reveladas pelos dados do perfil de refração sísmica profunda forneceram evidências de momentos referentes a evolução da Província Borborema, como a colagem dos blocos crustal e a implementação do oceano Atlântico Sul

**Palavras-chave:** Sísmica de refração profunda. Província Borborema. Razão  $V_p/V_s$ . Modelo crustal.

## ABSTRACT

Seismic methods is one of the main research tools of the Earth's internal structure. Deep seismic refraction data, for example, has revolutionized knowledge about the physical properties of the crust and upper mantle and are key elements for a better understanding of geodynamic processes and mechanisms. In this context, in the scope of the National Institute of Science and Technology in Tectonic Studies (INCT-ET), the transect N-S of deep seismic refraction was acquired in 2011, crossing Borborema Province and North of Craton São Francisco. The Borborema Province presents a long geological record, including the first remnants of continental crust in South America, vast crustal segments formed during the Paleoproterozoic and supracrustal sequences dominantly of neoproterozoic age. These different elements were deformed, metamorphosed and intruded by numerous plutons during the events associated with Brazilian Orogenia, which culminated in the formation of the supercontinent Gondwana. Despite the numerous studies conducted in the last decades, the geometric, kinematic and dynamic evolution of the Borborema Province is still poorly understood. The purpose of this work is to use the data from the northern portion of the N-S line of deep seismic refraction, in order to define a crustal model and the upper portion of the lithospheric mantle under Borborema Province. For this purpose, P and S wave models will be generated, and from these, a  $V_p / V_s$  Ratio model and a Poisson Ratio model will be generated, and it is possible to analyze the composition of the crust and the upper mantle. With the results, a geological model of six layers was proposed, the first being composed by the Potiguar Basin, the second and third forming the upper crust, the fourth representing the lower crust and the fifth and sixth belonging to the lithospheric mantle. In this model, it was possible to identify the Moho discontinuity around 29 to 36 km of depth and to differentiate two crustal blocks, based on their signatures of seismic velocity and composition. The set of characteristics revealed by the data of the deep seismic refraction profile provided evidence of moments related to the evolution of the Borborema Province, such as the crustal blocks and the implementation of the South Atlantic Ocean.

Key words: Deep refractive seismic. Province Borborema.  $V_p / V_s$  Ratio. Crustal model.

## LISTA DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| Figura 1 - Mapa de localização com modelo digital de elevação. ....  | 16 |
| Figura 2 - Mapa que mostra os principais terrenos, zonas de cisalhamento e o perfil sísmico. ....  | 17 |
| Figura 3 - Sismograma hipotético mostrando as relações das curvas tempo-distância entre as ondas direta, refratada e refletida para um modelo de uma interface. B marca o ponto crítico e C o ponto onde a refração se torna primeira chegada. A onda direta é uma hipérbole, assíntota à onda direta para grandes distâncias ( $x \gg h$ ), e a onda refratada uma reta com início a partir da incidência crítica da frente de onda. Nesse ponto a refração e a reflexão são tangentes. Notar a grande amplitude das reflexões próximas ao ângulo crítico. .... | 21 |
| Figura 4 - Fases observadas em dados de refração sísmica profunda em um modelo genérico. ....  | 22 |
| Figura 5 - Fases observadas em dados de refração sísmica profunda em um modelo genérico. ....  | 23 |
| Figura 6 – Diagramas de seções crustais para diferentes ambientes tectônicos continentais. A crosta é dividida em crosta superior, média e inferior, com a espessura de cada uma das camadas variando de acordo com o ambiente tectônico.....  | 25 |
| Figura 7 - Diagrama de blocos com detalhes da distribuição de velocidades e espessura das camadas da crosta para diferentes ambientes tectônicos.....  | 26 |
| Figura 8 - Sismogramas do tiro 3. O primeiro é de onda P e o segundo de onda S.....  | 30 |
| Figura 9 - Sismogramas do tiro 01 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S. ....  | 31 |
| Figura 10 - Sismogramas do tiro 02 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S. ....   | 32 |
| Figura 11 - Sismogramas do tiro 03 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S. ....   | 33 |
| Figura 12 - Sismogramas do tiro 05 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S. ....   | 34 |
| Figura 13 - Sismogramas do tiro 06 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S. ....   | 35 |
| Figura 14 - Sismogramas do tiro 07 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S. ....   | 36 |
| Figura 15 - Inversão tomográfica de tempo de percurso. Modelo de velocidade sísmica da onda P para a crosta e manto superior, descontinuidade Moho interpretada pelo isocontorno   |    |

|   |    |
|---|----|
| de 7,6 km/s; Ajuste das curvas calculadas para o modelo às leituras de tempo de trânsito.<br>.....  | 38 |
| Figura 16 - Sismograma do tiro 01 com as curvas teóricas de tempo de percurso; pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso; e modelo com traçado de raios.<br>..... | 39 |
| Figura 17 - Sismograma do tiro 02 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. ....     | 40 |
| Figura 18 - Sismograma do tiro 03 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. ....     | 41 |
| Figura 19 - Sismograma do tiro 05 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. ....     | 42 |
| Figura 20 - Sismograma do tiro 06 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. ....     | 43 |
| Figura 21 - Sismograma do tiro 07 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. ....     | 44 |
| Figura 22 - Modelo de velocidade sísmica da onda P.....   | 47 |
| Figura 23 - Perfil 1D de velocidade sísmica de onda P correspondente de cada domínio.<br>.....  | 48 |
| Figura 24 - Sismograma do tiro 01 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. ....     | 49 |
| Figura 25 - Sismograma do tiro 02 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. ....     | 50 |
| Figura 26 - Sismograma do tiro 03 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. ....     | 51 |
| Figura 27 - Sismograma do tiro 05 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. ....     | 52 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 28 - Sismograma do tiro 06 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. .... | 53 |
| Figura 29 - Sismograma do tiro 07 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso. .... | 54 |
| Figura 30 - Modelo de velocidade sísmica de onda S.....   | 57 |
| Figura 31 - Perfil 1D de velocidade sísmica de onda S correspondente a cada domínio. ....   | 58 |
| Figura 32 - Modelo da razão $V_p/V_s$ .....   | 60 |
| Figura 33 - Modelo da razão de Poisson ( $\sigma$ ). ....   | 61 |

## SUMÁRIO

|  |           |
|--|-----------|
| <b>1 INTRODUÇÃO .....</b>  | <b>14</b> |
| <b>1.1 Justificativa.....</b>  | <b>15</b> |
| <b>1.2 Objetivo Geral.....</b>   | <b>15</b> |
| <b>1.2.1 Objetivo Específicos.....</b>   | <b>15</b> |
| <b>2 ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>                                 | <b>16</b> |
| <b>3 MÉTODO SÍSMICO .....</b>  | <b>19</b> |
| <b>3.1 Ondas sísmicas.....</b>   | <b>19</b> |
| <b>3.2 Método da refração sísmica profunda .....</b>                               | <b>20</b> |
| <b>3.3 Características da crosta continental e do manto superior.....</b>          | <b>24</b> |
| <b>3.4 Razão Vp/Vs e coeficiente de Poisson.....</b>                               | <b>26</b> |
| <b>3.5 Método traçado de raios e Softwares utilizados .....</b>                    | <b>27</b> |
| <b>4 CONJUNTO DE DADOS.....</b>  | <b>28</b> |
| <b>5 PROCESSAMENTO DOS DADOS.....</b>  | <b>29</b> |
| <b>5.1. Filtragem dos sismogramas.....</b>   | <b>29</b> |
| <b>5.2. Leitura das fases.....</b>   | <b>31</b> |
| <b>5.3. Inversão tomográfica e Modelagem direta.....</b>                           | <b>37</b> |
| <b>6. RESULTADOS.....</b>  | <b>37</b> |
| <b>6.1. Inversão tomográfica.....</b>  | <b>37</b> |
| <b>6.2. Modelo de onda P .....</b>   | <b>39</b> |
| <b>6.3. Modelo de onda S .....</b>   | <b>49</b> |
| <b>6.4. Modelo da razão Vp/Vs e da razão de Poisson (<math>\sigma</math>).....</b> | <b>59</b> |
| <b>7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....</b>  | <b>62</b> |
| <b>8. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>   | <b>63</b> |
| <b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>  | <b>64</b> |

## 1 INTRODUÇÃO

A Província Borborema está localizada no Nordeste do Brasil e possui um embasamento de idade pré-cambriana, com um arcabouço tectônico estruturado no final do Neoproterozoico (OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012). Mesmo com muitos estudos nessa área, não há um consenso em relação à evolução tectônica da província, pois ainda existem diversas incógnitas relativas aos processos que levaram, por exemplo, ao soerguimento do Planalto da Borborema e a origem do magmatismo cenozoico.

Um dos principais métodos para determinar a estrutura interna da Terra é o estudo de propagação de ondas elásticas através do seu interior. O ramo da Geofísica que se ocupa desse estudo é chamado de Sismologia. Quando uma onda se propaga de um meio para outro com propriedades físicas diferentes, ela pode ser refratada e/ou refletida ao aumentar ou diminuir a velocidade. São essas variações de direção e de velocidade que permitem a determinação da estrutura interna da Terra. Regiões caracterizadas por um aumento ou diminuição brusca na velocidade de propagação das ondas sísmicas são chamadas de descontinuidades sísmicas (SHERIFF; GELDART, 1995).

Os estudos sismológicos podem utilizar ondas sísmicas produzidas por fontes passivas ou ativas. No primeiro caso, as ondas sísmicas são provenientes de terremotos naturais distantes e registradas em estações sismológicas. No segundo caso, as fontes de energia são geradas artificialmente e medidas em receptores espalhados ao longo de linhas sísmicas. Os tremores podem ser causados por explosões com tempo controlado ou por vibrações produzidas por caminhões especialmente equipados para este fim (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

Embora seja um método muito útil no entendimento da estruturação crustal, há poucos estudos realizados na América do Sul, com exceção da região Andina. Este tipo de levantamento é mais comum em regiões da Europa, América do Norte, Japão e Austrália.

No Brasil, especificamente na Província Borborema, foram realizados estudos de refração sísmica profunda, como por exemplo, os executados no âmbito do projeto “Estudos geofísicos e tectônicos na Província Borborema, Nordeste do Brasil” (MCT/CNPq, 42.0222/2005-7) e que teve continuidade no projeto “Estudo da

estrutura da litosfera do Nordeste do Brasil” (MCT/CNPq, 573713/2008-1) financiado pelo Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET).

### **1.1 Justificativa**

O estudo da litosfera pelo método de refração sísmica profunda revolucionou, e ainda têm promovido novas descobertas sobre as propriedades físicas da crosta e do manto superior (DOBRIN, 1985; MEISSNER, 1986).

A proposta do trabalho de pesquisa é utilizar os dados da porção norte da transecta N-S de refração sísmica profunda, adquirida em 2011 no âmbito INCT-ET, com o intuito de aprimorar o entendimento sobre os mecanismos e processos geodinâmicos que atuaram, por exemplo, na base da crosta e no manto superior, e que influenciaram a estruturação atual da crosta de uma determinada região.

### **1.2 Objetivo Geral**

O objetivo principal do trabalho é determinar um modelo da estrutura crustal e da porção superior do manto sob a Província Borborema, permitindo assim, identificar as principais discontinuidades crustais e verificar se estas variações podem estar relacionadas com os diferentes domínios tectônicos mapeados em superfície.

Em suma, pretende-se investigar a estruturação das principais interfaces sísmicas, relacionar a estrutura da crosta com os principais domínios geológicos de superfície, e conseqüentemente, aprimorar o entendimento da evolução tectônica da Província Borborema.

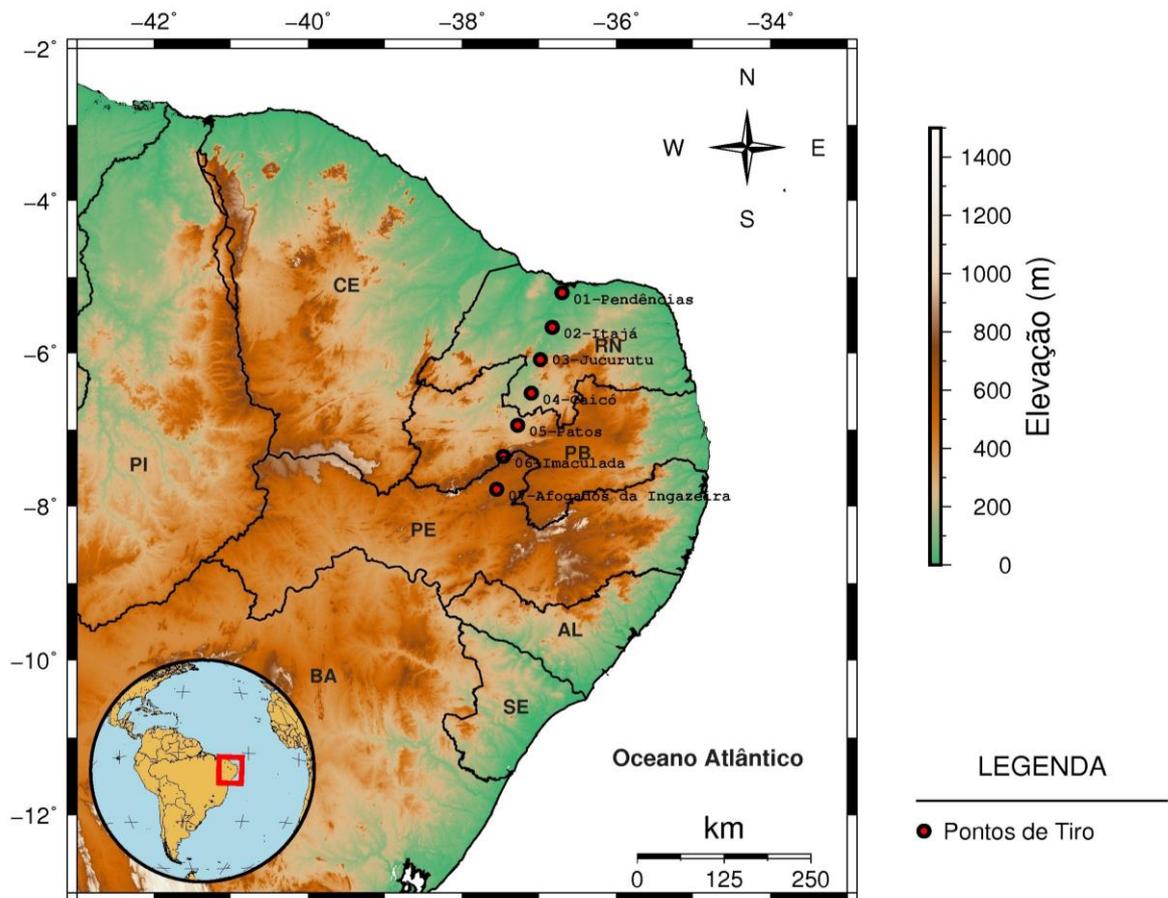
#### **1.2.1 Objetivo Específicos**

- a) Gerar um modelo tomográfico de velocidade da onda P.
- b) Gerar um modelo 2D de velocidade da onda P.
- c) Gerar um modelo 2D de velocidade da onda S.
- d) Gerar um modelo  $V_p/V_s$ .
- e) Gerar um modelo de Razão de Poisson.

## 2 ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO

Neste trabalho serão utilizados os dados registrados dos sete primeiros tiros da transecta N-S que está localizada na região nordeste do Brasil (Figura 1). Com aproximadamente 350 km de extensão, o perfil se inicia em Pendências (RN) e se estende até Afogados da Ingazeira (PE).

Figura 1 - Mapa de localização com modelo digital de elevação.



Fonte: limites dos estados 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).

A Província Borborema (ALMEIDA *et al.*, 1981) limita-se a norte e a leste pelos sedimentos costeiros meso-Cenozoicos da Margem Continental Atlântica, a oeste pelas rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba e a sul pelo Cráton São Francisco.

A província consiste num complexo conjunto de blocos crustais de diferentes idades, origem e evolução, amalgamados no final do Neoproterozoico e início do

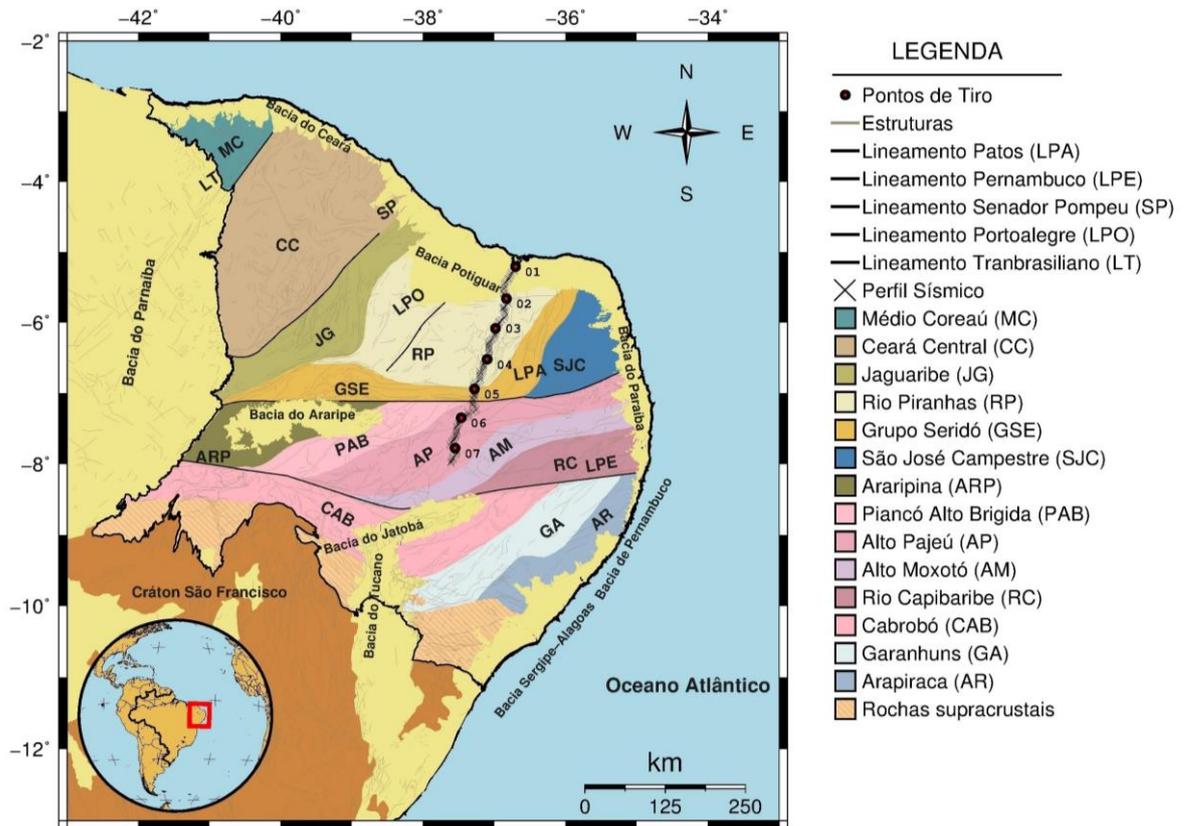
Fanerozoico, no contexto da construção do supercontinente Gondwana (Van Schmus *et al.* 1995, 2008, 2011).

A Província Borborema é geralmente dividida em três subprovíncias: Subprovíncia Setentrional, Transversal e Meridional, limitadas entre si, respectivamente, pelos lineamentos Patos e Pernambuco (Van Schmus *et al.* 1995, 2008, 2011).

A partir das zonas de cisalhamento (Transbrasiliiano, Senador Pompeu, Portoalegre, Patos e Pernambuco), pode-se compartimentar a província em seis domínios principais (Médio Coreau, Ceará Central, Orós-Jaguaribe, Rio Grande do Norte, Zona Transversal e Subprovíncia Meridional).

Do ponto de vista geológico (Figura 2), o perfil atravessa as seguintes estruturas e terrenos: a porção *onshore* da bacia Potiguar; os terrenos Rio Piranhas e Grupo-Seridó (terrenos que fazem parte do Domínio Rio Grande do Norte); a Zona de Cisalhamento Patos; o terreno Alto Pajeú (terreno que está inserido na Zona Transversal).

Figura 2 - Mapa que mostra os principais terrenos, zonas de cisalhamento e o perfil sísmico.



Fonte: modificado de Lima (2011).

A bacia Potiguar faz parte do sistema de riftes cretáceos do nordeste brasileiro. Sua formação relaciona-se ao processo de estiramento crustal que resultou no rompimento do supercontinente Gondwana, a partir do Mesozoico, e que culminou com a separação entre as placas Sul-Americana e Africana e a formação do Oceano Atlântico (BERTANI; COSTA; MATOS, 1990; SOARES; ROSSETTI; CASSAB, 2003).

Segundo Bertani *et al.*, 1990, a porção emersa do *Rift* Potiguar alonga-se segundo a direção ENE-WSW e compreende três unidades básicas: grábens, altos internos e plataformas do embasamento.

Os grábens correspondem a feições lineares que apresentam formas simétricas. Os altos internos correspondem as cristas alongadas do embasamento. E as plataformas do embasamento são porções do embasamento que foram pouco afetadas pelas falhas. O embasamento da bacia é formado por rochas pré-cambrianas da Província Borborema, constituída pelo amalgamento de blocos crustais arqueanos e proterozoicos compostos por sequências litoestratigráficas de rochas ígneas e metamórficas.

O preenchimento sedimentar desta bacia está estritamente relacionado com as diferentes fases de sua evolução tectônica: a fase rifte; a fase transicional; e a fase de deriva continental, constituída pelas sequências flúvio-marinhas transgressiva e regressiva (SOARES; ROSSETTI; CASSAB; 2003).

O terreno Rio Piranhas é composto principalmente por ortognaisses cálcio-alcalinos do Complexo Caicó datados em 2,20 Ga a 2,15 Ga, e compreende também exposições de rochas metassedimentares da Faixa Seridó e magmatismo neoproterozoico (JARDIM DE SÁ, 1994; SOUZA *et al.*, 2007).

O Grupo-Seridó compreende sequência vulcano-sedimentar pertencente ao Grupo Seridó, alongada preferencialmente na direção NE-SW e intrusões graníticas do Neoproterozoico (JARDIM DE SÁ, 1994; VAN SCHMUS *et al.*, 2003).

A zona de cisalhamento Patos consiste em uma mega-estrutura transcorrente E-W que deformou rochas pré-cambrianas durante a orogêneses brasiliana. Foi formada após a colisão dos crátons Oeste Africano e Congo-São Francisco ao escudo da Borborema, acomodando deslocamentos transcorrentes a partir de descontinuidades crustais formadas em estágio pré-colisional (CORSINI *et al.*, 1991).

O Terreno Alto Pajeú compreende rochas metassedimentares, metavulcânicas e metaplutônicas pertencentes a Suíte Cariri Velhos de idades neoproterozoicas. Ocorrem também plútons relacionados ao evento brasileiro. Esse terreno possui associação vulcanosedimentar denominada de Complexo São Caetano caracterizado como uma sequência metassedimentar e metavulcanoclástica predominantemente félsica-intermediária (RODRIGUES; BRITO NEVES, 2008).

### 3 MÉTODO SÍSMICO

#### 3.1 Ondas sísmicas

Ondas sísmicas são pacotes de energia de deformação elástica que se propagam radialmente a partir de uma fonte sísmica, como um terremoto ou uma explosão. As fontes apropriadas para levantamentos sísmicos comumente geram trens de onda de curta duração, conhecidos como pulsos, que contêm uma ampla gama de frequências (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

As ondas sísmicas são classificadas por dois tipos: as que se propagam pelo interior da Terra, conhecidas como ondas de corpo, e as ondas superficiais assim denominadas por serem atenuadas rapidamente com a profundidade. Neste trabalho estudaremos somente as ondas de corpo que são divididas em dois tipos: a primeira é conhecida como onda longitudinal ou onda P (primária), devido ao fato de ser o primeiro evento observado no registro de um abalo sísmico; O segundo tipo é chamado de onda cisalhante, transversal, rotacional ou S (secundária), por ser normalmente o segundo evento observado.

Na onda P, as partículas oscilam na direção de propagação da frente de onda por meio de movimentos de compressão e de dilatação. Na onda S, o movimento das partículas se dá transversalmente à direção de propagação da frente de onda e ocorre por deformação cisalhante (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

A velocidade de propagação no meio dessas ondas é descrita através da Equação 1 (onda P) e Equação 2 (onda S).

$$V_p = \sqrt{\frac{K+4/3\mu}{\rho}} \quad (1).$$

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

Onde  $K$  é o módulo de Bulk (compressibilidade),  $\mu$  é o módulo de cisalhamento e  $\rho$  é a densidade.

### 3.2 Método da refração sísmica profunda

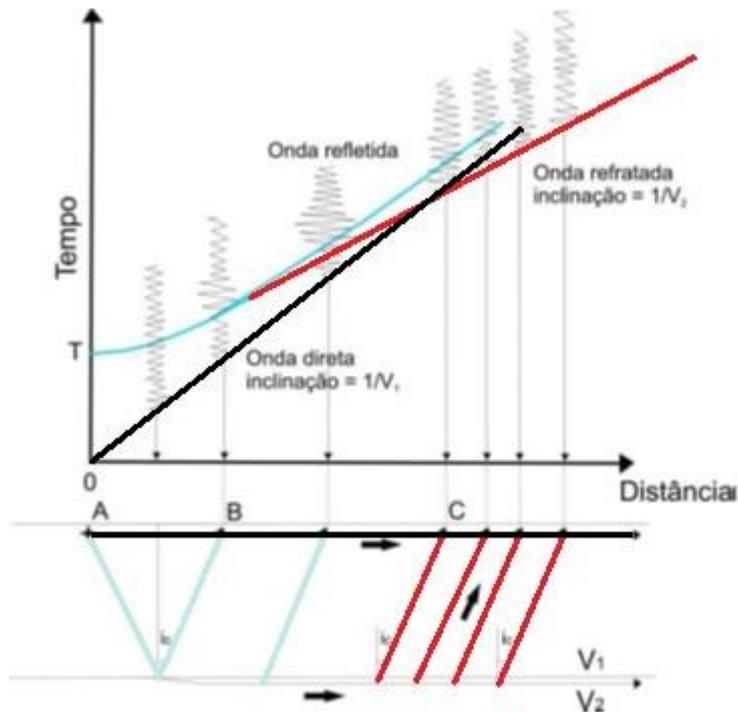
No método de refração sísmica são utilizadas fontes de energia ativas (explosões), geofones (sismômetros) e registradores (sismógrafos). Com o intuito de captar e armazenar as perturbações produzidas por estas fontes depois de terem percorrido as camadas do interior da Terra, trazendo assim, informações sobre as características dessas camadas.

O método da refração sísmica profunda é baseado no tempo de propagação de ondas elásticas refratadas e reflexões de grande ângulo a partir de fontes controladas. Permite caracterizar a crosta e manto litosférico a partir da distribuição de velocidades das ondas sísmicas compressivas ( $V_p$ ) e cisalhantes ( $V_s$ ) e, conseqüentemente, do posicionamento das descontinuidades em profundidade. Possibilita ainda inferir a composição das rochas pela determinação da razão dessas velocidades.

Os levantamentos de refração sísmica profunda são realizados com arranjos de sensores sete a dez vezes maiores que a profundidade alvo, e tiros regulares ao longo dos perfis. No estudo da crosta continental os arranjos são de aproximadamente 250 km a 400 km de comprimento, com tiros a cada 20-100 km. Esses arranjos visam registrar a refração da Moho como primeira chegada e, também, porções significativas das curvas de refração e reflexão, aprimorando a estimativa da velocidade. Os tiros regulares permitem o controle das variações laterais do meio (GREEN, 1974; SOARES, 2005).

O método baseia-se nos ajustes de fases das ondas direta, refratadas e refletidas no ângulo crítico e acima deste (Figura 3). As fases mais proeminentes são as primeiras chegadas e as reflexões próximas ao ângulo crítico. As primeiras chegadas representam a onda direta e a refração da Moho, enquanto as reflexões de grande ângulo marcam as descontinuidades internas da crosta e, principalmente, a Moho (GREEN, 1974; SOARES, 2005).

Figura 3 - Sismograma hipotético mostrando as relações das curvas tempo-distância entre as ondas direta, refratada e refletida para um modelo de uma interface. B marca o ponto crítico e C o ponto onde a refração se torna primeira chegada. A onda direta é uma hipérbole, assíntota à onda direta para grandes distâncias ( $x \gg h$ ), e a onda refratada uma reta com início a partir da incidência crítica da frente de onda. Nesse ponto a refração e a reflexão são tangentes. Notar a grande amplitude das reflexões próximas ao ângulo crítico.



Fonte: modificado de Soares (2005).

As fases da onda direta, assim como as ondas refratadas no meio, se alinham nas seções sísmicas, formando retas traduzidas matematicamente em equações de primeiro grau, nas quais a inclinação do segmento de reta é o inverso da velocidade (Equações 3 e 4). O alinhamento de fases da onda direta e refratada na Moho é marcado como as primeiras chegadas nas seções sísmicas. As reflexões de alto ângulo na Moho formam hipérbolas assíntotas à onda direta e tangente à onda refratada no ponto crítico traduzidas matematicamente em equações do segundo grau (Equação 5).

$$t = \frac{x}{V_1} \quad (3).$$

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \cos \theta_c}{V_1} \quad (4).$$

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{(2h)^2}{V_2^2} \quad (5).$$

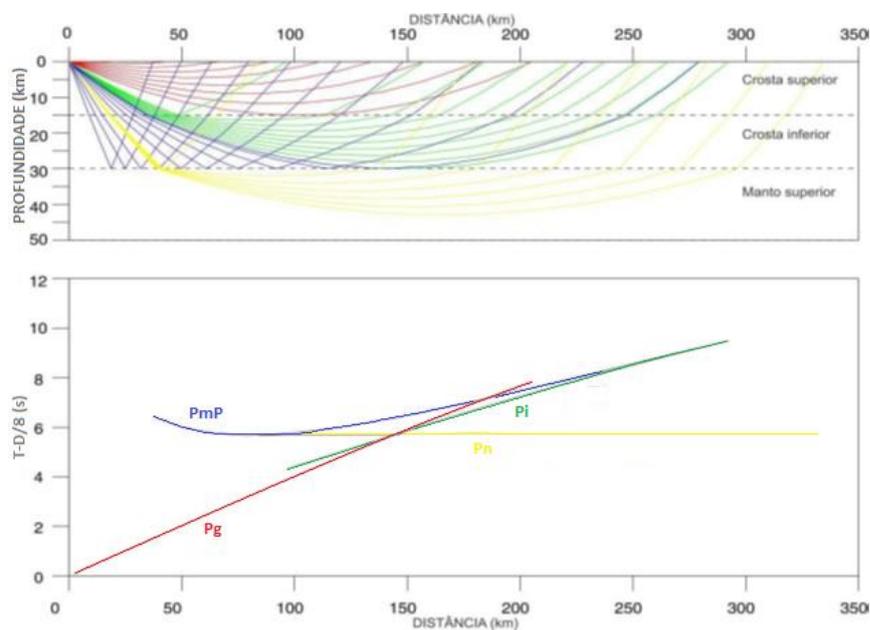
Onde  $t$  é o tempo de trânsito,  $x$  é a distância ao ponto de tiro,  $\theta_c$  é o ângulo crítico,  $h$  é espessura da camada,  $V_1$  é a velocidade da onda direta, por consequência, da primeira camada,  $V_2$  é a velocidade da camada subjacente,  $V$  é a velocidade média do pacote acima do refletor e é orientada pela lei de Snell, onde  $V_2 > V_1$ .

Assim, são observadas pelo menos quatro fases principais da onda P.

- A fase  $Pg$  que trafega na crosta superior;
- A fase  $PmP$  que atinge a parte mais profunda da crosta (Moho), onde é refletida;
- A fase  $Pn$  que penetra na parte mais superior do manto; refração da descontinuidade da Moho;
- A fase  $Pi$  definida como a refração da crosta inferior;

A Figura 4 apresenta as quatro principais fases da onda P em um modelo genérico mostrando o traçado de raios sísmicos e as curvas tempo-distância da fase  $Pg$  (onda direta) em vermelho, da refração da Moho ( $Pn$ ) em amarelo, da refração da crosta inferior ( $Pi$ ) em verde e da reflexão da Moho ( $PmP$ ) em azul.

Figura 4 - Fases observadas em dados de refração sísmica profunda em um modelo genérico.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Neste trabalho também iremos analisar as principais fases da onda S.

a) A fase *Sg* que trafega na crosta superior;

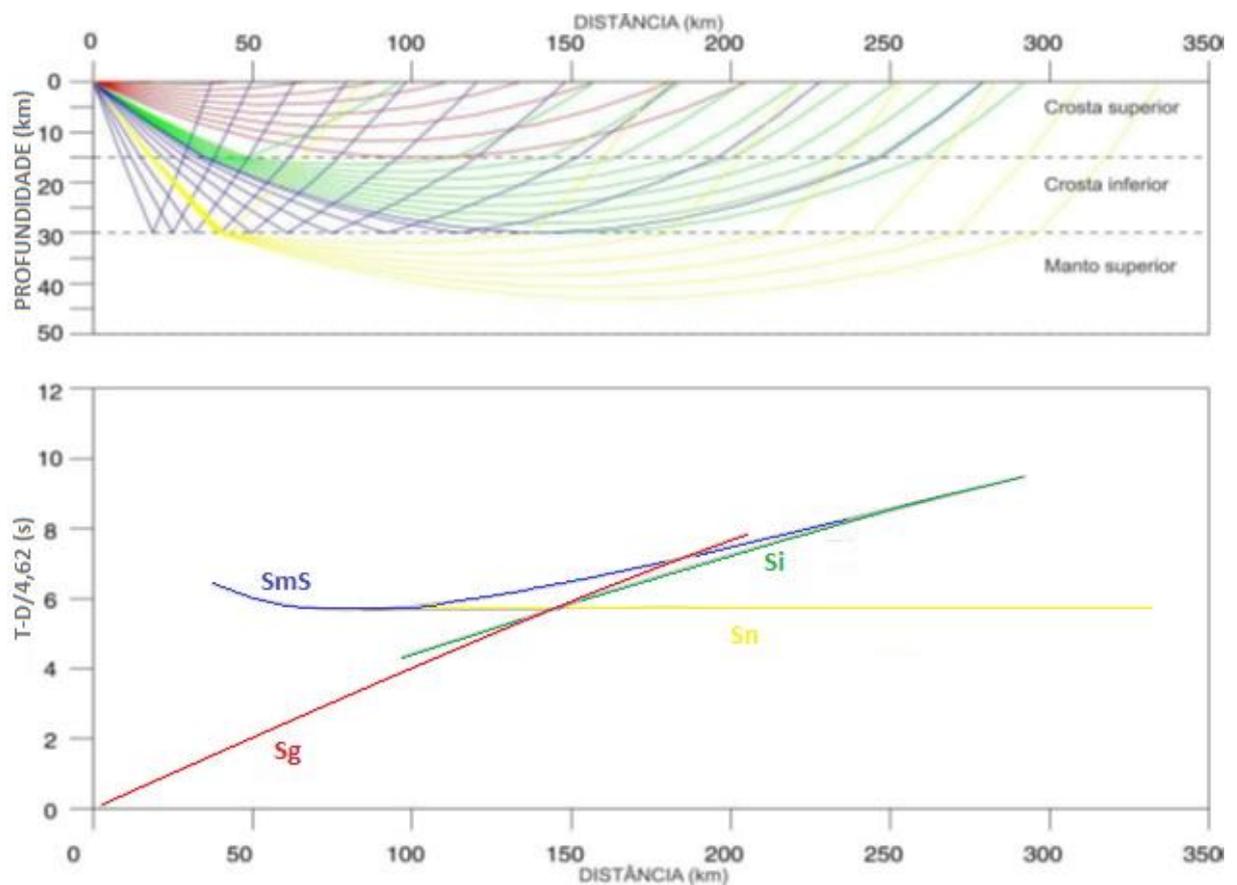
b) A fase *SmS* que atinge a parte mais profunda da crosta (Moho), onde é refletida;

c) A fase *Sn* que penetra na parte mais superior do manto; refração da descontinuidade da Moho;

d) A fase *Si* definida como a refração da crosta inferior;

A Figura 5 apresenta as quatro principais fases da onda S em um modelo genérico mostrando o traçado de raios sísmicos e as curvas tempo-distância da fase *Sg* (onda direta) em vermelho, da refração da Moho (*Sn*) em amarelo, da refração da crosta inferior (*Si*) em verde e da reflexão da Moho (*SmS*) em azul.

Figura 5 - Fases observadas em dados de refração sísmica profunda em um modelo genérico.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

### 3.3 Características da crosta continental e do manto superior

Considerando que este trabalho é um estudo de refração sísmica profunda, que tem por finalidade estudar a crosta e o manto superior, é conveniente apresentar algumas definições de crosta terrestre e manto superior.

Segundo Meissner (1986), a crosta pode ser definida utilizando vários critérios:

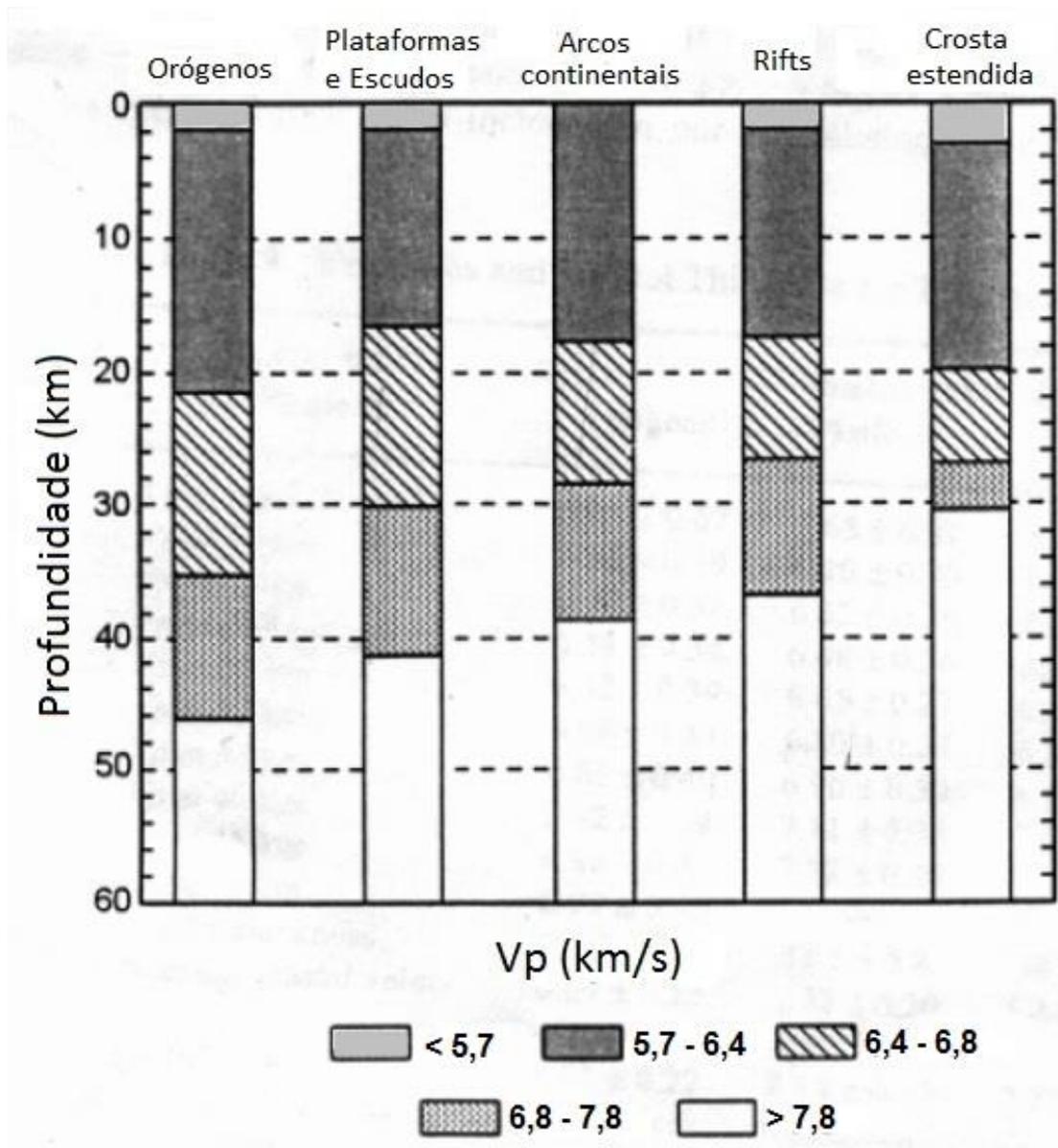
- a) A crosta é a cobertura externa do planeta na qual a velocidade da onda P é menor que 7,6 km/s ou a velocidade da onda S menor que 4,4 km/s;
- b) A crosta consiste predominantemente de sedimentos, gnaisses, granito, granodiorito, gabro, anfibolito e granulito para crosta continental e sedimentos, basaltos, gabros e serpentinitas para a crosta oceânica.

As definições do manto superior de acordo com Meissner (1986) são:

- a) O manto superior é a zona abaixo da crosta terrestre com velocidade da onda P superior a 7,6 km/s (geralmente maior que 7,8 km/s) e a velocidade da onda S superior a 4,4 km/s (geralmente maior que 4,5 km/s);
- b) O manto superior é a zona que consiste predominantemente de rochas ultramáficas como peridotitos (mesmo dunita) e eclogitos.

O artigo de Christensen & Mooney (1995) apresenta a compilação de 560 trabalhos sobre a determinação da estrutura (profundidade – velocidade sísmica) da crosta continental de diferentes lugares. Com esses resultados, foram feitos diagramas de seções crustais para diferentes ambientes tectônicos continentais (Figura 6). E chegaram numa velocidade crustal média de 6,45 km/s, com erro estimado de 0,23 km/s. A velocidade sísmica da onda P do manto superior ( $P_n$ ) obtida foi de 8,07 km/s, com erro de 0,21 km/s para mais ou para menos.

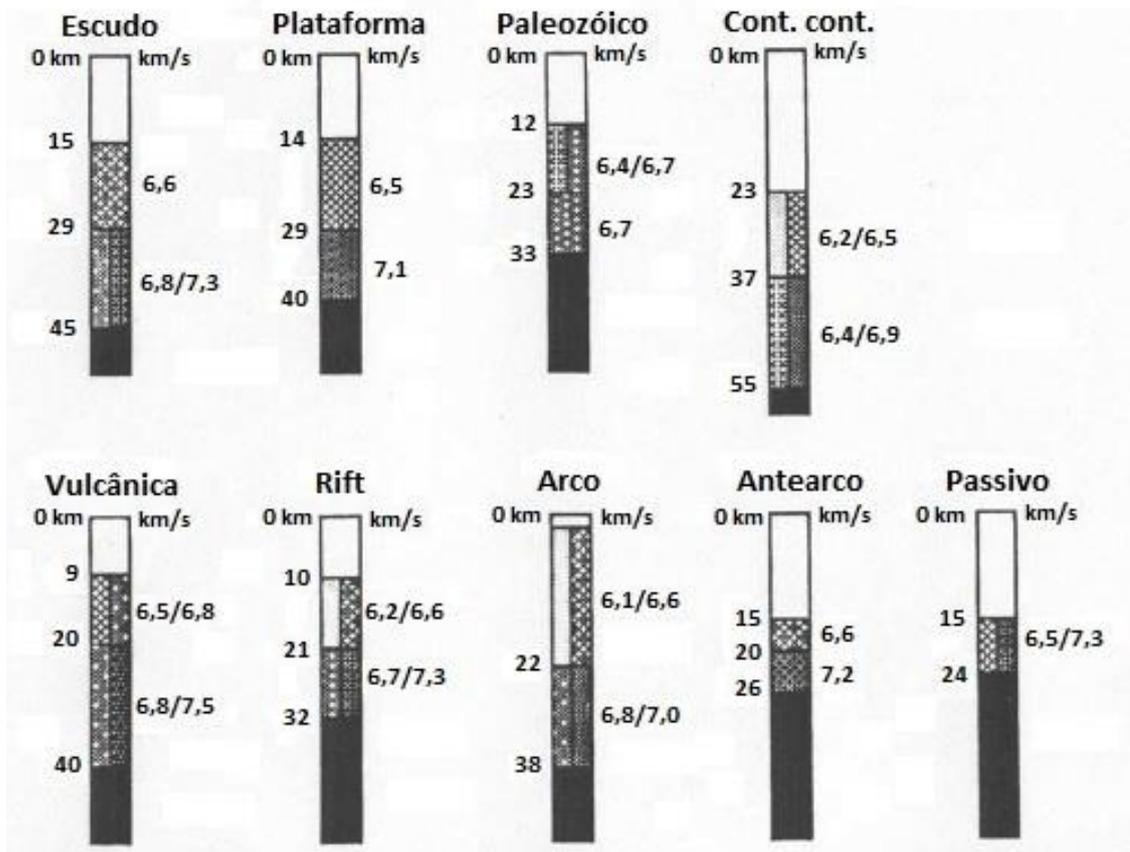
Figura 6 – Diagramas de seções crustais para diferentes ambientes tectônicos continentais. A crosta é dividida em crosta superior, média e inferior, com a espessura de cada uma das camadas variando de acordo com o ambiente tectônico.



Fonte: modificado de Christensen & Mooney (1995).

Holbrook et al. (1992) apresenta resultados similares aos de Christensen & Mooney (1995), entretanto, sua interpretação se restringe à crosta média e inferior. As velocidades da onda P determinadas para a crosta média são entre 6,0 e 7,1 km/s e para crosta inferior são 6,4 e 7,5 km/s (Figura 7).

Figura 7 - Diagrama de blocos com detalhes da distribuição de velocidades e espessura das camadas da crosta para diferentes ambientes tectônicos.



Fonte: modificado de Holbrook *et al.* (1992).

### 3.4 Razão $V_p/V_s$ e coeficiente de Poisson

Analisando as equações da velocidade das ondas P e S ( $V_p$  e  $V_s$ ) podemos inferir que existe uma relação entre a densidade e as propriedades elásticas das rochas, já que as velocidades variam inversamente com a raiz quadrada da densidade.

A razão dessas velocidades ( $V_p/V_s$ ) é uma medida adimensional, com seu resultado é possível inferir o conteúdo de sílica das rochas, podendo então classificá-las como sendo félsicas, intermediárias ou máficas. Segundo Lowry e Pérez-Gussinyé (2011), quanto maior o conteúdo de sílica das rochas menor será a resistência ao estiramento. Sendo assim, a velocidade é maior para rochas densas.

Em Musacchio *et al.* (1997), valores de  $V_p/V_s$  próximos de 1,73-1,75 indicam uma composição félsica e valores maiores ou iguais a 1,80 indicam composição

máfica. O aumento no valor da razão  $V_p/V_s$  é devido principalmente a minerais como plagioclásio, anfibólio, piroxênio e Fe-olivina.

A razão de Poisson é uma medida adimensional obtida da interação entre a deformação transversal e longitudinal sofrida por um corpo quando aplicada uma tensão unidirecional, compressiva ou distensiva. Os valores da razão de Poisson variam entre 0 e 0,5 (CHRISTENSEN, 1996). Para as rochas os valores da razão de Poisson em média estão em torno de 0,25. O valor da razão de Poisson nas rochas é dependente da composição, anisotropia e pressão de poro (ZANDT & AMMON, 1995).

Segundo Christensen (1996), a (Equação 6) corresponde a razão de Poisson é dada por:

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[ 1 - \frac{1}{\left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \right] \quad (6).$$

As rochas em geral apresentam valor de  $\sigma$  baseado na associação de minerais que a compõem e na trama ou textura. Quartzo apresenta  $\sigma$  em torno de 0,077, enquanto minerais máficos, como hornblenda e forsterita, mostram  $\sigma$  próximo a 0,287 e 0,240, respectivamente. As rochas com alto teor de quartzo penderão para  $\sigma$  mais baixo, como granito com 0,237 e quartzito com 0,077 (CHRISTENSEN, 1996).

Zandt e Ammon (1995) estabelecem que uma região com  $\sigma$  menor que 0,26 pode ser caracterizada como félsica. Para valores maiores que 0,26 e menores que 0,28 se enquadraria 24 em uma composição intermediária e para uma razão de Poisson maior que 0,28 pode ser classificada como máfica.

### 3.5 Método traçado de raios e Softwares utilizados

O método do traçado de raio tem sido amplamente utilizado para a realização de modelagens de estrutura crustal por ser um método computacionalmente rápido para simulação de propagação de ondas sísmicas e eficiente à medida que proporciona cálculo de tempo de trânsito; amplitudes reais e fases; ângulo de incidência (CERVENY, 2001).

Para a obtenção de um modelo da estrutura crustal e do manto superior, utilizaremos alguns *softwares* livres, como o *Profile Forward and Inverse*

*Tomographic modeling* (PROFIT), RayInvr, *Velocity Model Edition* (VMED), *GNU Image Manipulation Program* (GIMP) e o *Seismic Analysis Code* (SAC).

O PROFIT (KOULAKOV; KOPP, 2008) é um código para modelagem e inversão tomográfica baseada em dados de perfis de refração sísmica. O *software* fornece a possibilidade de visualizar os resultados e os passos intermediários (modelo de partida, caminhos de raios em cada iteração, distribuição de nós, resultados em velocidade absoluta e anomalias relativas, bem como um gráfico com tempos de trânsito observados e modelados).

Segundo Zelt e Ellis, 1988, o RayInvr é um método que consiste da solução numérica de um par de equações diferenciais ordinárias de primeira ordem que formam as equações do método do raio para meios 2-D. O tamanho do passo do raio é automaticamente ajustado em cada iteração para maximizar a eficiência dos cálculos enquanto mantém a precisão. Os tempos de trânsito são calculados por integração ao longo da trajetória dos raios usando a regra trapezoidal.

O VMED é um programa utilizado para analisar e editar interativamente um modelo de velocidades com o formato de entrada do RayInvr. A motivação principal do programa é fornecer ao usuário um editor gráfico e interativo do modelo.

O GIMP é uma plataforma de edição de imagem utilizado para composição e criação de imagens.

O SAC (TAPLEY; TULL, 1991) é um programa desenvolvido para o estudo de sinais seqüenciais, especialmente dados de séries temporais. A ênfase tem sido colocada em ferramentas de análise sísmológica de eventos sísmicos. As capacidades de análise incluem operações aritméticas gerais, transformadas de Fourier, três técnicas de estimação espectral, filtragem IIR e FIR, empilhamento de sinais, decimação, interpolação, correlação e *picking* de fase sísmica.

#### **4 CONJUNTO DE DADOS**

Os dados coletados na transecta de refração constituíram de 370 pontos de registro regularmente distribuídos a cada 2,2 km e tiros a cada 50 km ao longo da linha, utilizando equipamentos do *Pool* de Equipamentos Geofísicos da Petrobras (PEG-BR), com sede no Observatório Nacional.

Os tiros foram realizados com cargas explosivas de aproximadamente 1,4 toneladas acomodadas em poços de 10 polegadas de diâmetro e 45 m de

profundidade. Nos extremos das linhas os tiros foram de 4 toneladas com os explosivos acomodados em três poços. Os dois terços inferiores de cada poço foram preenchidos com emulsão explosiva de alta velocidade de detonação e o terço superior tamponado com brita.

Com essas cargas obtiveram-se registros de qualidade até aproximadamente 400 km de distância dos tiros. Para os tiros extremos o sinal sísmico alcançou até 600 km de distância, o que vai permitir obter informações importantes do manto superior.

Foram utilizados neste projeto os dados referentes aos tiros 01, 02, 03, 05, 06 e 07 da linha sísmica, sendo que o tiro 04 não teve energia suficiente em seu registro para processá-lo.

## **5 PROCESSAMENTO DOS DADOS**

### **5.1. Filtragem dos sismogramas**

Para que fossem geradas as seções sísmica de cada tiro, os dados foram submetidos a uma série de pré-processamentos. Primeiramente, os dados foram convertidos do formato original do equipamento para o formato SAC, possibilitando então o processamento no programa SAC.

O cabeçalho dos dados foi editado sendo adicionados a hora origem do evento, latitude e longitude da estação, elevação da estação, latitude, longitude e profundidade da explosão.

A partir da adição da hora origem do evento, foi possível cortar os registros de 600 segundos em janelas de 150 segundos com início na mesma.

De acordo com Lima (2011), a Terra atua como um filtro passa-baixa nos sinais sísmicos, atenuando fortemente as altas frequências. Isso se comprova ao perceber que os sinais de frequências mais baixas penetram maiores profundidades. Sendo assim, o conteúdo de frequência dos sinais que atravessam a crosta está entre 5 e 20 Hz.

Neste trabalho, foram utilizados os seguintes parâmetros para a filtragem das seções sísmicas de onda P:

- a) Filtro banda passante de 1 – 10 Hz, sendo definido esse intervalo de frequência a partir de uma análise qualitativa dos dados.

- b) Velocidade de redução de 8 km/s. Tendo como objetivo facilitar a identificação e a leitura das fases.
- c) Registro de tempo reduzido com intervalo de 0 – 16 segundos.

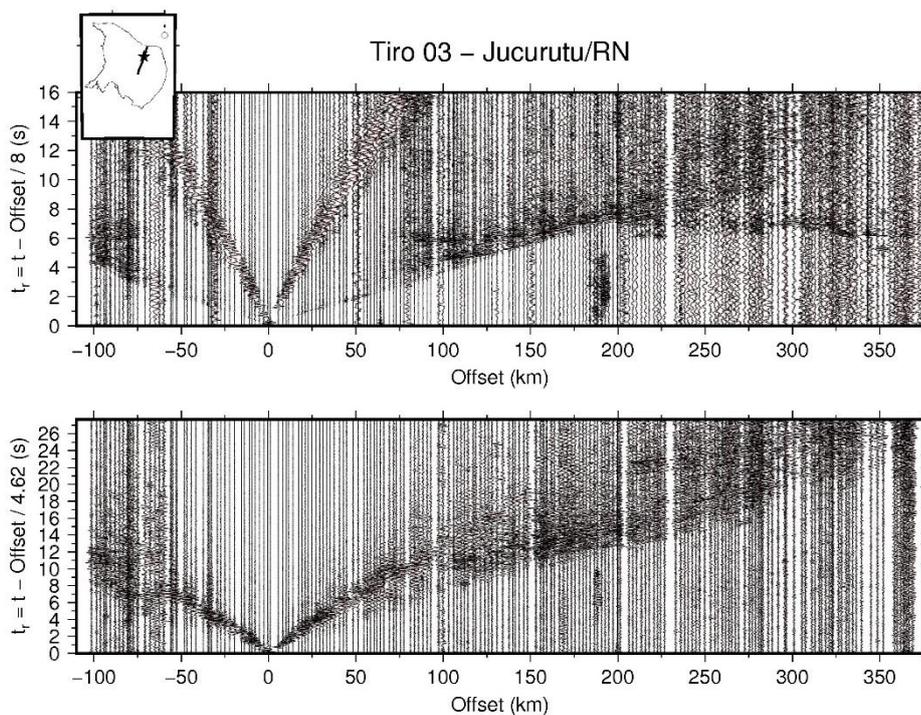
O procedimento de filtragem dos sismogramas de onda S considerou as razões  $V_p/V_s$  e  $T_s/T_p$  igual a 1,73, pois assim, os alinhamentos de fase das seções P e S se coincidiram. Desta forma, as leituras de S foram auxiliadas pelas picagens das fases de onda P.

As seções sísmicas de onda S foram filtradas com os seguintes parâmetros:

- a) Filtro banda passante de 2 – 6 Hz. Intervalo definido a partir da análise qualitativa dos dados.
- b) Velocidade de redução de 4,62 km/s, mantendo a razão  $V_p/V_s$  igual a 1,73.
- c) Registro de tempo reduzido com intervalo de 0 – 27,68 segundos, mantendo a razão  $T_s/T_p$  igual a 1,73.

A Figura 8 mostra as seções de ondas P e S para o tiro 03 obtidas após esta etapa do processamento.

Figura 8 - Sismogramas do tiro 3. O primeiro é de onda P e o segundo de onda S.



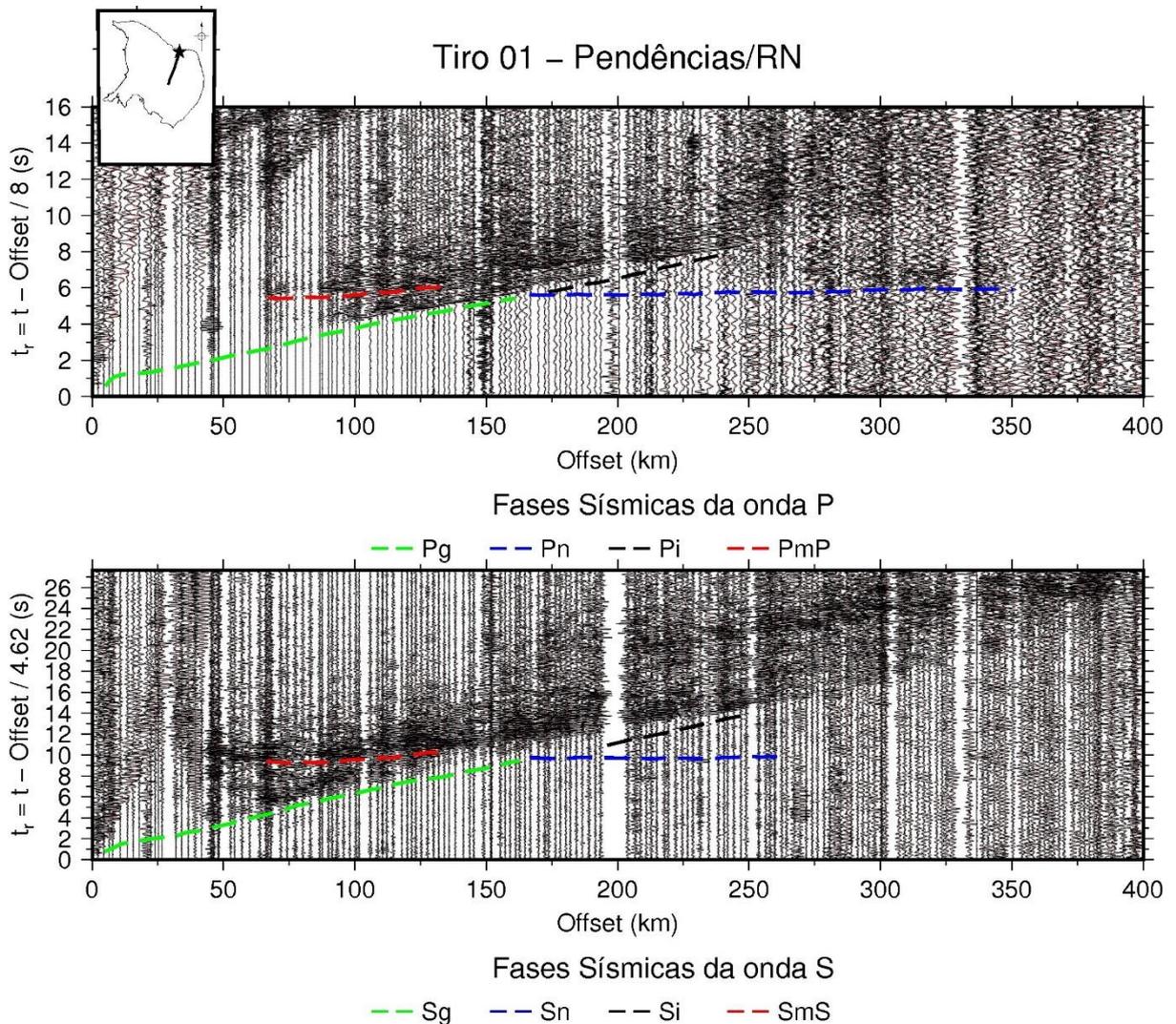
Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

## 5.2. Leitura das fases

Com as seções sísmicas geradas, foi possível identificar as fases primárias e secundárias mais evidentes, classificando-as em onda direta ( $P_g$  e  $S_g$ ), refratada ( $P_i$ ,  $P_n$ ,  $S_i$  e  $S_n$ ) e refletida ( $P_mP$  e  $S_mS$ ).

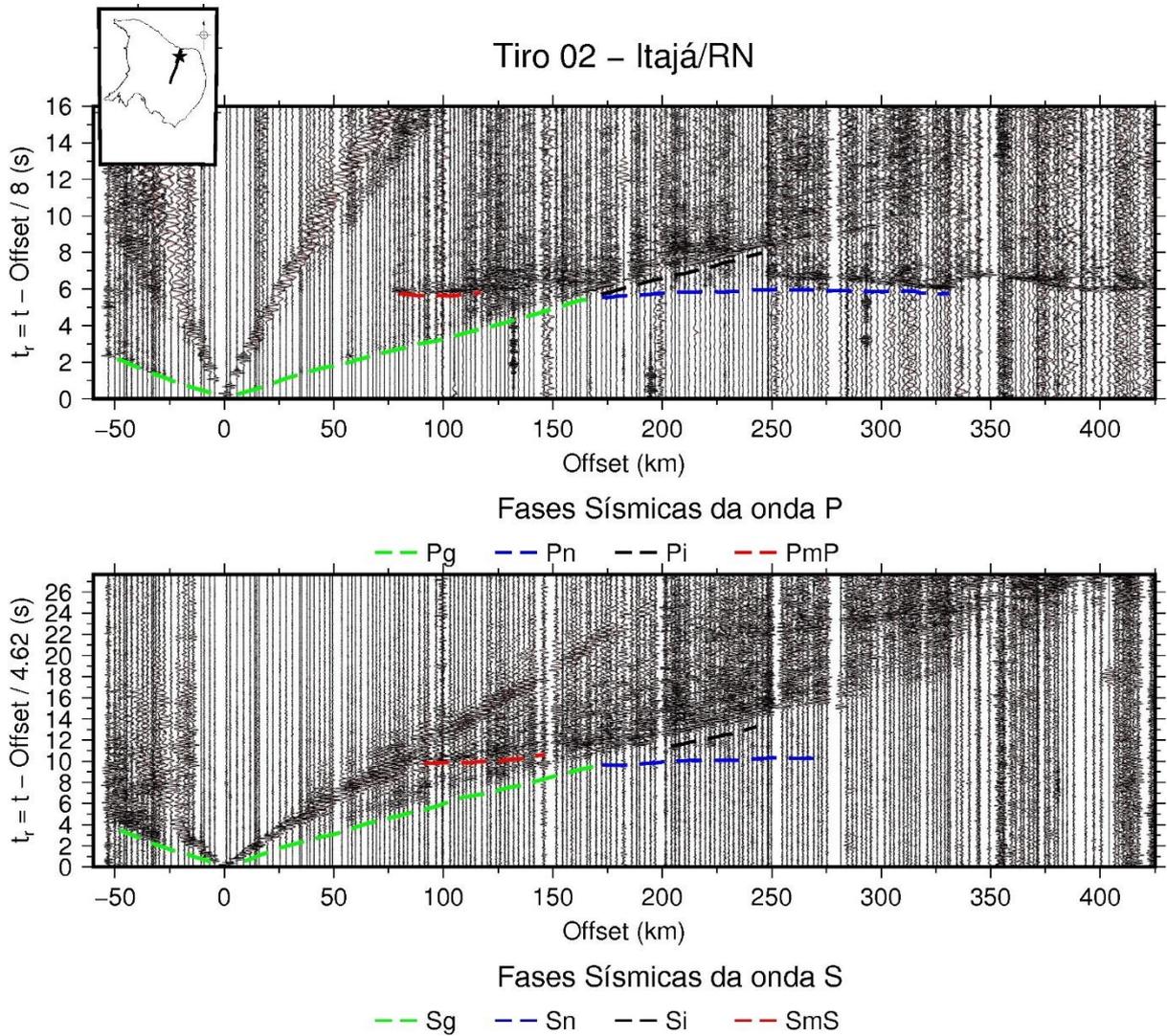
As Figuras 9, 10, 11, 12, 13 e 14 mostram as leituras interpretadas nas seções de ondas P e S.

Figura 9 - Sismogramas do tiro 01 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S.



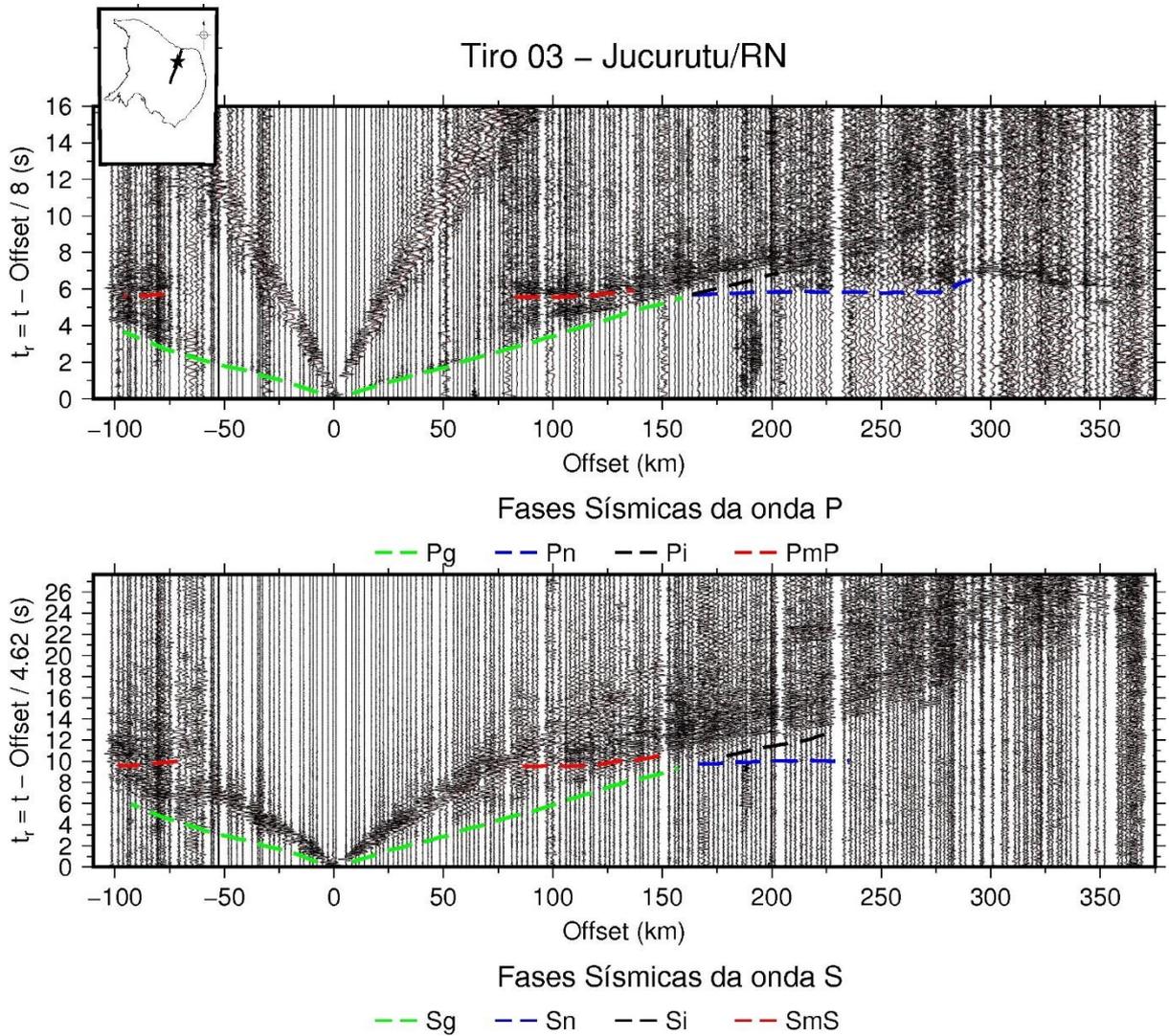
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 10 - Sismogramas do tiro 02 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S.



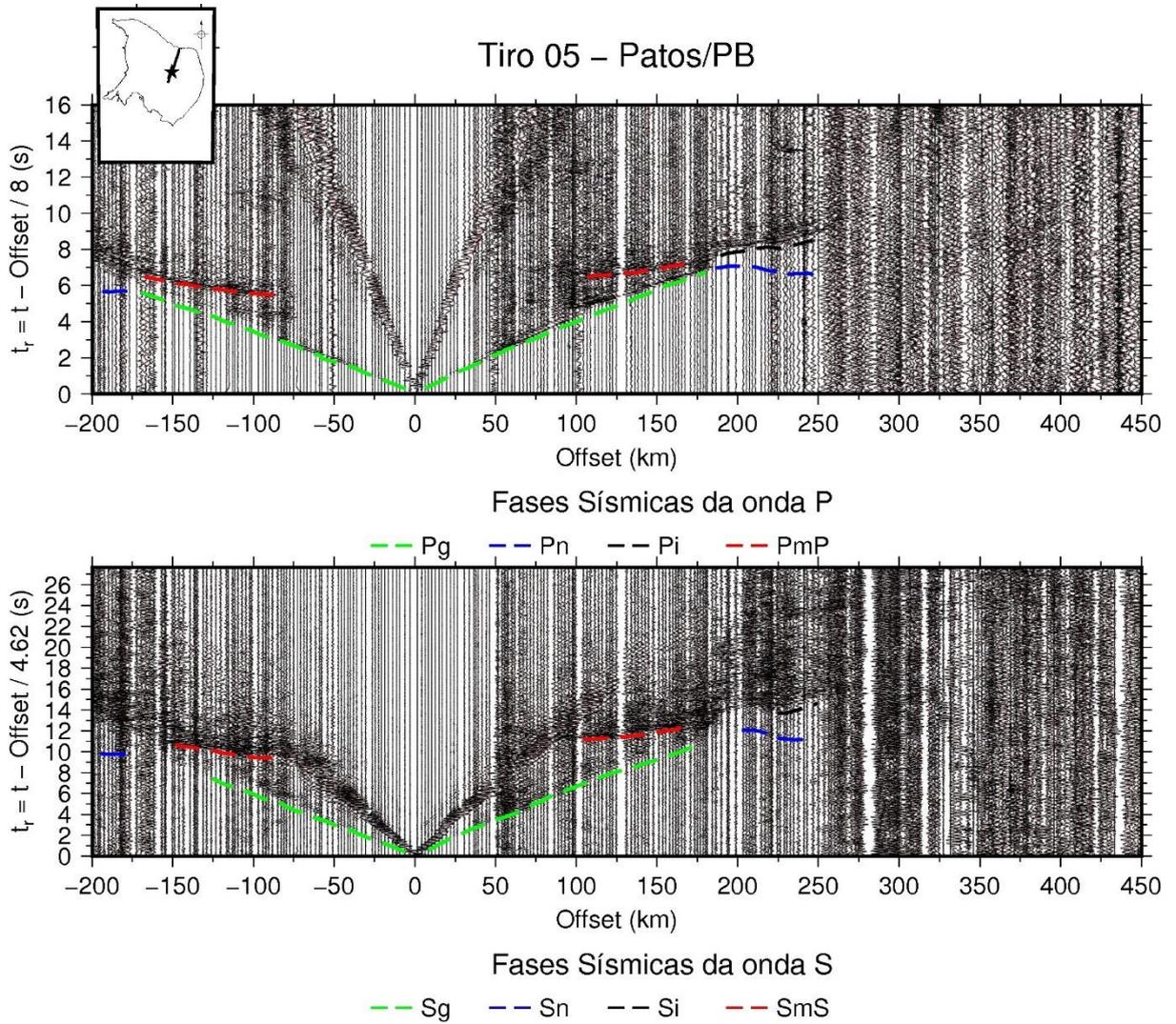
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 11 - Sismogramas do tiro 03 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S.



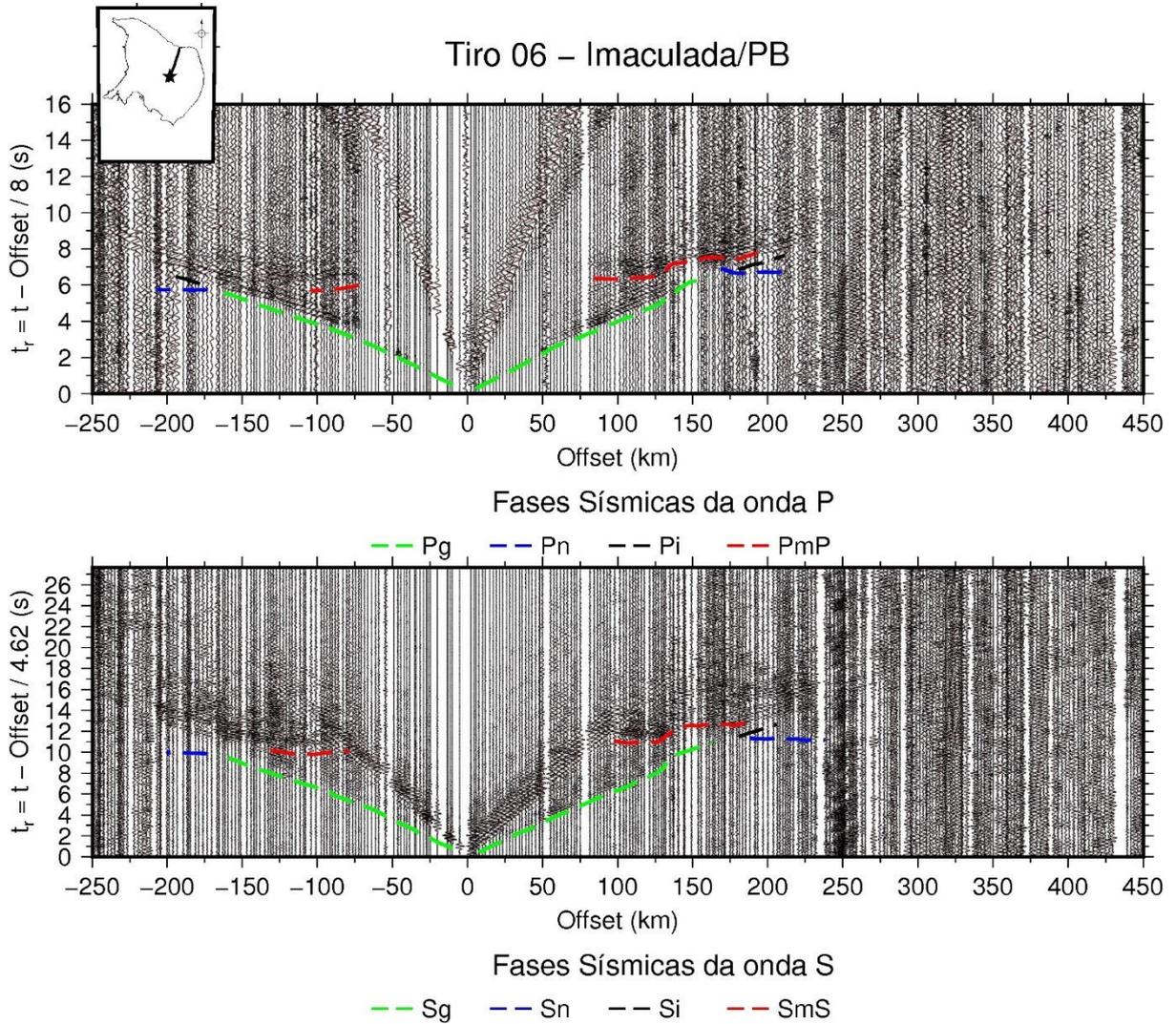
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 12 - Sismogramas do tiro 05 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S.



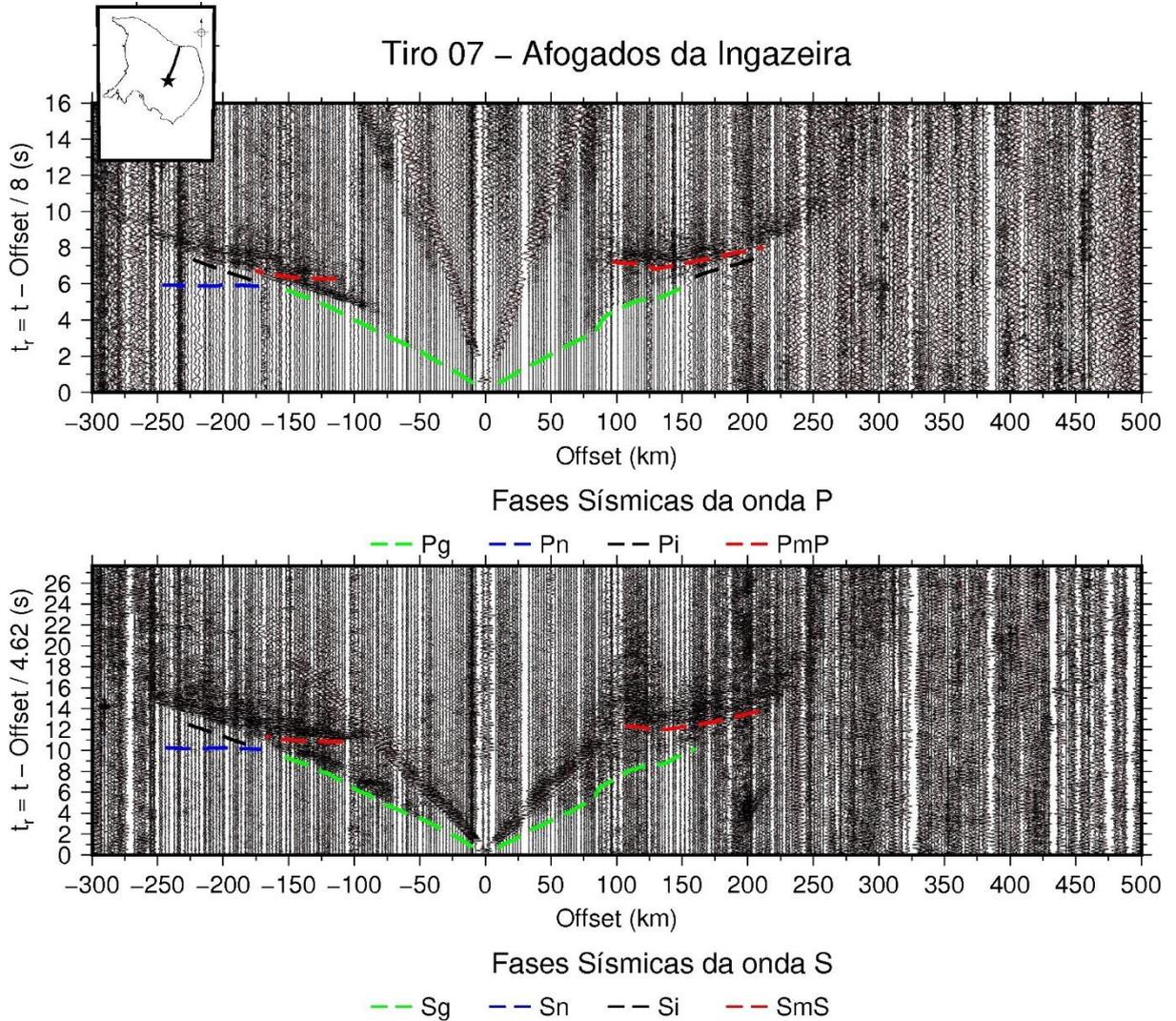
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 13 - Sismogramas do tiro 06 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 14 - Sismogramas do tiro 07 com as principais fases identificadas. O primeiro corresponde ao sismograma de onda P e o segundo ao sismograma de onda S.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

### 5.3. Inversão tomográfica e Modelagem direta

A inversão tomográfica dos tempos de percurso dos dados de primeira quebra das ondas P utiliza as leituras das fases primárias ( $P_g$  e  $P_n$ ) com o intuito de gerar um modelo de velocidade da onda P. Este modelo serve como base para iniciar a modelagem sísmica da crosta e do manto superior.

O processo de modelagem de dados de refração sísmica profunda e reflexão de alto ângulo de onda P e S é feito por tentativa e erro, utilizando o método de traçado de raios e a técnica de remoção de camadas.

A resposta teórica é, repetidamente, comparada com os dados observados, até que o modelo de velocidade se ajuste entre a resposta calculada e a resposta observada. Para experimentos sísmicos com vários tiros em uma única linha, como é o caso do presente trabalho, o modelo é alcançado quando todos os dados se ajustam, simultaneamente, a todos os tiros (LIMA, 2011).

Ao final da inversão e da modelagem, são conferidos os parâmetros estatísticos em 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. O  $X^2$  (chi quadrado) avalia quantitativamente a relação entre o tempo residual obtido para o modelo e a incerteza das leituras ( $\Delta t$ ).

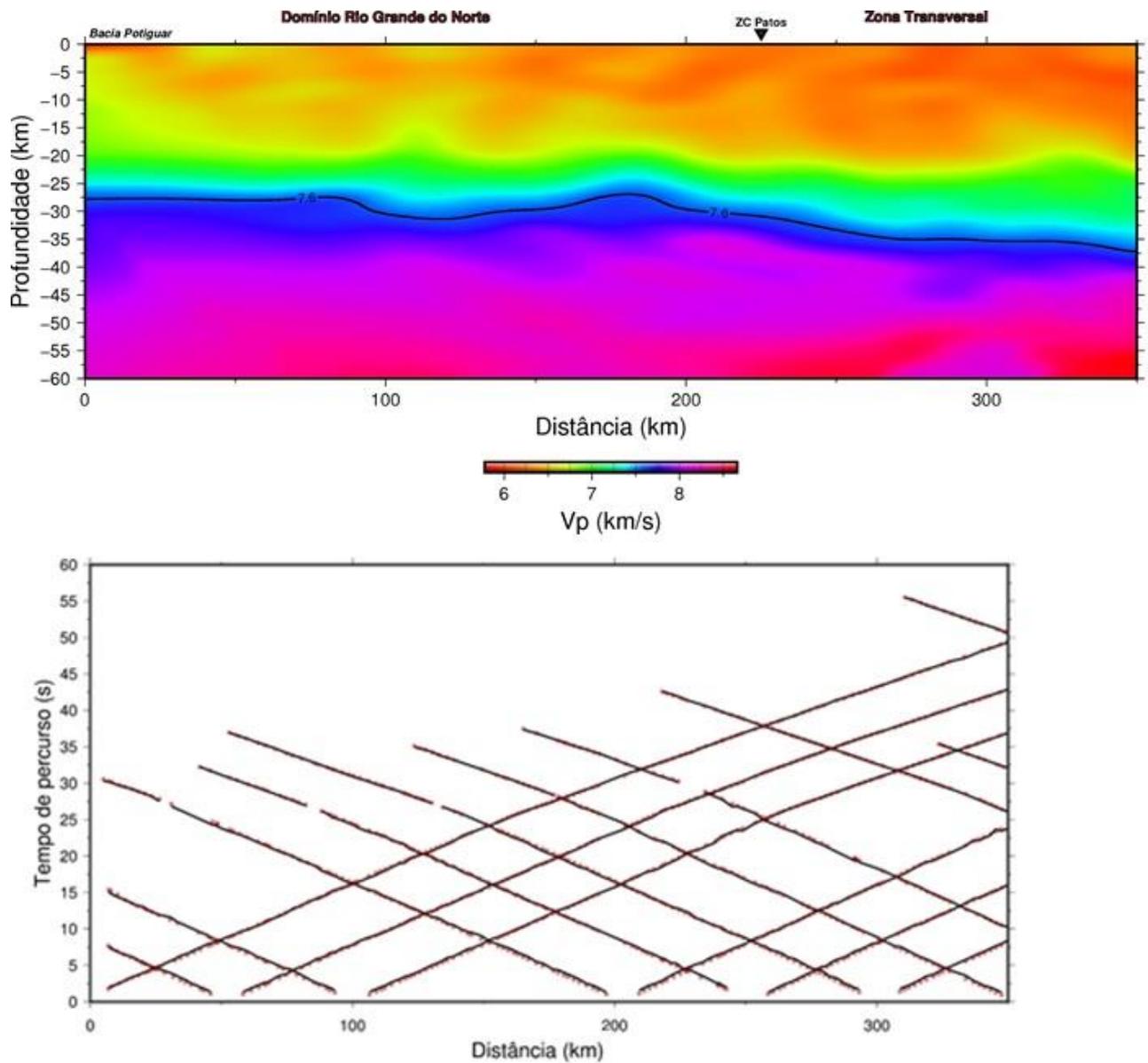
## 6. RESULTADOS

### 6.1. Inversão tomográfica

O modelo gerado a partir da inversão tomográfica (Figura 15) apresentou parâmetros estatísticos bastante satisfatório. Tendo 17 interações, o  $\Delta t_{RMS}$  foi de 0,115 segundos e a porcentagem de redução foi de 88,18%.

Mesmo sendo um modelo inicial, foi possível identificar a descontinuidade Moho, indicada pela isolinha de 7,6 km/s. A Moho obtida é uma interface irregular que varia de 26 – 36 km de profundidade.

Figura 15 - Inversão tomográfica de tempo de percurso. Modelo de velocidade sísmica da onda P para a crosta e manto superior, descontinuidade Moho interpretada pelo isocontorno de 7,6 km/s; Ajuste das curvas calculadas para o modelo às leituras de tempo de trânsito.

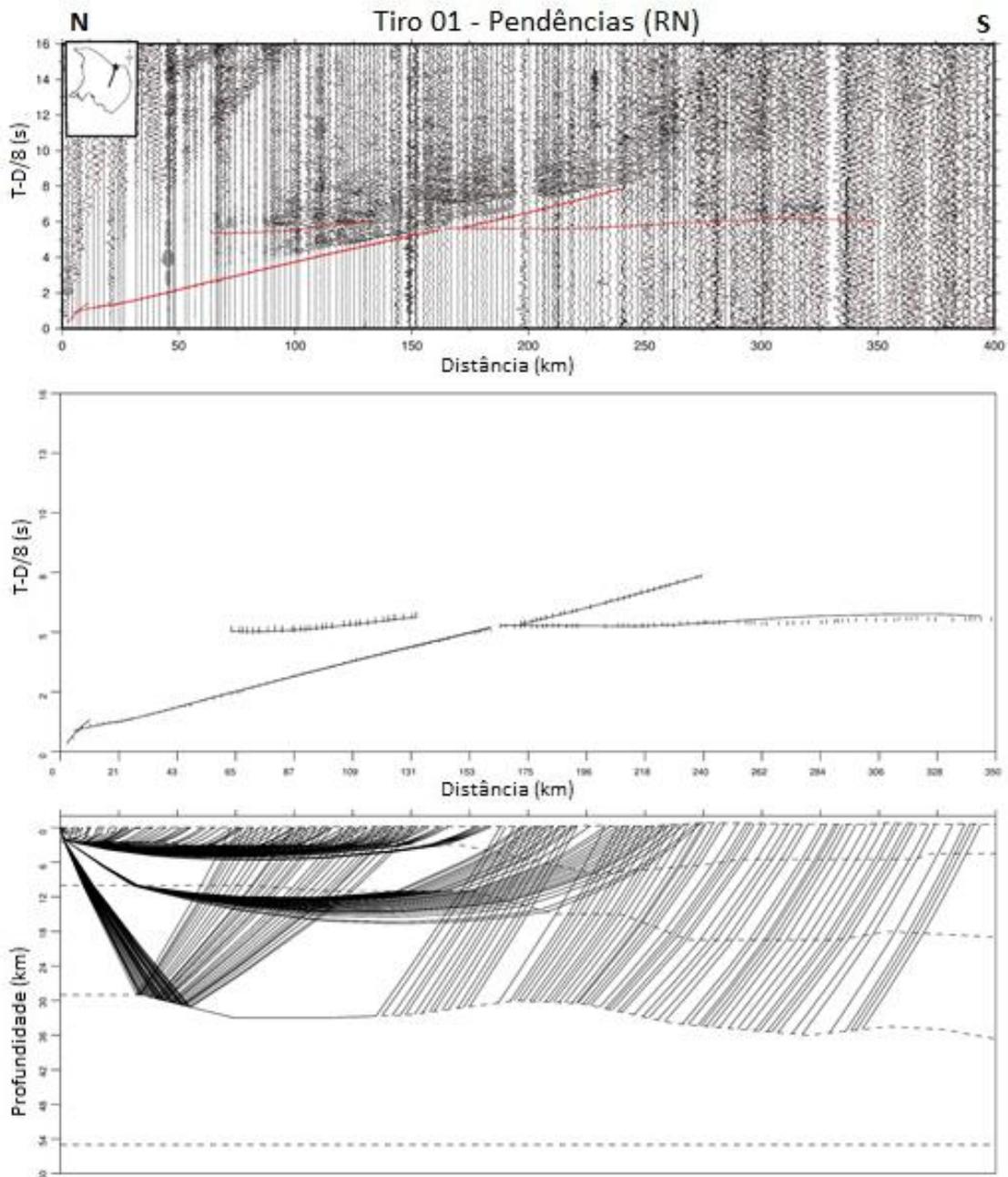


Fonte: elaborado pelo autor (2017).

## 6.2. Modelo de onda P

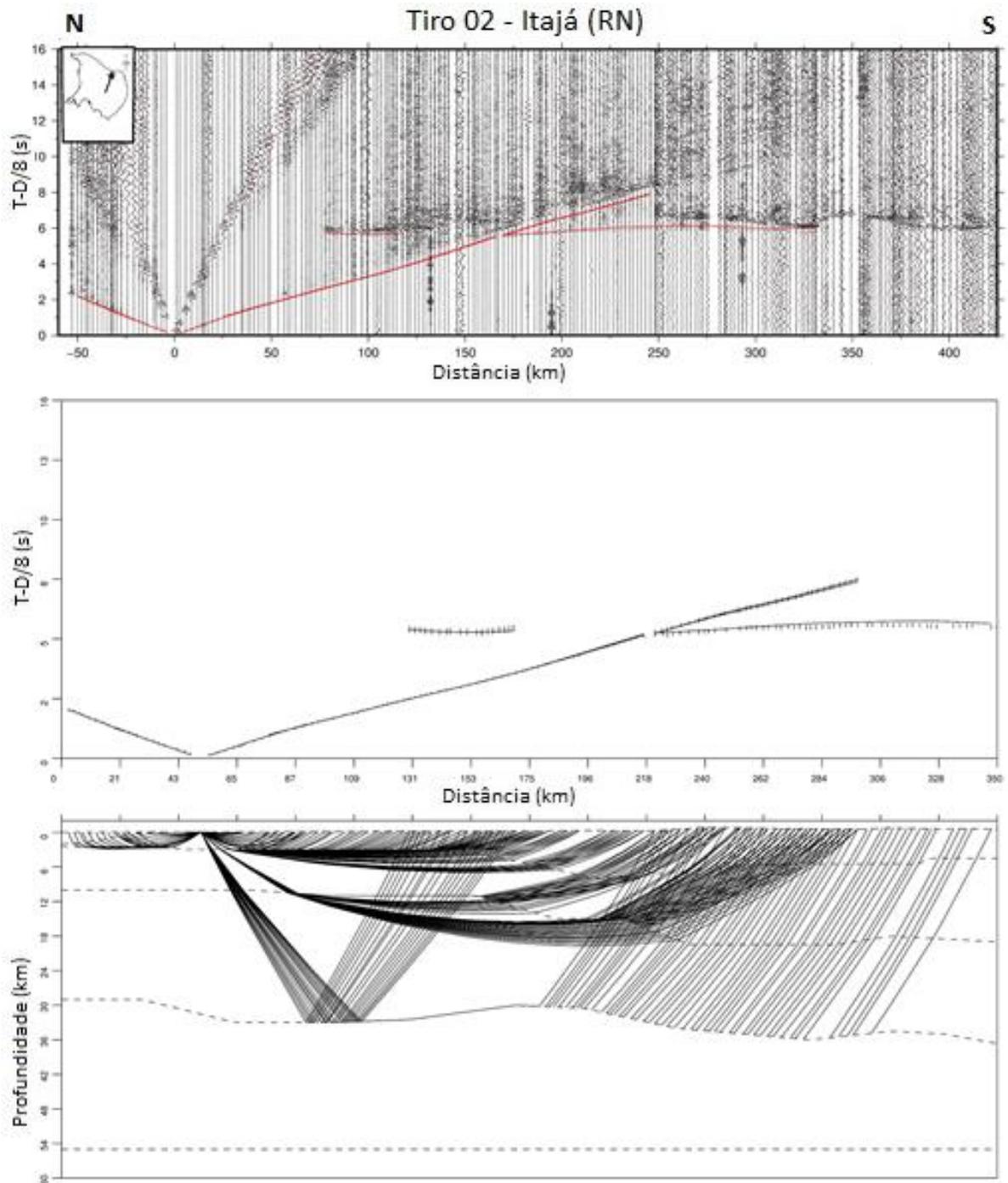
A partir das leituras dos alinhamentos de fase da onda P, foi realizada a modelagem direta das ondas P pelo método do traçado de raios apresentada nas Figuras 16-21.

Figura 16 - Sismograma do tiro 01 com as curvas teóricas de tempo de percurso; pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso; e modelo com traçado de raios.



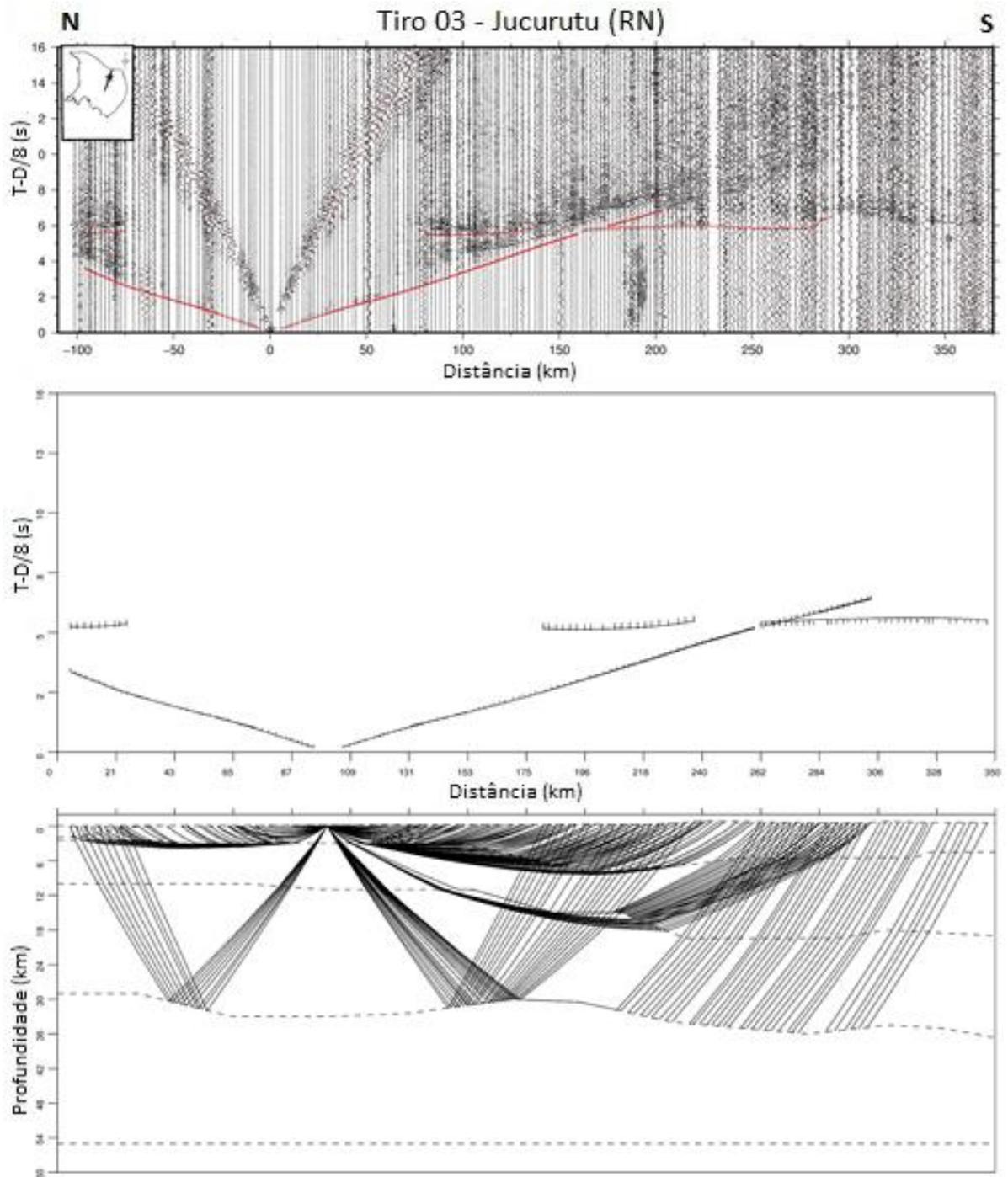
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 17 - Sismograma do tiro 02 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



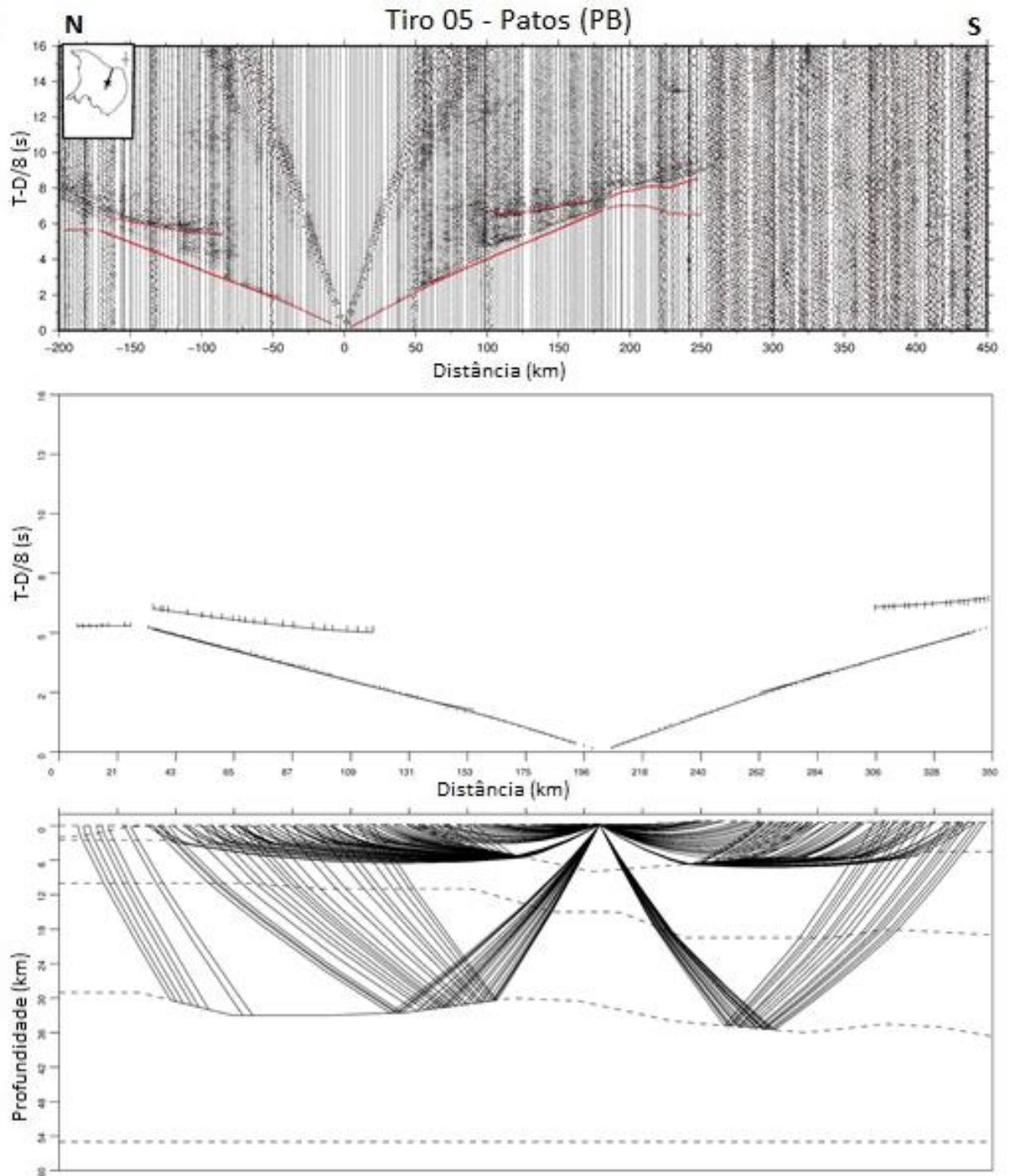
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 18 - Sismograma do tiro 03 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



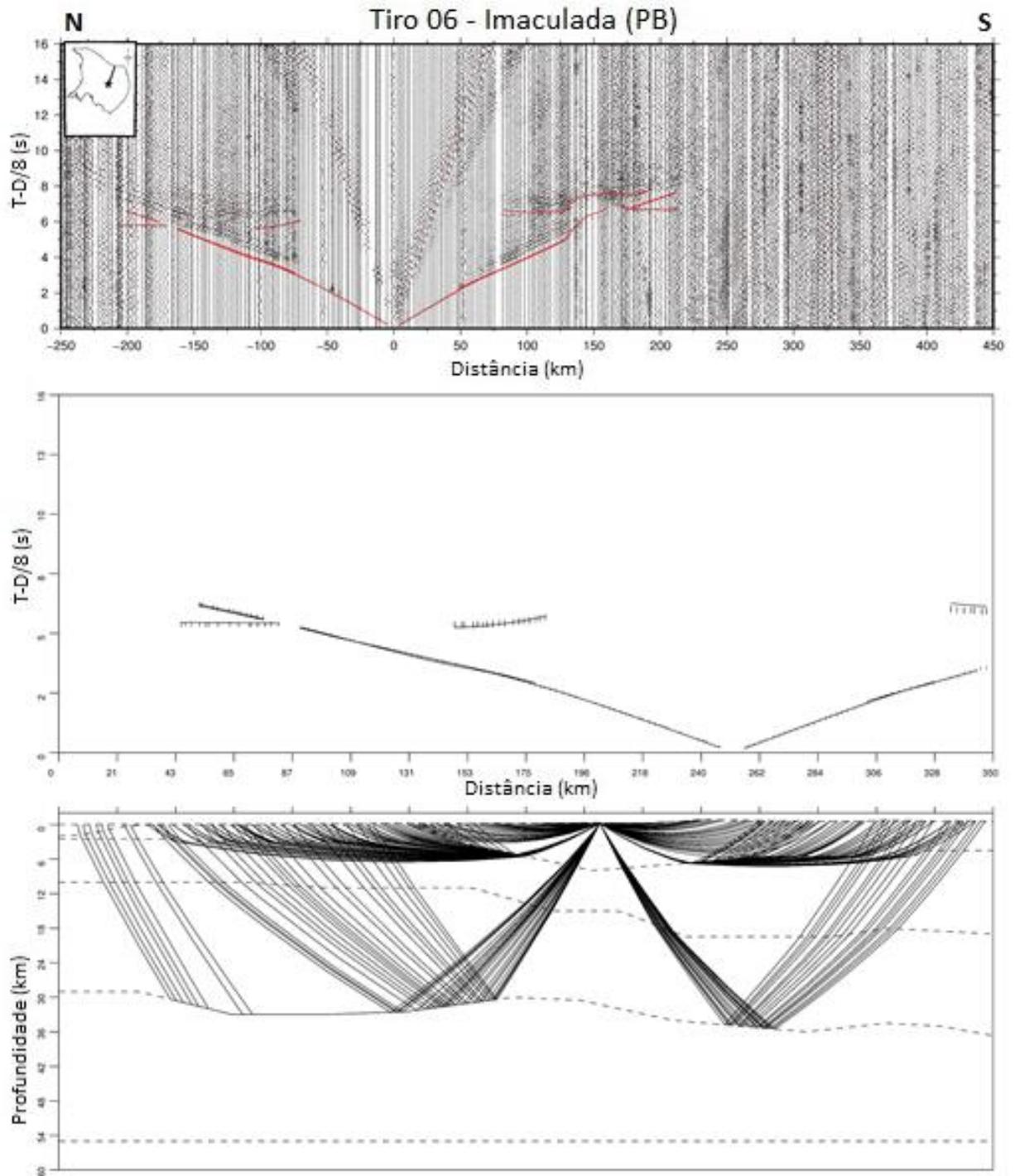
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 19 - Sismograma do tiro 05 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



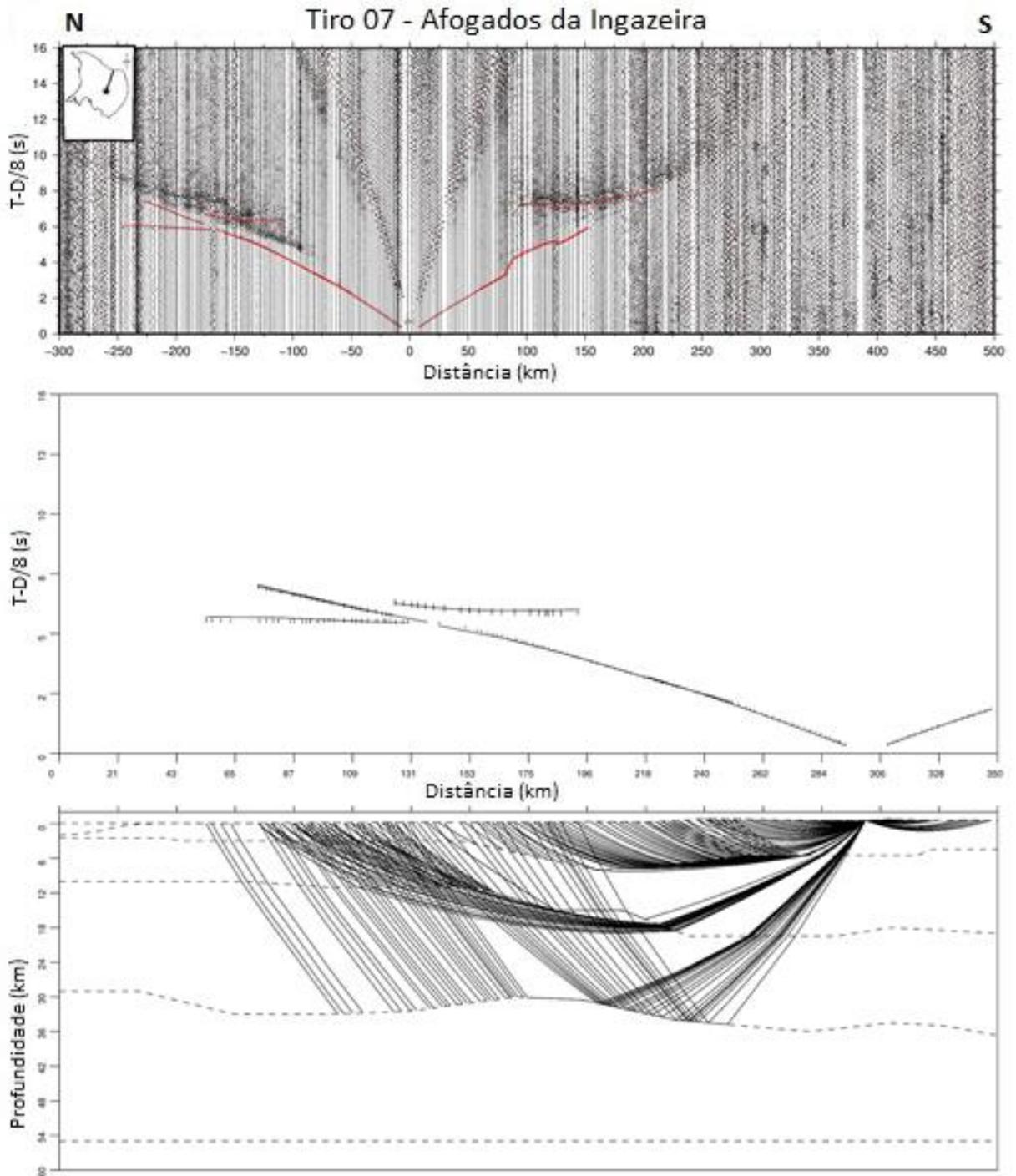
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 20 - Sismograma do tiro 06 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 21 - Sismograma do tiro 07 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Ao analisarmos o modelo proposto com as picagens, podemos dizer que os resultados alcançados foram satisfatórios. Levando em consideração as incertezas

do método de refração sísmica profunda e a complexidade que há em um modelo geológico.

A Tabela 1 traz alguns dados quantitativos e qualitativos em relação as picagens e o modelo proposto.

Tabela 1 – Dados quantitativos e qualitativos.

| Tiro | Número de pontos | RMS (s) | $X^2$ (%) |
|------|------------------|---------|-----------|
| 1    | 166              | 0,108   | 5,692     |
| 2    | 171              | 0,098   | 4,253     |
| 3    | 181              | 0,076   | 4,022     |
| 5    | 224              | 0,061   | 3,808     |
| 6    | 217              | 0,090   | 5,112     |
| 7    | 210              | 0,090   | 5,486     |

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

O modelo de onda P (Figura 22) é constituído por seis camadas e cinco interfaces. As quatro primeiras camadas fazem parte da crosta e as duas últimas pertencem ao manto superior.

A primeira camada é composta pela Bacia Potiguar que possui uma espessura máxima de 2,0 km e velocidade de 3,5 km/s (topo) e 4,5 km/s (base).

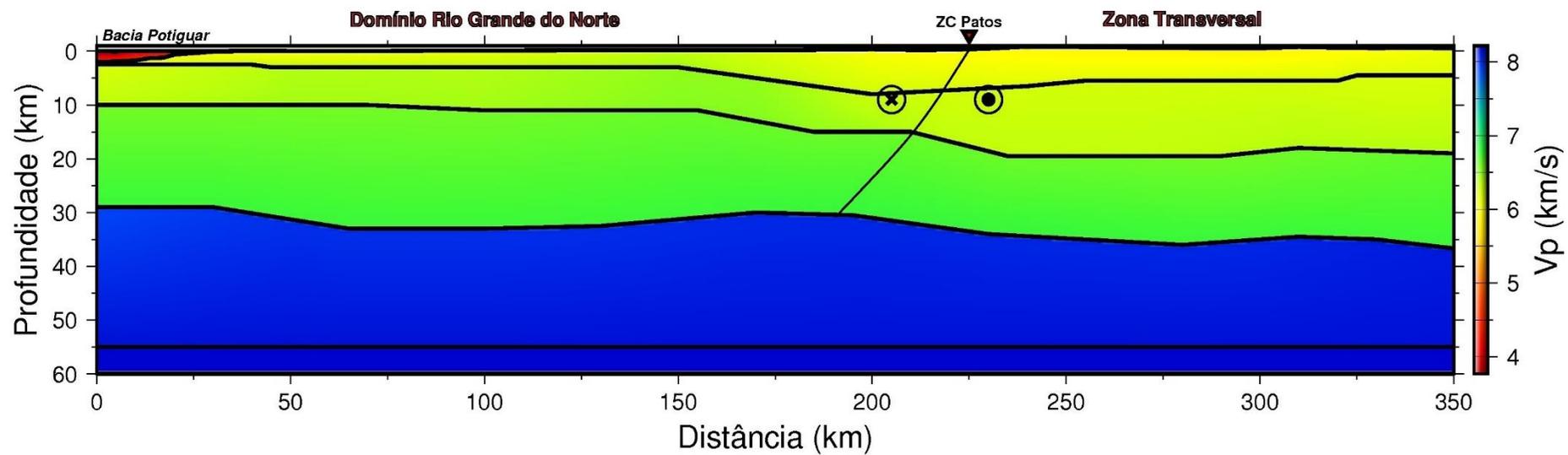
A segunda camada tem espessura variando de 2,5 a 8,0 km, e velocidade variando entre 5,85 a 6,35 km/s (topo) e 6,15 a 6,45 km/s (base).

A terceira camada chega a uma profundidade que varia entre 10 km e 19,5 km. Sendo sua velocidade de 6,20 a 6,50 km/s no topo e de 6,35 a 6,55 km/s na base.

A quarta camada está a uma profundidade de 29 km a 36 km, e velocidade de 6,60 km/s a 6,66 km/s no topo e 6,80 km/s a 6,82 km/s na base. A descontinuidade Moho é caracterizada pela base da desta camada.

A quinta camada e a sexta camada fazem parte do manto superior. A quinta camada está a uma profundidade de 55 km e uma velocidade que varia entre 7,9 km/s a 8,1 km/s (topo) e 8,15 km/s na base. A sexta camada possui uma velocidade de 8,15 km/s no topo e 8,2 km/s na base.

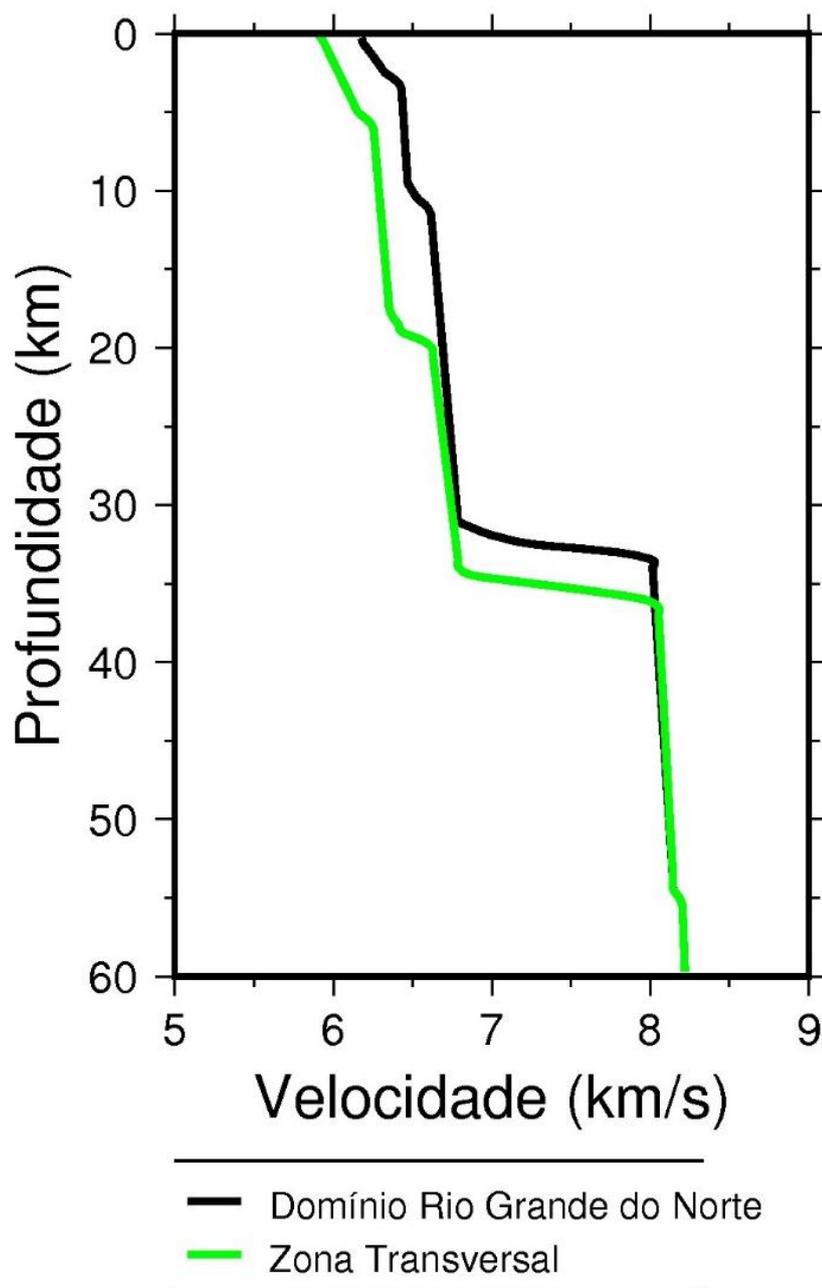
Figura 22 - Modelo de velocidade sísmica da onda P.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Os perfis 1D de velocidade (Figura 23) apresentam a assinatura sísmica de cada domínio existente em superfície, podendo assim, caracterizá-los e diferenciá-los.

Figura 23 - Perfil 1D de velocidade sísmica de onda P correspondente de cada domínio.

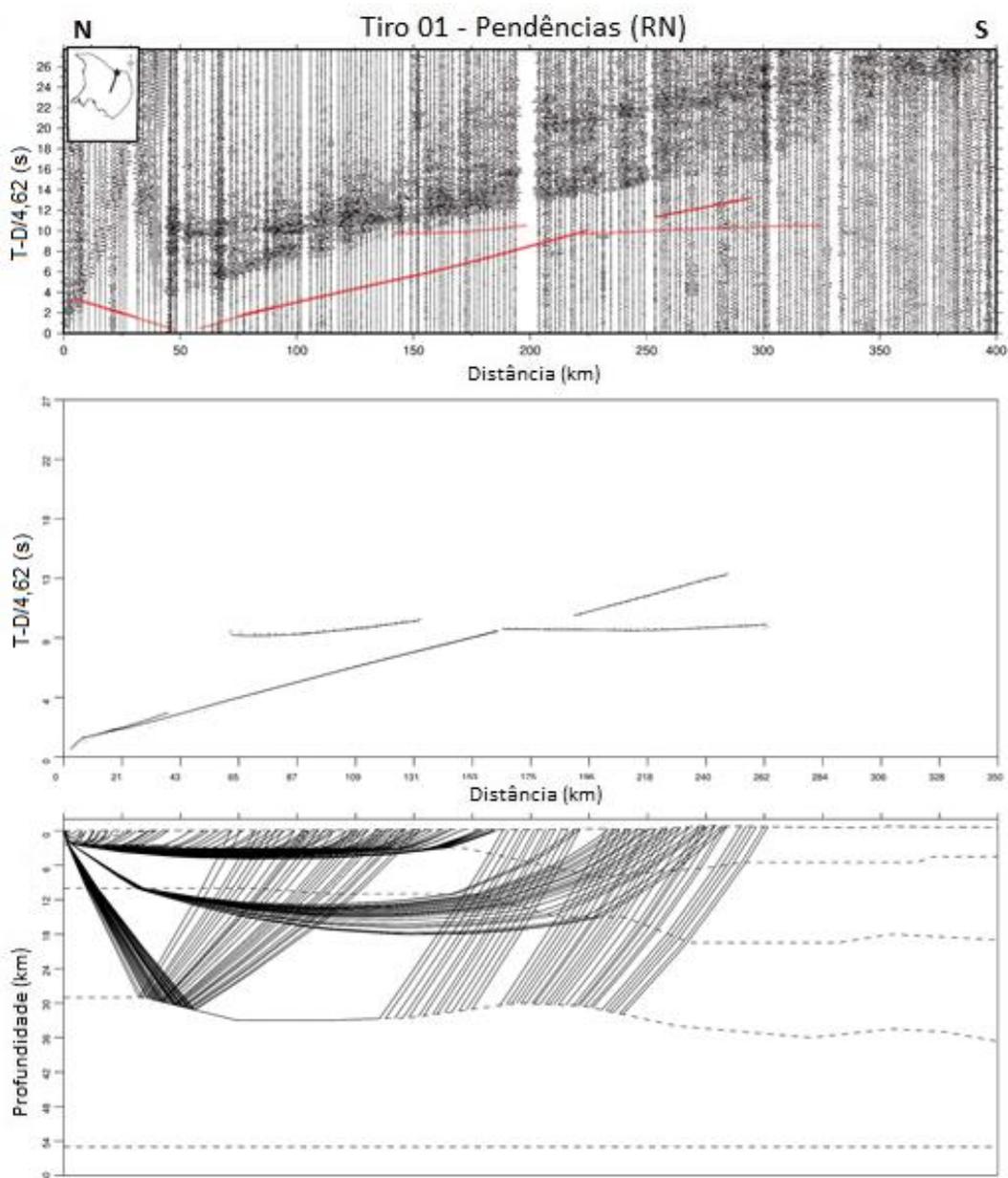


Fonte: elaborado pelo autor (2017).

### 6.3. Modelo de onda S

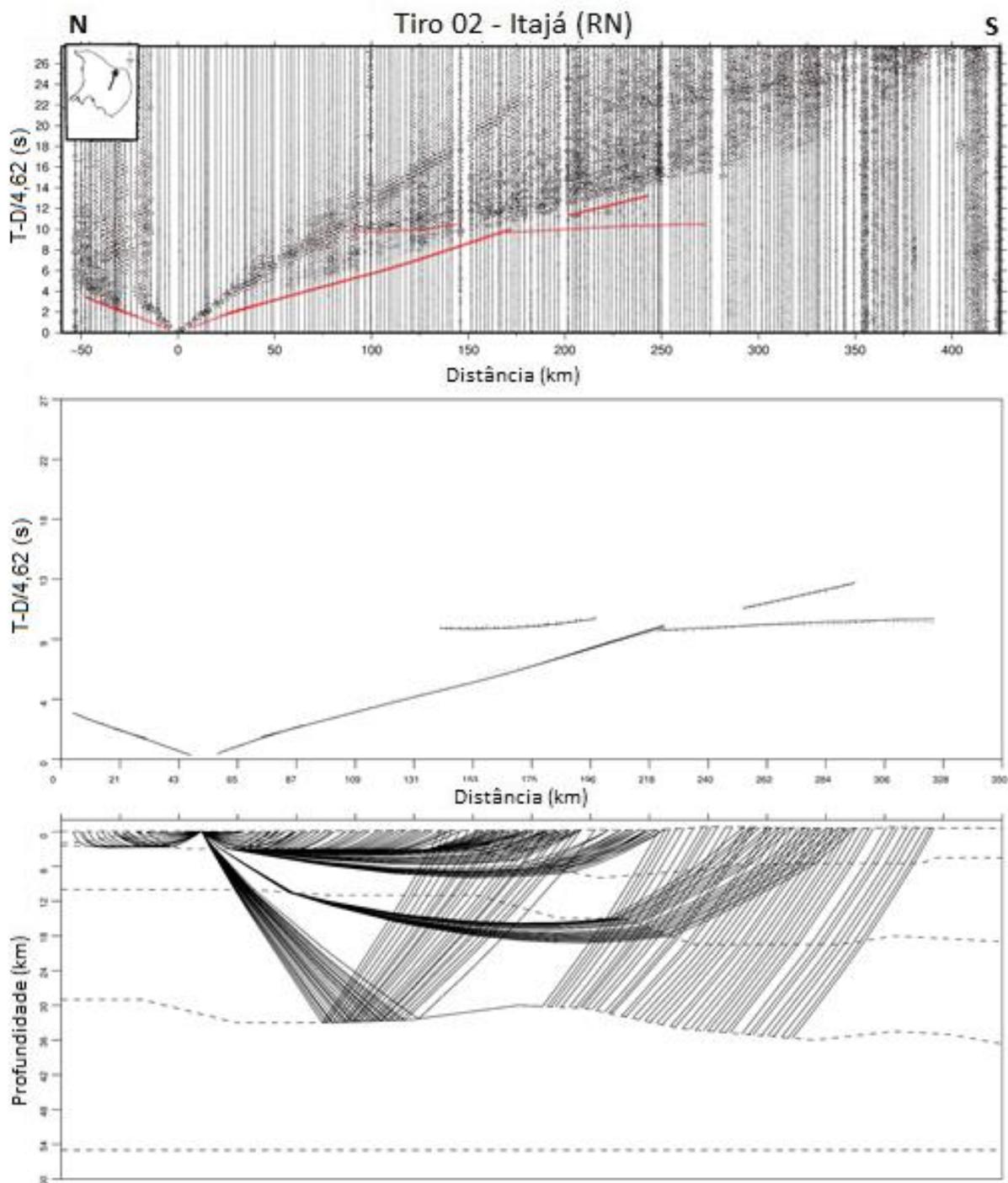
A modelagem de S constitui-se de um processo mais simples, já que a geometria proposta no modelo de P é conservada. Neste caso, a velocidade é o único fator a ser ajustado no modelo, preservando as espessuras, estruturação e quantidades de camadas (Figuras 24 – 29).

Figura 24 - Sismograma do tiro 01 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



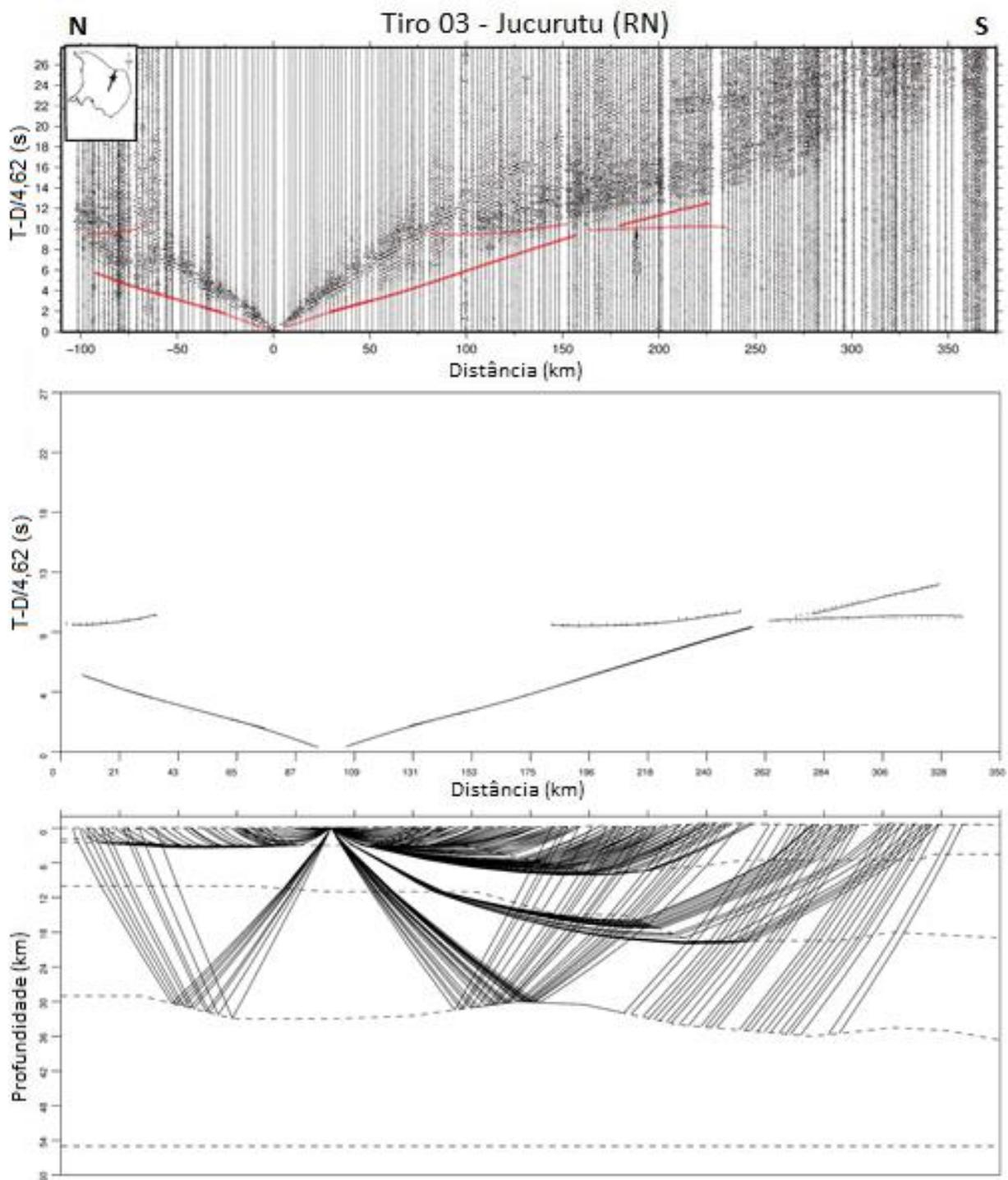
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 25 - Sismograma do tiro 02 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



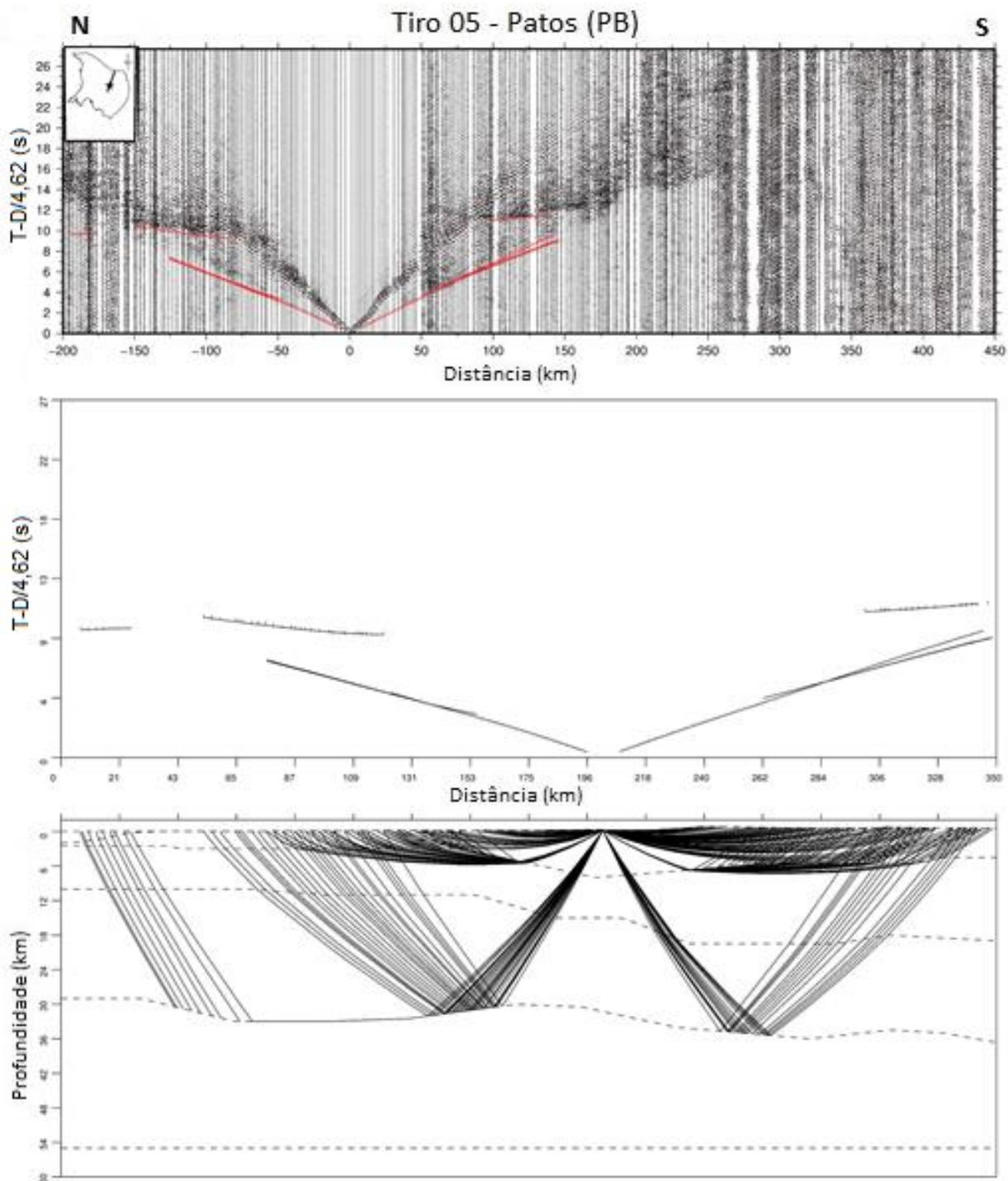
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 26 - Sismograma do tiro 03 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



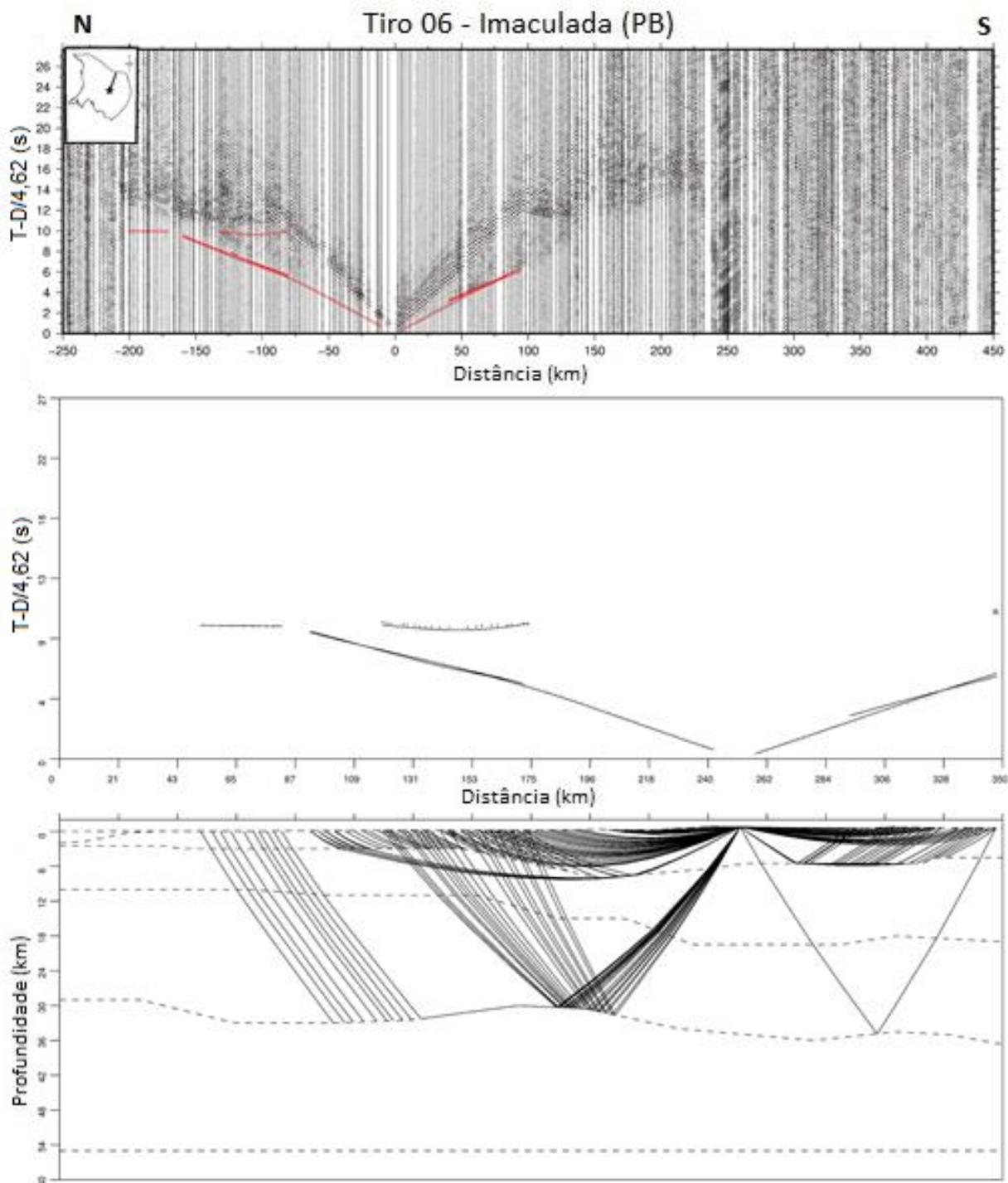
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 27 - Sismograma do tiro 05 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



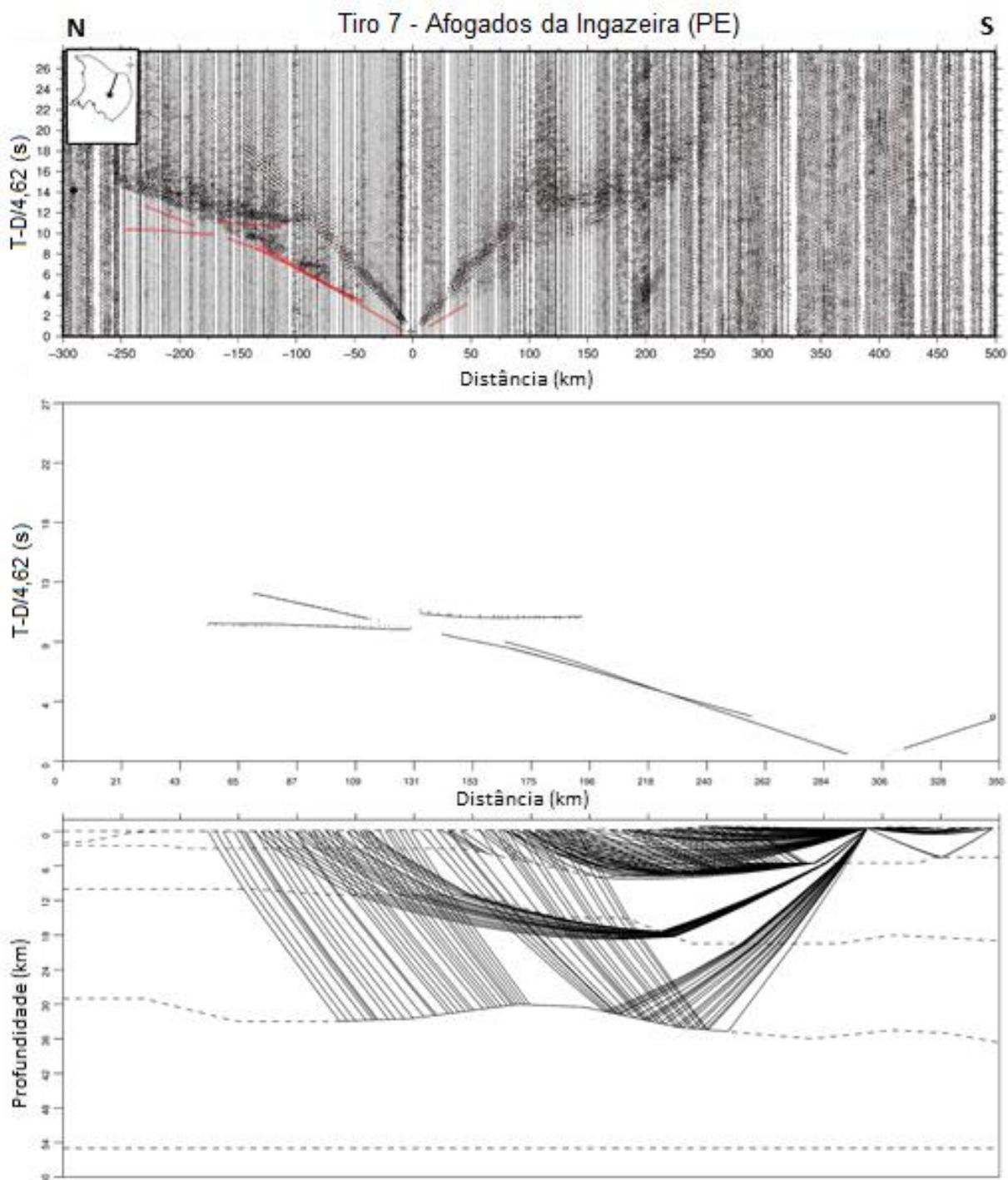
Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 28 - Sismograma do tiro 06 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



Fonte: elaborado pelo autor (2017)

Figura 29 - Sismograma do tiro 07 com as curvas teóricas de tempo de percurso; modelo com traçado de raios; e pontos de leituras das fases com linhas teóricas de tempo de percurso.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Ao ser analisado o modelo proposto com as picagens, pode-se dizer que os resultados alcançados foram satisfatórios. Levando em consideração as incertezas do método de refração sísmica profunda e a complexidade que há em um modelo geológico.

A Tabela 2 traz alguns dados quantitativos e qualitativos em relação as picagens e o modelo proposto.

Tabela 2 – Dados quantitativos e qualitativos.

| Tiro | Número de pontos | RMS (s) | $X^2$ (%) |
|------|------------------|---------|-----------|
| 1    | 149              | 0,122   | 17,976    |
| 2    | 173              | 0,134   | 20,528    |
| 3    | 174              | 0,109   | 9,691     |
| 5    | 201              | 0,106   | 11,885    |
| 6    | 210              | 0,123   | 13,712    |
| 7    | 220              | 0,135   | 19,297    |

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

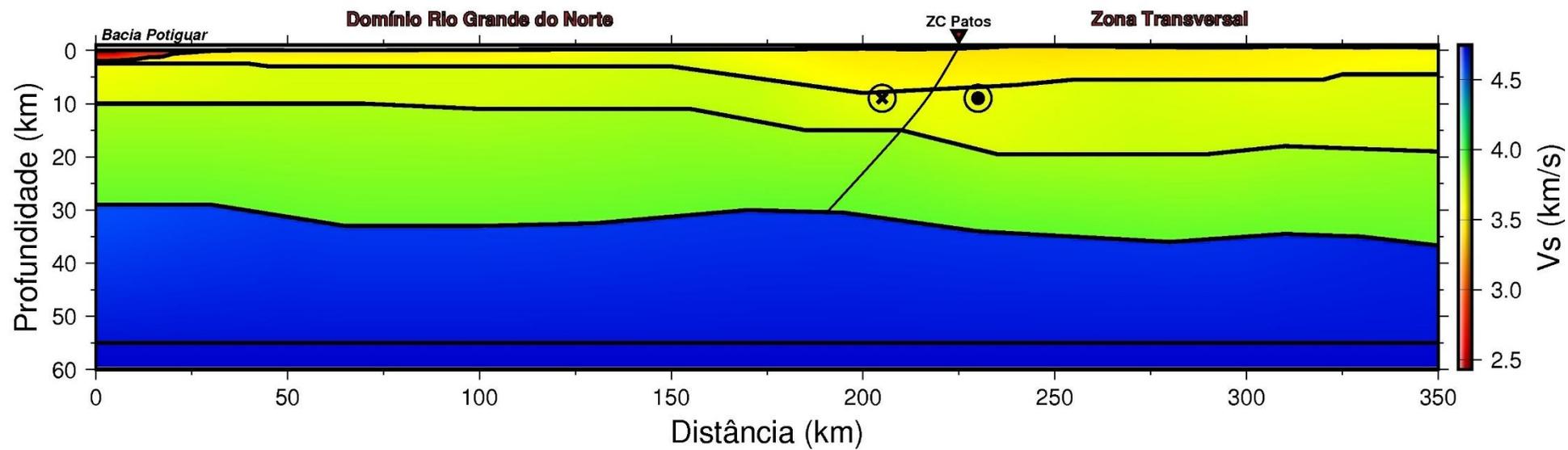
O modelo de onda S (Figura 30), assim como o modelo de onda P, é constituído por seis camadas e cinco interfaces. As quatro primeiras camadas fazem parte da crosta e as duas últimas pertencem ao manto superior.

As velocidades de onda S para a primeira camada oscilam de 2,20 km/s a 2,60 km/s no topo e de 3,05 km/s a 3,10 km/s na base. Na segunda camada a velocidade no topo varia de 3,46 km/s a 3,67 km/s e na base varia de 3,55 km/s a 3,72 km/s.

A terceira camada possui uma velocidade que está entre 3,60 km/s a 3,75 km/s no topo e 3,67 km/s a 3,78 km/s na base. A quarta camada tem velocidade de 3,81 km/s a 3,85 km/s no topo e de 3,93 km/s a 3,94 km/s na base.

A quinta camada apresenta uma variação na velocidade do topo que vai de 4,56 km/s a 4,68 km/s e na base a velocidade é de 4,71 km/s. A velocidade do topo e da base da sexta camada é de 4,73 km/s e 4,75 km/s, respectivamente.

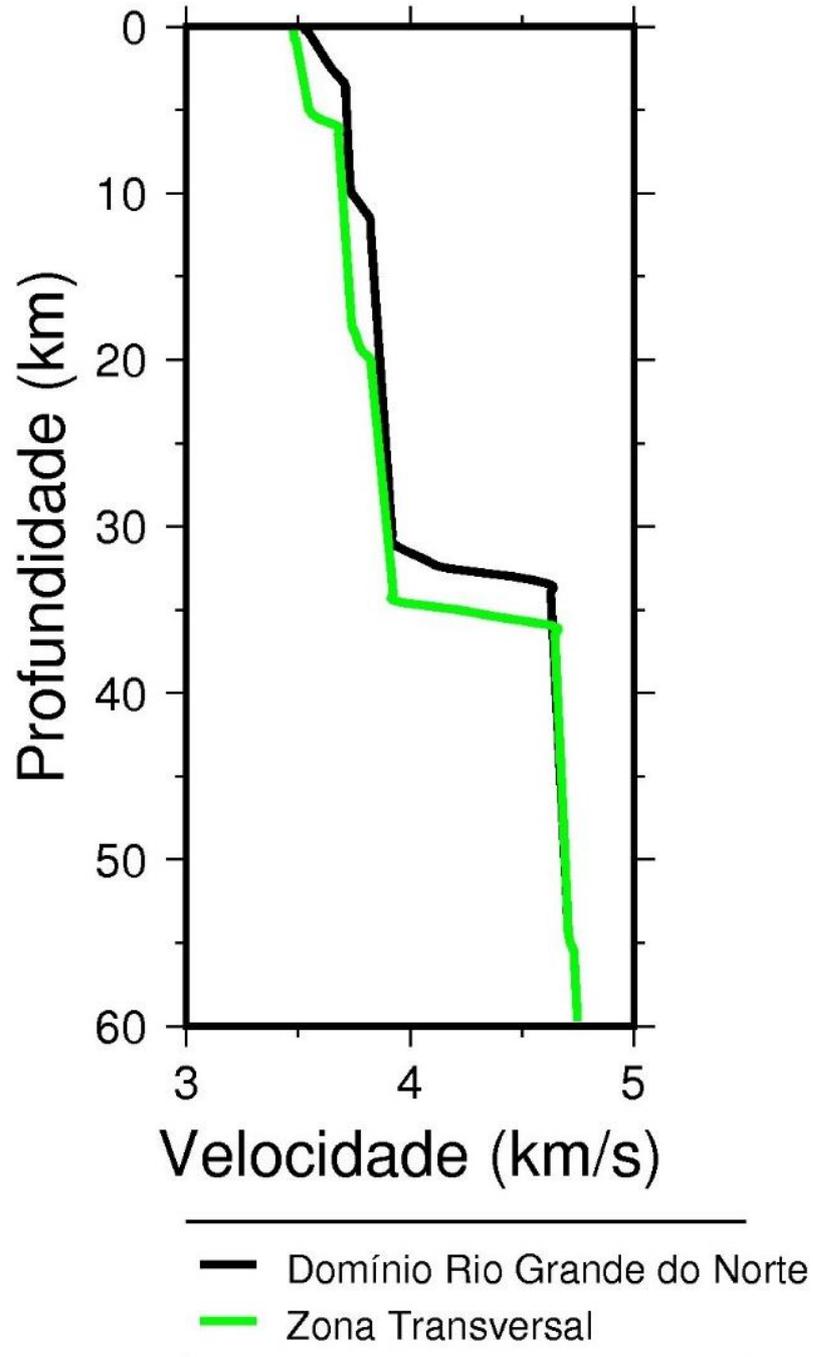
Figura 30 - Modelo de velocidade sísmica de onda S.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Igualmente feito para o modelo de onda P, foram gerados perfis 1D (Figura 31) com o intuito de caracterizar os diferentes blocos existentes em superfície a partir de sua assinatura sísmica.

Figura 31 - Perfil 1D de velocidade sísmica de onda S correspondente a cada domínio.



Fonte: elaborado pelo autor (2017).

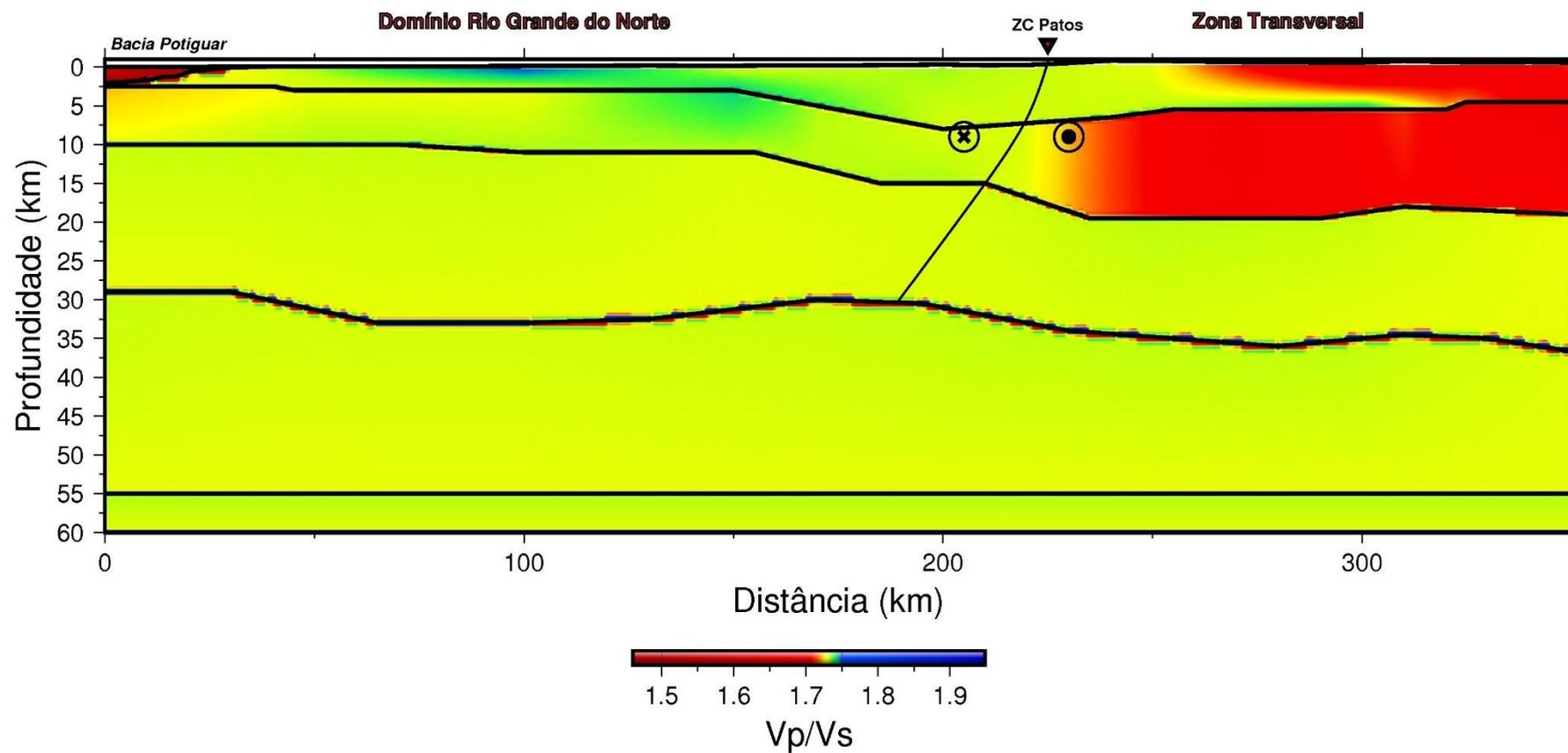
#### 6.4. Modelo da razão $V_p/V_s$ e da razão de Poisson ( $\sigma$ )

O modelo  $V_p/V_s$  (Figura 32) é obtido pela divisão do grid de velocidades do modelo de onda P pelo grid de velocidades do modelo de onda S. Com a obtenção desse, foi possível gerar o modelo de razão de Poisson ( $\sigma$ ) (Figura 33).

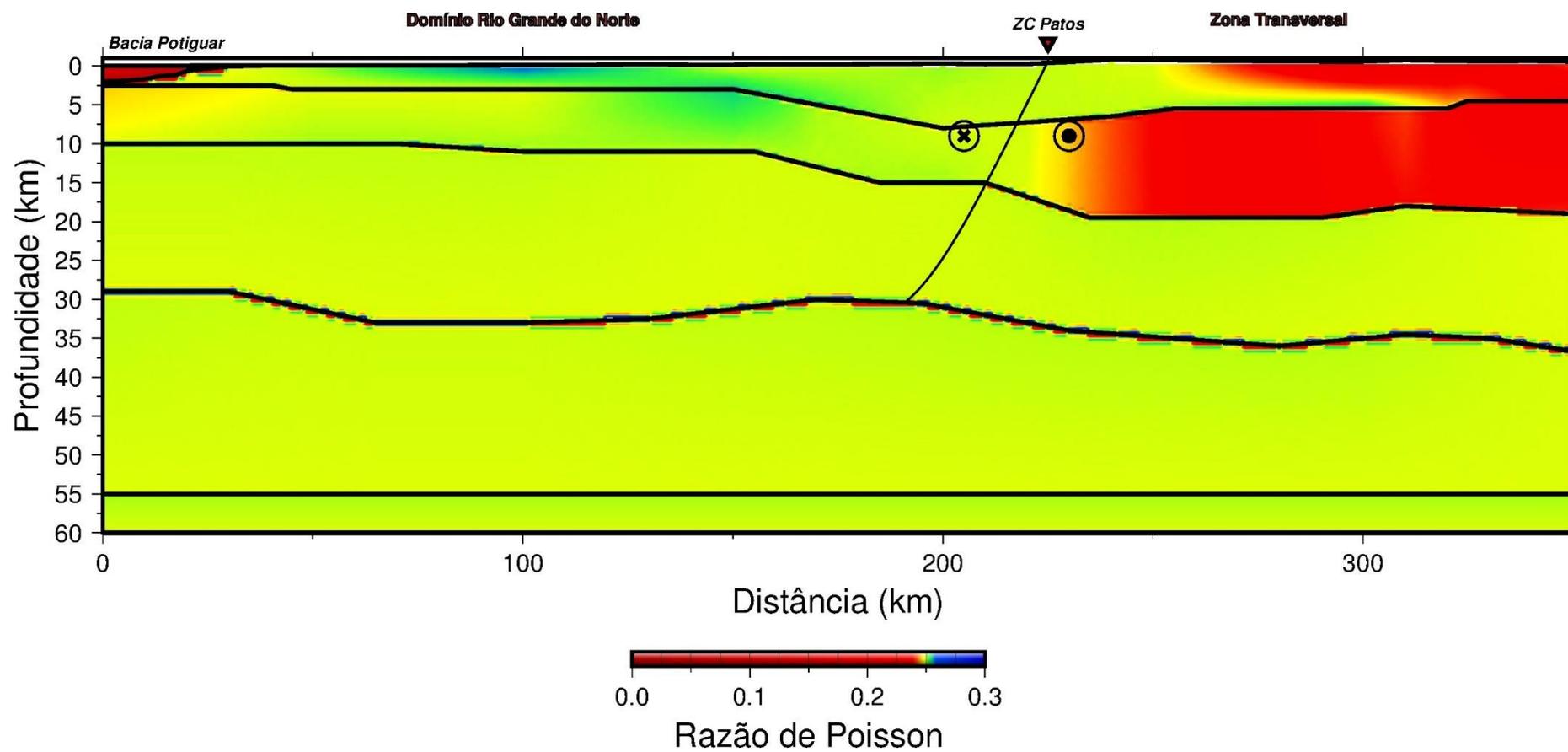
A primeira camada, que representa a Bacia Potiguar, mostrou valores de  $V_p/V_s$  e  $\sigma$  menores que 1,75 e 0,25 respectivamente.

A segunda e a terceira camada, que são as camadas que compõe a crosta superior, apresentaram valores distintos ao longo de sua extensão. A primeira parte do perfil, até 200 km de extensão, indicou valores de  $V_p/V_s$  e  $\sigma$  iguais ou maiores a 1,75 e 0,25, na devida ordem. A parte final do perfil apresentou valores de  $V_p/V_s$  e  $\sigma$  iguais ou menores a 1,75 e 0,25, respectivamente.

A quarta, quinta e sexta camada tiveram seus valores de  $V_p/V_s$  e  $\sigma$  em torno de 1,75 e 0,25, nessa ordem.

Figura 32 - Modelo da razão  $V_p/V_s$ .

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Figura 33 - Modelo da razão de Poisson ( $\sigma$ ).

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

## 7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Analisando o modelo tomográfico e o modelo de velocidades para as ondas P e S, foi possível observar que a descontinuidade de Moho situa-se a uma profundidade que varia entre 29 e 36 km. A Moho é representada por uma interface irregular, permitindo assim, associar a variação de sua profundidade com os blocos descritos em superfície.

Observando os campos de velocidade P e S nota-se um forte gradiente lateral de velocidades em ambos os modelos, caracterizando dois blocos distintos, sendo o primeiro disposto até a posição 200 km do perfil, com uma profundidade variando de 29 a 32 km, e o outro de 200 km até o fim da seção, tendo uma profundidade que varia de 32 a 36 km.

Correlacionando com a geologia de superfície, podemos afirmar que esses blocos estão associados aos domínios tectônicos Rio Grande do Norte e Zona Transversal, separados pelo Lineamento Patos.

A partir dos perfis 1D, foi possível definir a estrutura (assinatura) sísmica de cada domínio. Comparando o domínio Rio Grande do Norte com a Zona Transversal, observa-se que a crosta superior do domínio Rio Grande do Norte tem em média uma velocidade maior do que a crosta superior da Zona Transversal, embora a crosta inferior e o manto superior possuam velocidades semelhantes em ambos os domínios, sugerindo que a base da crosta inferior e manto litosférico sofreram retrabalhamento da sua porção basal e homogeneização, respectivamente.

De forma análoga, os modelos de  $V_p/V_s$  e de razão de Poisson permitiram discriminar os dois domínios em termos de composição, com o domínio Rio Grande do Norte tendo uma composição essencialmente máfica, e a Zona Transversal possuindo uma composição predominantemente félsica na crosta superior.

## 8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O conjunto de características reveladas pelos dados do perfil de refração sísmica profunda forneceram evidências sobre dois momentos específicos relativos à evolução tectônica da Província Borborema.

A primeira evidência refere-se à colagem dos diferentes blocos crustais durante a Orogenia Brasiliana, no final do Neoproterozoico. Os modelos permitiram identificar, diferenciar e limitar estes blocos à níveis crustais, projetando as zonas de sutura, definidas em superfície pelas extensas de zonas de cisalhamento, até a base da crosta.

O segundo momento refere-se ao rompimento do Supercontinente Pangea e abertura do Oceano Atlântico Sul, que imprimiu à litosfera da Província Borborema sua configuração atual, evidenciado pela crosta altamente afinada (estirada) e pelo fato da crosta inferior e manto litosférico se apresentarem consideravelmente homogêneos. Muito provavelmente, esses aspectos decorrem da condição de que a litosfera nessa região foi submetida a significativos processos de estiramento (tração) durante a separação dos continentes e instalação do Oceânico Atlântico Sul.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., NEVES, B. B. B., FUCK, R. A. *Brazilian structural provinces: an introduction*. **Earth Sciences Reviews**, 17: 1-29. 1981.

BERTANI, R.T.; COSTA, I.G.; MATOS, R.M.D. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Coord.) **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras. SEREC.CENSUD, 1990.

CERVENY, V. **Seismic ray theory**. Cambridge University Press. 2001.

CORSINI, P.C. *Impact of soil degradation on crop production in Brazil*. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v.20, 1991.

CHRISTENSEN, N. I. *Poisson's ratio and crustal seismology*. **Journal of Geophysical Research**, 101-B2: 3139-3156. 1996.

CHRISTENSEN, N.I.; MOONEY, M.D. *Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view*. **Journal of Geophysical Research**. 1995.

CONSULATIVE 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: 01 de abril de 2017.

DOBRIN, M. B. **Introduction to Geophysical Prospecting**. 3th edition. ed. [S.I.]: McGraw-Hill, Inc., 1985.

GREEN, R. *The seismic refraction method - a review*. **Geoploratioin**, 12, 259-284. 1974.

HOLBROOK, W.S, PURDY, G.M., COLLINS, J.A., SHERIDAN, R.E., MUSSER, D.L., GLOVER, L., TALWANI, M., EWING, J.I., HAWMAN, R., SMITHISIN, S.B. *Deep velocity structure ofo rifted continental crust, U.S. Mid-Atlantic Margin from wide-angle reflection/refraction data*. **Geophysical Research Letters**. 1992.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Divisão política do Brasil. **Base de dados georreferenciada**. 2006. Disponível em: <[http://donwloads.ibge.gov.br/downloads\\_geociencias.htm](http://donwloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm)>. Acesso em: 01 de abril de 2017.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado na cadeia brasileira/pan-africana**. Brasília, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 804p. 1994.

KOULAKOV I., KOPP H. **Combined tomographic forward and inverse modeling of active seismic refraction profiling data**. 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**. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 120. 2011.

LOWRY, A. R.; PEREZ-GUSSINYÉ, M. *The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation*. **Nature**, 471. p. 353-359. 2011.

MEISSNER, R. **The Continental Crust – A Geophysical Approach**. [S.l.]: Academic Press. (International Geophysics Series, v. 34). 1986.

MUSACCHIO, G.; MOONEY, W. D.; LUETGERT, J. H.; CHRISTENSEN, N. I. *Composition of the crust in the Grenville and Appalachian provinces of North America inferred from Vp/Vs ratios*. **Journal of Geophysical Research**, 102-B7, 15225-15241. 1997.

OLIVEIRA, R. G; MEDEIROS W. E. *Evidences of buried loads in the base of crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates*. **J. South Am. Earth Sci.** 2012.

RODRIGUES, S. W. O., BRITO NEVES, B. B. *Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB)*. **Revista Brasileira de Geociências**. 38(1),209-225. 2008.

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

SOARES, U.M.; ROSSETTI, E.L.; CASSAB, R.C.T. **Bacias sedimentares brasileiras**. Bacia Potiguar. Fundação Paleontológica Phoenix, ano 5, n. 56, ago. 2003. Disponível em: <[http://www.phoenix.org.br/Phoenix56\\_Ago03.htm](http://www.phoenix.org.br/Phoenix56_Ago03.htm)>. Acesso em: 13 jun. 2017.

SOUZA, Z S., MARTIN, H., PEUCAT, J. J., JARDIM DE SÁ, E. F., MACEDO, M. H. *Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: Caicó complex basement (NE Brazil)*. **Journal of Petrology** 48, 2149-2185. 2007.

SHERIFF, R. E., GELDART, L. P. **Exploration Seismology**. University of Houston. 1995.

TAPLEY, W. C., TULL, J. E. **SAC – Seismic Analysis Code**. Lawrence Livermore National Laboratory, CA, 423p. 1991.

TELFORD W.M., GELDART L.P., SHERIFF R.E. **Applied Geophysics**. 1990

VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B.B. DE, HACKSPACHER, P., BABINSKI, M. *U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions*. **J. S. Am. Earth Sci.** v.8. 1995.

VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA., SILVA FILHO, A.F., TOTEU, F., PENAYE, J., GUIMARÃES, I.P. *Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt*. **Geological Society**, London, Special Publications. v. 294. 2008.

VAN SCHMUS, W. R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B. B. *Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology*. **Journal of South American Earth Sciences** 31, 227-252. 2011.

ZANDT, G. & C.J. AMMON. *Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio*. **Nature** 374, 152-154. 1995.

ZELT, C. A. & ELLIS, R. M. *Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid travelttime and amplitude forward modelling*. **Canadian Journal of Exploration Geophysics**. Vol. 24, No.1. P. 16-31. 1988.