



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Laboratório de Estudos da Litosfera

Parâmetros elásticos da crosta sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu (GO)

Dhébora Batista Rosa Ventura

Dissertação de Mestrado n 8º

Orientador: Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares

Co-orientador: Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Laboratório de Estudos da Litosfera

**Parâmetros elásticos da crosta sob a linha de
refração sísmica profunda de Porangatu (GO)**

Dhébora Batista Rosa Ventura
Dissertação de Mestrado n° 8

Orientador:

Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares (UnB)

Co-orientador:

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck (UnB)

Banca examinadora:

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento (UFRN)

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (UnB)

Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas
Area de concentração Geofísica Aplicada

Brasília-DF, maio de 2010

*À minha Mãe e à Madrinha, grandes
incentivadoras do estudo, e em memória do
Padrinho, eternamente presente em nossos
pensamentos e orações.*

*Por muito que se perca, muito permanece;
e embora
já não tenhamos o vigor que antigamente
movia a Terra e o céu. nós somos o que somos:
Têmpera igual à dos corações valentes,
enfraquecidos pelo tempo e pelos fados,
mas querendo tenazmente
empenhar-se. buscar, achar e não ceder.*

Alfred Tennyson. "Ulysses" "

AGRADECIMENTOS

À minha mãe e meus avós maternos, pelo apoio e incentivo incondicionais durante toda minha vida estudantil e, particularmente, acadêmica. É a vocês que devo tudo o que alcancei ao longo da vida.

Aos orientadores, Prof. Dr. José Soares e Prof. Dr. Reinhardt Fuck, pelos dados fornecidos para a pesquisa e por todo o trabalho realizado. A Saulo Melo, pelo fornecimento de dados provenientes de seu Mestrado e pelas discussões científicas decorrentes da inserção destes em minha pesquisa. A Frederico Melo, por ter configurado meu PC, o que permitiu o Processamento dos dados de sísmica, e por todo o incentivo dado de diferentes formas ao longo dos anos para a conclusão deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa - CNPq, pela bolsa de mestrado concedida de junho de 2005 a abril de 2006. Após este período, aos diretores do Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, pelo apoio proporcionado em vários momentos durante o desenvolvimento da pesquisa.

A amigos, professores e colegas de trabalho, por comentários, apoio e sugestões. Dentre estes, agradeço especialmente ao Prof. Dr. George França por seus preciosos conselhos em momentos decisivos.

Lista de figuras.....	i
Lista de tabelas.....	v
Resumo.....	vi
Abstract.....	vii
1. Introdução.....	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Contextualização do tema da pesquisa.....	1
1.3 Objetivos.....	2
2. Métodos.....	5
2.1 Apresentação.....	5
2.2 Método de refração sísmica profunda.....	5
2.2.1 Tratamento de dados.....	9
2.2.2 Banco de dados.....	11
2.3 Método da gravimetria.....	14
2.3.1 Tratamento de dados.....	16
2.3.2 Banco de dados.....	16
3- Parâmetros elásticos.....	19
3.1 Apresentação.....	19
3.2 Razão de Poisson (ν).....	20
3.3 Módulo de bulk ou de volume (κ).....	22
3.4 Módulo de Young (E).....	23
3.5 Módulo de Rigidez (μ).....	23
3.6 Constante de Lamé λ	24
4. Características sísmicas da crosta continental.....	25
4.1 Apresentação.....	25

4.2	Características sísmicas de ambientes geotectônicos.....	28
4.2.1	Escudo.....	28
4.2.2	Plataforma.....	28
4.2.3	Orógeno.....	28
4.2.4	Bacia.....	29
4.2.5	Província ígnea de grande extensão.....	29
4.2.6	Crosta estirada.....	30
4.2.7	Síntese.....	30
4.3	Compilação de dados globais.....	33
5.	Contexto geológico.....	36
5.1	Apresentação.....	36
5.2	Faixa Araguaia.....	38
5.3	Faixa Brasília.....	39
5.3.1	Arco Magmático de Goiás.....	40
5.3.2	Maciço de Goiás.....	42
5.3.3	Zona Externa.....	44
5.4	Feições estruturais.....	45
5.4.1	Lineamento Transbrasiliano.....	46
5.4.2	Zona de Cisalhamento Rio dos Bois.....	47
5.4.3	Sistema de Falhas Rio Maranhão.....	49
6-	Resultados.....	^1
6.1	Apresentação.....	51
6.2	Modelagem sísmica de refração.....	51
6.2.1	Modelagem de ondas P.....	52
6.2.2	Modelagem de ondas S.....	55
6.3	Modelagem gravimétrica.....	87
7.	Discussão.....	91
7.1	Apresentação.....	91
7.2	Distribuição de V_p , V_s , V_p/V_s e parâmetros elásticos.....	92
7.3	Composição da crosta e do manto.....	102

8. Conclusões.....107

Referências bibliográficas.....109

Anexo 1 - Arquivos de entrada do Programa SEIS88..... 1

Anexo 2 - Teste de consistência da modelagem gravimétrica..... XIX

Anexo 3 - Determinação de setores crustais e mantélicos sob a linha de Porangatu.....XXIII

1. Introdução

Figura 1.1 Mapa topográfico da área de estudo (12—15°S / 47-51°W) com a localização da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. As estrelas vermelhas mostram o posicionamento das fontes de energia - denominadas "tiros" - e os triângulos brancos, as estações sísmicas de registro. O relevo foi processado a partir de imagem do *Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM (Jarvis *et al.* 2006). 03

Figura 1.2 Arquitetura da crosta e manto superior sob a linha de Porangatu, com especificação dos dados compilados a partir das modelagens de sísmica de refração profunda realizadas por Soares (2005) e Melo (2006). Notar que a profundidade máxima da interface inferior da quinta camada do modelo, originalmente modelada por Soares (2005), foi alterada devido a resultados recentes de função do receptor (Caridade & Soares 2009). No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito - cinza - e granito Serra Dourada - cruces vermelhas). Porções em branco representam áreas sem propagação de ondas sísmicas. 04

2. Métodos

Figura 2.1 (a) Sismograma sintético, (b) curvas tempo-distância de ondas direta - Sg-, refletida -SmS- e refratada -Sn- e (c) modelo crustal simplificado correspondente, com a Moho como interface inferior. O alinhamento Sg é uma reta que passa pela origem e apresenta coeficiente angular $\frac{1}{V_1}$. SmS é uma hipérbole assintótica a Sg. O alinhamento Sn é uma reta tangente à SmS no ponto crítico. No modelo crustal, (I) assinala o registro do ponto crítico e (II) o ponto no qual a refração se toma primeira chegada. 07

Figura 2.2 Sismograma da onda P do tiro 1 da linha de refração sísmica profunda de Porangatu filtrado na banda passante de 1 -15 Hz. 11

Figura 2.3 Sismogramas das ondas S dos tiros da linha de refração sísmica profunda de Porangatu filtrados na banda passante de 1-8 Hz. As seções correspondem aos tiros 1 (a); 2 (b); 3 (c); 4 (d); 5 (e); 6 (f) e 7 (g). 12

Figura 2.4 Mapa de anomalia Bouguer da região da linha de refração sísmica profunda de Porangatu, com a localização das estações gravimétricas de registro e o posicionamento dos pontos de amostragem do perfil gravimétrico. 17

Figura 2.5 (a) Perfil gravimétrico de anomalia Bouguer obtido a partir dos pontos de amostragem plotados na figura 2.4. (b) Pontos de amostragem do perfil gravimétrico superpostos ao modelo crustal obtido pela análise dos sismogramas P da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. 18

3. Parâmetros elásticos

Figura 3.1 Cilindro submetido a extensão longitudinal e contração lateral por aplicação da força F. Extraído de Kulhánek (1993). 20

Figura 3.2 Sólido retangular submetido a deformação volumétrica por aplicação de pressão hidrostática. Extraído de Kulhánek (1993). 22

Figura 3.3 Cilindro submetido a deformação axial por aplicação da força F. Extraído de Kulhánek (1993). 23

Figura 3.4 Bloco retangular submetido a deformação cisalhante por aplicação em sua face superior da força tangencial F. Extraído de Kulhánek (1993). 24

4. Características sísmicas da crosta continental

Figura 4.1 Distribuição mundial de mais de 5.000 levantamentos de refração sísmica. Triângulos vermelhos correspondem à localização de dados continentais e pontos azuis, de oceânicos. Extraído de Bassin *et al.* (2000). 26

Figura 4.2 Distribuição mundial das províncias geológicas com extensão igual ou superior a 150 quilômetros, segundo o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Os ambientes geotectônicos considerados são escudo, plataforma, orógeno, bacia, província ígnea de grande extensão e crosta estirada. O triângulo em destaque na América do Sul indica a localização da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Extraído de Bassin *et al.* (2000). 27

Figura 4.3 Distribuição de espessura crustal de acordo com os ambientes geotectônicos (a) escudo, (b) plataforma, (c) orógeno, com detalhes de arco e antearco, (d) bacia, (e) província ígnea de grande extensão e (f) crosta estirada. A média indicada é referente à espessura (em quilômetros). Extraído de Bassin *et al.* (2000). 31

Figura 4.4 Distribuição de V_p média crustal de acordo com os ambientes geotectônicos (a) escudo, (b) plataforma, (c) orógeno, com detalhes de (d) arco e (e) antearco e (f) crosta estirada. Os valores do eixo y estão plotados em número de observações, com a indicação de quantos dados foram avaliados para cada tipo de ambiente. Extraído de Bassin *et al.* (2000). 32

Figura 4.5 Distribuição global de espessuras da crosta com grid de 2°x2°. As maiores espessuras crustais encontram-se no Himalaia, na zona de colisão entre a placa Indiana e a Euroasiática, e nos Andes, orógeno resultante da subducção da placa de Nazca sob a Sul-americana. Extraído de Bassin *et al.* (2000). 33

Figura 4.6 Continente hipotético com seção geológica ilustrativa das propriedades sísmicas médias em diferentes províncias tectônicas. Extraído de Holbrook *et al.* (1992).

34

Figura 4.7 Modelo de litotipos médios em função da profundidade compatível com padrões observados de aumento da velocidade com a profundidade (círculos preenchidos) e para litotipos comuns (símbolos vazios). Variação da densidade e do conteúdo de sílica com a profundidade provêm da porcentagem de litotipos indicados à esquerda. Extraído de Christensen & Mooney (1995).

35

5. Contexto geológico

Figura 5.1 Mapa geológico da porção norte da Província Tocantins (modificado de Fuck *et al.* 1994) com a localização da linha de refração sísmica profunda de Porangatu.

37

Figura 5.2 Unidades geológicas, feições estruturais e perfil topográfico ao longo da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. As estrelas vermelhas representam os pontos de detonação ao longo da linha sísmica (modificado de Soares 2005).

38

6. Resultados

Figura 6.1 Modelagem bidimensional do sismograma composto de ondas P do tiro 1 da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. O sismograma foi filtrado na banda-passante de 1 Hz a 15 Hz e reduzido com velocidade de 7.0 km/s. Em (a), (b) e (c) utiliza-se o *frame* do sismograma do tiro 1, com indicação de fases lidas e modeladas em (b) e (c). O modelo crustal com traçado de raio é mostrado em (d). A curva é resultado sintético do modelo de Porangatu gerado com o programa SEIS88. O nome da curva e do traçado de raio correspondente estão indicados, sendo P_mP a reflexão da Moho. Os triângulos pretos representam as fases de referência lidas.

53

Figura 6.2 Modelagem bidimensional dos sismogramas compostos de ondas S (tiros 1 a 7) da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Os sismogramas foram filtrados na banda-passante de 1 Hz a 8 Hz e reduzidos com velocidade de 4.0 km/s. Em (a), (b) e (c) utiliza-se o *frame* do sismograma de cada tiro, com indicação de fases lidas e modeladas em (b) e (c). O modelo crustal com traçado de raio é mostrado em (d). As curvas são resultados sintéticos do modelo de Porangatu gerados com o programa SEIS88. Os nomes das curvas e do traçado de raio correspondente estão indicados, sendo S_n a onda direta; S_iS ($i=2,3$) a reflexão; S_mS a reflexão da Moho; S_l a refração da primeira camada; e S_n a refração da Moho. Os triângulos pretos representam as fases de referência lidas.

57

Figura 6.3 Modelagem gravimétrica de anomalia Bouguer obtida para a região da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Dados de densidade fornecidos em g/cm³. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) da linha sísmica. 90

7. Discussão

Figura 7.1 Distribuição de V_p e V_s da crosta sob a linha de Porangatu, obtida por compilação dos resultados de Melo (2006) e Soares (2005) e dos dados gerados no presente mestrado. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito - cinza - e granito Serra Dourada - cruces vermelhas). 96

Figura 7.2 Distribuição de V_p/V_s e razão de Poisson da crosta sob a linha de Porangatu, obtida por compilação dos resultados de Melo (2006) e Soares (2005) e dos dados gerados no presente mestrado. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito - cinza - e granito Serra Dourada - cruces vermelhas). 97

Figura 7.3 Distribuição do módulo de bulk (κ) da crosta sob a linha de Porangatu, obtida a partir da distribuição de velocidades V_p e V_s e de densidades. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito - cinza - e granito Serra Dourada - cruces vermelhas). 98

Figura 7.4 Distribuição do módulo de Young (E) da crosta sob a linha de Porangatu, obtida a partir da distribuição de velocidades V_p e V_s e de densidades. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito - cinza - e granito Serra Dourada - cruces vermelhas). 99

Figura 7.5 Distribuição do módulo de Rigidez (μ) da crosta sob a linha de Porangatu, obtida a partir da distribuição de velocidades V_s e de densidades. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito - cinza - e granito Serra Dourada - cruces vermelhas). 100

Figura 7.6 Distribuição da constante de Lamé X da crosta sob a linha de Porangatu, obtida a partir da distribuição de velocidades V_p e V_s e de densidades. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito - cinza - e granito Serra Dourada - cruces vermelhas). 101

Figura 7.7 V_p em função de V_p/V_s a pressões características da crosta (a) superior, (b) intermediária e (c) inferior. As áreas sombreadas correspondem a rochas que apresentam propriedade sísmica e composição similares. A plotagem de pontos nos gráficos permite a correlação entre as propriedades físicas do meio e a composição do litotipo. Modificado de Musacchio *et al.* (1997). 103

LISTA DE TABELAS

2. Métodos

Tabela 2.1	Vp/Vs média, velocidade de redução, ganho do sinal e janelas de distância e de tempo utilizados nos sismogramas compostos de cada tiro da linha de refração sísmica profunda de Porangatu.	11
------------	--	----

4. Características sísmicas da crosta continental

Tabela 4.1	Características sísmicas dos ambientes geotectônicos escudo. plataforma, orógeno. bacia, província ígnea de grande extensão e crosta estirada.	30
------------	--	----

6. Resultados

Tabela 6.1	Resultados de função do receptor.	53
------------	-----------------------------------	----

7. Discussão

Tabela 7.1	Razão de Poisson. módulo de Young e módulo de rigidez médios de diferentes rochas.	104
------------	--	-----

Localizada na porção noroeste de Goiás, próximo à divisa com Tocantins, a linha de refração sísmica profunda de Porangatu foi levantada com cerca de 120 sensores distribuídos ao longo de 320 km na direção WNW-ESE, com um tiro a cada 50 km ao longo do perfil. Atravessa a porção centro-leste da Província Tocantins, iniciando sobre a Faixa Araguaia e Passando, em direção a leste, pela porção norte da Faixa Brasília, abarcando os terrenos do Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e parte oeste da zona externa. O Lineamento Transbrasiliano, a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois e o Sistema de Falhas Rio Maranhão constituem significativas feições estruturais atravessadas pela linha sísmica.

A modelagem de dados sísmicos e gravimétricos preexistentes permitiu obter a distribuição de velocidades (V_p e V_s) e de densidades (ρ) para a região e caracterizar as rochas da crosta e manto litosférico em termos dos parâmetros elásticos razão de Poisson (α), módulo de bulk (k), módulo de Young (E), módulo de Rigidez (μ) e constante de Lamé. A Faixa Araguaia foi imageada apenas na crosta superior e apresenta V_p/V_s de 1.76, α de 0.26, 53 GPa de μ , 80 GPa de E , 30 GPa de ρ e 33 GPa de μ . O Arco Magmático de Goiás, mapeado até a crosta inferior, apresenta variação de 1.63-1.70 de V_p/V_s , 0.20-0.24 de α , 50-88 GPa de μ , 86-148 GPa de E , 33-57 GPa de ρ e 25-50 GPa de k . No Maciço de Goiás, imageado até a crosta inferior, a variação é de 1.63-1.75 de V_p/V_s e 0.20-0.26 de α , 56-68 GPa de k , 90-134 GPa de E , 34-52 GPa de ρ e 32-41 GPa de μ . A zona externa da Faixa Brasília, mapeada na crosta superior, apresenta variação de 1.65-1.69 de V_p/V_s e 0.21-0.23 de α , 44-55 GPa de μ , 81-94 GPa de E , 31-36 GPa de ρ e 23-31 GPa de μ .

A análise conjunta desses dados ressaltou as diferenças entre os terrenos geológicos. O bloco crustal a oeste da Serra Azul foi definido como subdomínio geofísico onde a crosta possivelmente represente porção de interdigitação dos terrenos da borda leste da Placa Amazônica com os da borda oeste da Província Tocantins (Arco Magmático de Goiás). Em termos de composição das rochas, os dados confirmaram composição félsica para as crostas superior e intermediária e definiram composição máfica para a crosta inferior, independente do domínio geológico. O manto apresenta composição ultramáfica. Embora tenham contribuído com as discussões, os parâmetros elásticos calculados não foram decisivos na interpretação das características da crosta e do manto. A maioria das inferências deriva das análises de distribuição de V_p/V_s , α e densidade.

Placed on the northwestern portion of Goiás State, near Tocantins, the Porangatu deep seismic refraction line was deployed with 120 recording points along a WNW-ESE 320 km long transect, in which shots were made every 50 km. It crosses the central-east region of Tocantins Province, from Araguaia Belt to northern Brasília Belt, covering Goiás Magmatic Arc, Goiás Massif and the western portion of external zone. Significant geological structures transected by the seismic line are Transbrasiliano Lineament, Rio dos Bois Shear Zone and Rio Maranhão Fault System.

Seismic and gravimetric modeling of previously obtained data allowed obtaining velocity (V_p e V_s) and density (ρ) distribution of the region and characterizing the elastic parameters Poisson ratio (σ), bulk modulus (k), Young modulus (E), Shear modulus (n) and Lamé's constant X of the crustal and lithospheric mantle rocks. Araguaia Belt, modeled only on the upper crust, presents V_p/V_s of 1.76, σ of 0.26, 53 GPa of k , 80 GPa of E , 30 GPa of μ and 33 GPa of X . Goiás Magmatic Arc, mapped from upper to lower crust, exhibits a range of values: 1.63-1.70 of V_p/V_s , 0.20-0.24 of σ , 50-88 GPa of k , 86-148 GPa of E , 33-57 GPa of μ and 25-50 GPa of X . Similarly, Goiás Massif was also mapped from upper to lower crust and presents a range of 1.63-1.75 of V_p/V_s , 0.20-0.26 of σ , 56-68 GPa of k , 90-134 GPa of E , 34-52 GPa of n and 32-41 GPa of μ . Finally, the external zone of Brasília Belt was modeled only on the upper crust and presents 1.65-1.69 of V_p/V_s , 0.21-0.23 of σ , 44-55 GPa of k , 81-94 GPa of E , 31-36 GPa of μ and 23-31 GPa of X .

Data analysis highlighted differences of geological terranes. West of Serra Azul, the crustal block was defined as a geophysical domain in which the crust possibly represents an interfingering portion between the eastern border of Amazonic Plate and the western border of Tocantins Province (Goiás Magmatic Arc). Compositionally, data showed that upper and middle crust present felsic composition and that lower crust is mafic. Mantle is ultramafic. Although helpful to the development of discussion, elastic parameters were not crucial during the interpretation of crustal and mantle characteristics. Most of conclusions derived from V_p , V_p/V_s and density distribution analysis.

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Parâmetros elásticos são constantes que definem as propriedades elásticas da matéria (Duarte 1997). Podem ser obtidos em laboratório, por meio de ensaios controlados em corpos de prova (Kulháněk 1993), ou por relações matemáticas, tendo-se como dados de entrada a distribuição de velocidades sísmicas - V_p e V_s - e de densidades - ρ (Turcotte & Schubert 2002). Em Geociências, o cálculo de parâmetros elásticos permite inferir a composição e, em princípio, propriedades físicas de rochas que não podem ser amostradas diretamente devido à profundidade em que se encontram.

A tecnologia atual não permite a amostragem direta de rochas de toda a crosta terrestre - desde a superfície até a descontinuidade de Mohorovičić* (Moho) - e do manto. No entanto, métodos geofísicos tais como refração sísmica profunda e gravimetria possibilitam a modelagem das grandezas físicas V_p , V_s e ρ de setores crustais e mantélicos de interesse. Dados de refração sísmica profunda permitem avaliar a compartimentação da crosta, diferenciando porções crustais rasas e profundas, enquanto a gravimetria permite detalhar o comportamento de descontinuidades laterais presentes no modelo. Os resultados numéricos de V_p , V_p/V_s e ρ podem ser correlacionados às unidades geológicas aflorantes e a medições experimentais tabeladas.

1.2 Contextualização do tema da pesquisa

O projeto de pesquisa “Estudos Geofísicos e Modelo Tectônico dos Setores Central e Sudeste da Província Tocantins, Brasil Central”, financiado pela FAPESP (Berrocal *et al.* 1998), permitiu a realização, na década de 1990, dentre outros levantamentos, de quatro perfis de refração sísmica profunda na Província Tocantins, denominados Santa Juliana, Minaçu-Brasília, Cavalcante e Porangatu (Soares *et al.* 2003, 2006, Berrocal *et al.* 2004, Melo 2006). Dentre estes, os dados da linha de Porangatu foram selecionados para estudos sobre estrutura crustal baseados em modelagens de V_p , V_s e ρ .

A linha de Porangatu, orientada WNW-ESE e com cerca de 320 km de extensão, localiza-se na porção noroeste de Goiás, próximo à divisa com Tocantins (figura 1.1). Seu início se dá a oeste de São Miguel do Araguaia (GO), enquanto os últimos sensores posicionam-se a leste de Minaçu (GO).

Ao analisar os dados geofísicos da linha de Porangatu, Soares e colaboradores determinaram o modelo crustal 2-D do perfil sísmico (Soares *et al.* 2003, 2006, Soares 2005), a razão de Poisson (V_p/V_s) média da crosta total (Ventura & Soares 2003, Ventura *et al.* 2005) e a razão V_p/V_s da crosta inferior destes terrenos (Portela *et al.* 2004). A modelagem 2-D das ondas V_p e V_s para a crosta superior - primeiros 10 km - foi refinada por Melo *et al.* (2005) e Melo (2006). Antunes (2002) e Perosi (2006) também trabalharam com os dados da linha de Porangatu. Perosi (2006) e Koosah *et al.* (2007) apresentaram modelagens gravimétricas para a região das linhas de Porangatu e Cavalcante.

Na presente dissertação de mestrado, o modelo adotado para a arquitetura crustal sob a linha de Porangatu unifica dados de três pesquisas, as quais compartimentam a crosta em cinco camadas separadas por discontinuidades (figura 1.2). Melo (2006) modelou a distribuição de velocidades V_p e V_s e a interface da primeira camada. Soares (2005) modelou a distribuição de velocidades V_p e as interfaces das camadas 2, 3 e 4 e a velocidade V_p do manto litosférico. Resultados recentes de função do receptor permitiram resolver a profundidade da interface inferior da quinta camada do modelo (Caridade & Soares 2009).

1.3 Objetivos

A presente dissertação de mestrado tem por objetivo calcular os parâmetros elásticos da crosta sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, para analisar diferenças laterais entre terrenos não determinadas no modelo P e esclarecer a natureza da crosta inferior. Para tanto, foi necessário: i) unificar os modelos P; ii) refinar a modelagem V_p da camada 5; iii) modelar a distribuição de velocidades V_s das camadas 2, 3, 4 e 5 e do manto litosférico; iv) realizar modelagem gravimétrica a partir de dados de anomalia Bouguer e v) calcular os parâmetros elásticos. Com base no cálculo de parâmetros elásticos, espera-se detalhar o comportamento das discontinuidades laterais presentes no modelo crustal e inferir a natureza máfica ou félsica das diferentes camadas da crosta sob a linha sísmica e, conseqüentemente, a geologia de subsuperfície, complementando dados de mapeamentos geológicos regionais.

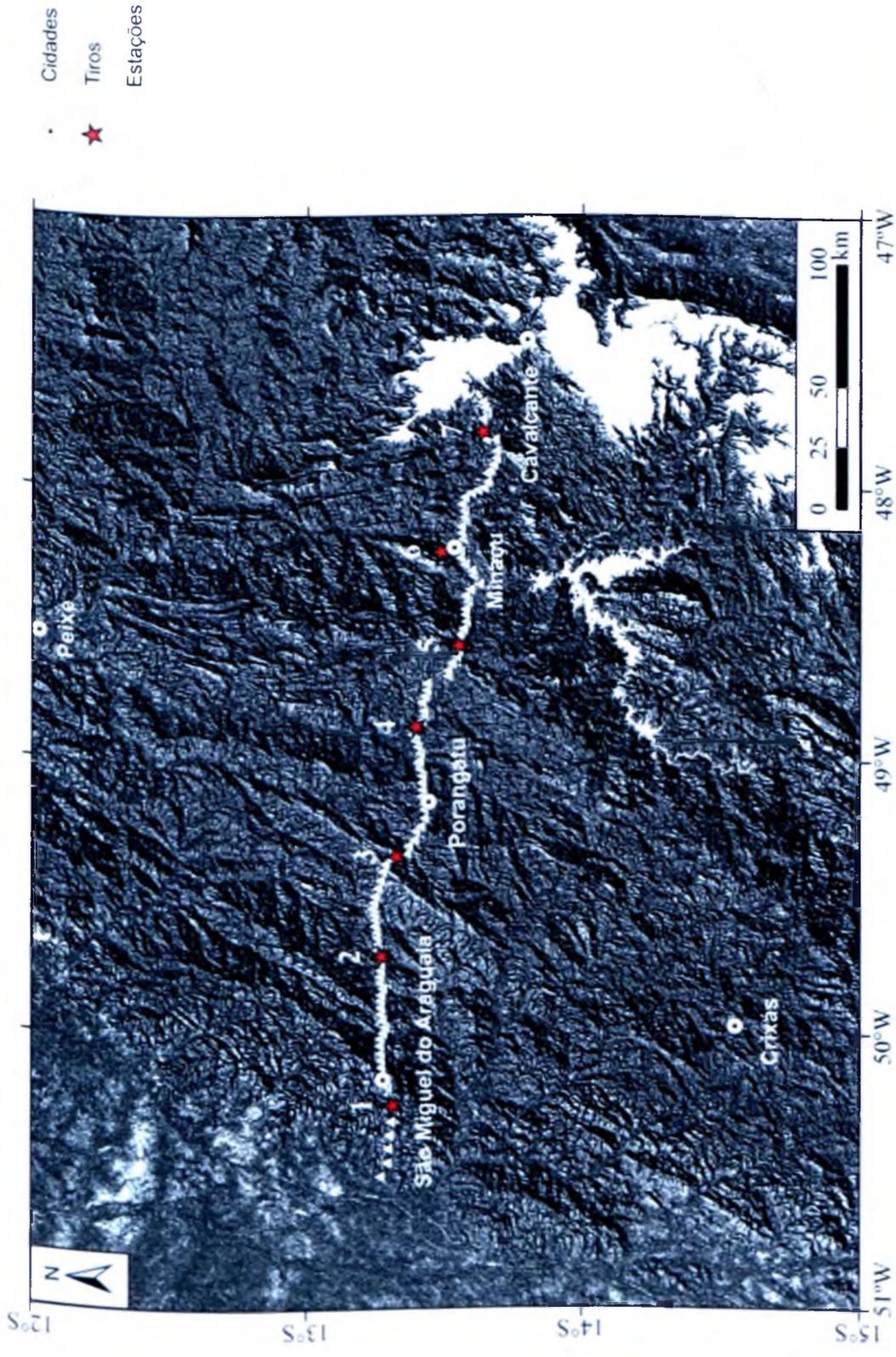


Figura 1.1 – Mapa topográfico da área de estudo (12–15°S / 47–51°W) com a localização da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. As estrelas vermelhas mostram o posicionamento das fontes de energia – denominadas “tiros” – e os triângulos brancos, as estações sísmicas de registro. O relevo foi processado a partir de imagem do *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM (Jarvis *et al.* 2006).

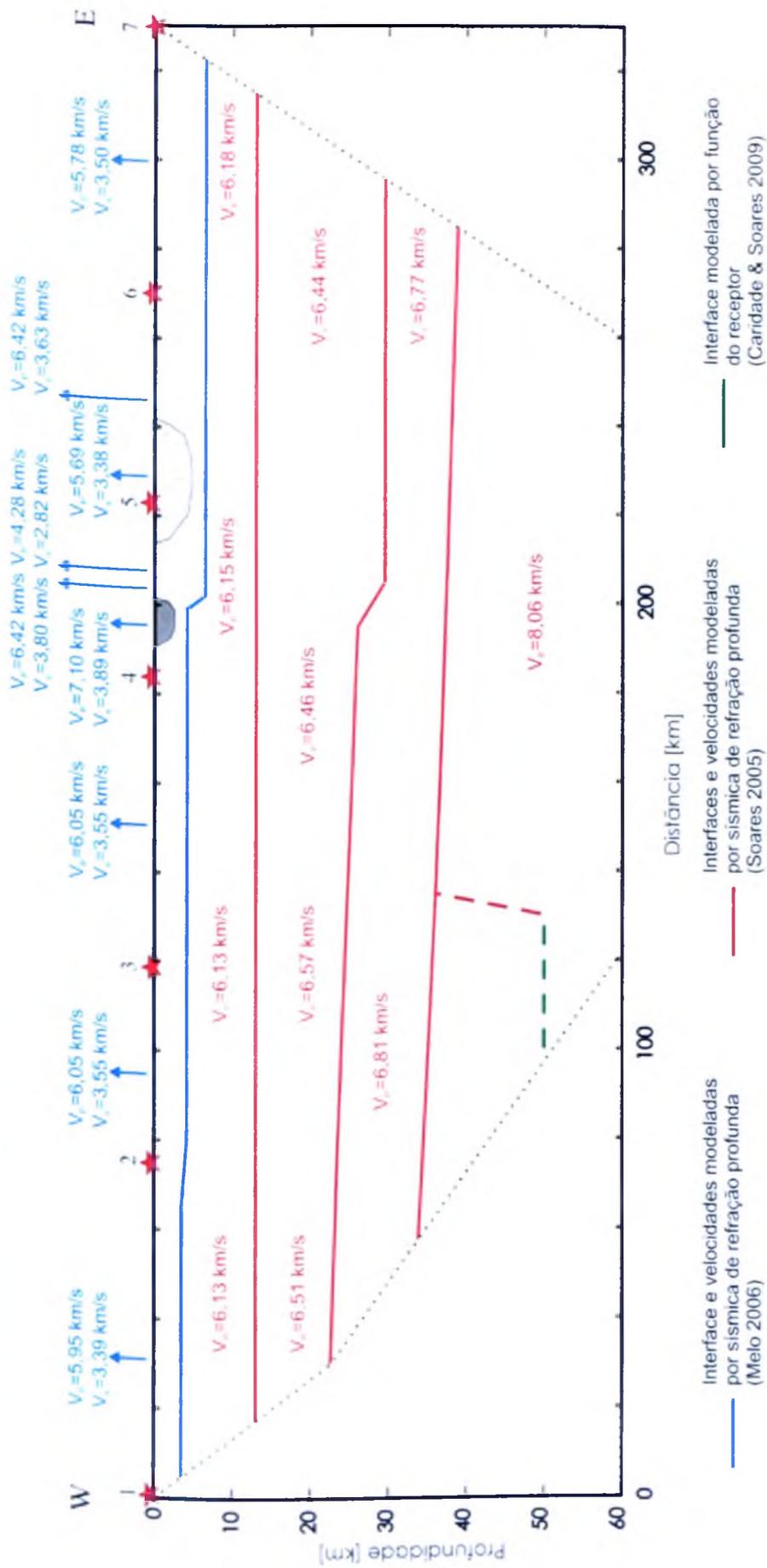


Figura 1.2 – Arquitetura da crosta e manto superior sob a linha de Porangatu, com especificação dos dados compilados a partir das modelagens de sísmica de refração profunda realizadas por Soares (2005) e Melo (2006). Notar que a profundidade máxima da interface inferior da quinta camada do modelo, originalmente modelada por Soares (2005), foi alterada devido a resultados recentes de função do receptor (Caridade & Soares 2009). No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito – cinza – e granito Serra Dourada – cruzeiros vermelhas). Porções em branco representam áreas sem propagação de ondas sísmicas.

MÉTODOS

2.1 Apresentação

Na linha de Porangatu, a fim de refinar a modelagem V_p da camada 5, modelar a distribuição de velocidades V_s das camadas 2, 3, 4 e 5 e do manto litosférico e realizar modelagem gravimétrica a partir de dados de anomalia Bouguer, foram utilizados os métodos da refração sísmica profunda e da gravimetria.

2.2 Método da refração sísmica profunda

Entre as técnicas geofísicas utilizadas para o estudo da litosfera, destacam-se aquelas baseadas na propagação de ondas elásticas. Levantamentos de refração sísmica permitem caracterizar a crosta e o manto litosférico a partir da geometria das discontinuidades e da distribuição de velocidades das ondas sísmicas P (V_p) e S (V_s). Por fornecerem informações acuradas das porções crustais profundas, historicamente os levantamentos de refração são os mais usados em estudos de crosta continental (Mooney & Meissner 1991, Holbrook *et al.* 1992, Christensen & Mooney 1995).

Levantamentos de refração utilizam o tempo de propagação de ondas diretas, refletidas de alto ângulo e refratadas para determinar a distribuição de velocidades das ondas sísmicas e a profundidade das discontinuidades mais expressivas da litosfera, além de permitir inferências sobre a composição das rochas profundas. As linhas de refração consistem em arranjos de sensores - estações sismográficas ou geofones - sete a dez vezes mais extensos que a maior profundidade a ser mapeada e em fontes controladas de energia regularmente espaçadas ao longo do perfil. O objetivo destes arranjos é identificar variações verticais e laterais do meio a partir do tempo de propagação de ondas elásticas geradas por fontes controladas de energia.

A propagação de ondas sísmicas em meio elástico é regida pela lei de Snell, que descreve o comportamento da trajetória da onda quando da mudança de meio físico:

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} \quad \text{p n ,}$$

onde θ_i é o ângulo de incidência, θ_r é o ângulo de refração, V_1 é a velocidade de propagação na camada 1 e V_2 é a velocidade de propagação na camada 2, subjacente à camada 1.

Em situações em que a camada subjacente possui velocidade maior que a sobrejacente ($V_2 > V_1$), parte da energia sísmica atravessa a interface entre as camadas.

afastando-se da normal e aproximando-se da interface ($\theta_r > \theta_i$). Quando $\theta_r = 90^\circ$, o ângulo de incidência (θ_i) se torna crítico (θ_c) e ocorre o fenômeno da refração. Quanto maior a velocidade abaixo da interface refratora, menor é o ângulo crítico. Na incidência crítica, o raio é transmitido paralelamente à interface entre as camadas ($\theta_r = 90^\circ$) e a energia sísmica retorna à superfície na forma de uma frente de onda plana denominada *head waves* - em português, ondas refratadas. No ângulo crítico, os sensores registram retorno máximo de energia refletida, gerando fases de grande amplitude (figura 2.1).

As primeiras chegadas e reflexões próximas ao ângulo crítico são as fases mais proeminentes em sismogramas compostos. Enquanto as primeiras chegadas representam a onda direta e as refrações da crosta superior e da Moho, as reflexões assinalam todas as descontinuidades internas da crosta e, principalmente, a Moho. A refração da crosta inferior via de regra não aparece como primeira chegada nos sismogramas, sendo identificada nas porções de reflexão crítica.

Meios homogêneos e isotrópicos apresentam ondas direta, refletida e refratada definidas pelas seguintes equações (Giese 1976, Sheriff & Geldart 1982, Meissner 1986):

$$t(x) = \frac{x}{V_1} \quad (\text{onda direta}), \quad (2.2)$$

$$t^2(x) = \frac{x^2}{\bar{V}^2} + \frac{(2H)^2}{\bar{V}^2} \quad (\text{onda refletida}), \quad (2.3)$$

$$t(x) = \frac{x}{V_2} + \frac{2H \cos(\theta_c)}{V_1} \quad (\text{onda refratada em meio com duas camadas}) \quad \text{e} \quad (2.4)$$

$$t(x) = \frac{x}{V_{n+1}} + \sum_{i=1}^n \frac{2H_i}{V_i} \cdot \frac{\sqrt{V_{n+1}^2 + V_i^2}}{V_{n+1}} \quad (\text{onda refratada em meio com } n \text{ camadas}), \quad (2.5)$$

onde t é o tempo de trânsito, x é a distância do geofone até o ponto de tiro, V_i é a velocidade na i -ésima camada, \bar{V} é a velocidade média acima do refletor, H é a profundidade do refletor, θ_c é o ângulo crítico, n é o número da interface refratora e H_i a espessura da i -ésima camada.

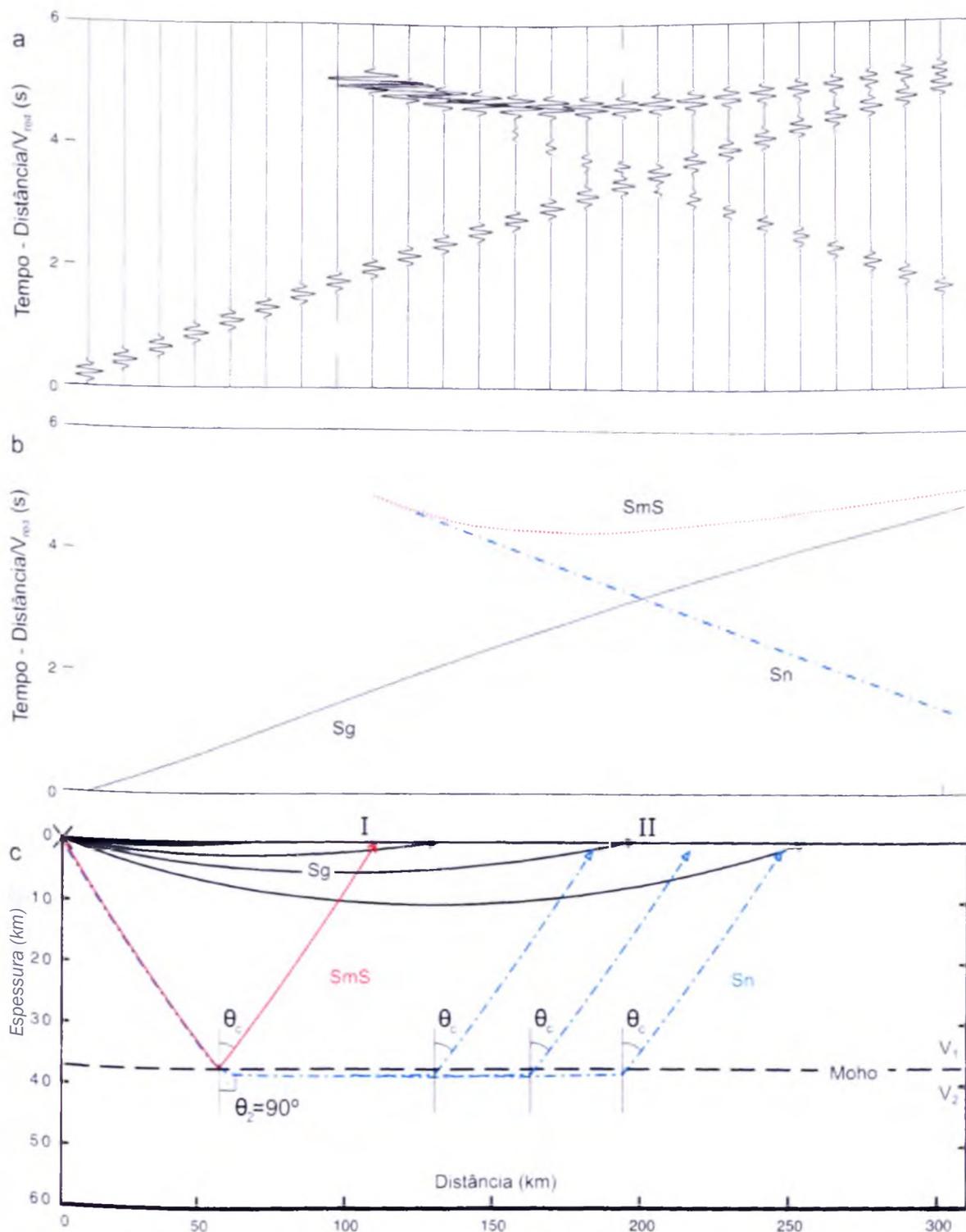


Figura 2.1 – (a) Sismograma sintético, (b) curvas tempo-distância de ondas direta –Sg–, refletida –SmS– e refratada –Sn– e (c) modelo crustal simplificado correspondente, com a Moho como interface inferior. O alinhamento Sg é uma reta que passa pela origem e apresenta coeficiente angular $\frac{1}{V_1}$. SmS é uma hipérbole assintótica a Sg. O alinhamento Sn é uma reta tangente à SmS no ponto crítico. No modelo crustal, (I) assinala o registro do ponto crítico e (II), o ponto no qual a refração se torna primeira chegada.

Os alinhamentos de fases das ondas direta e refratada são equações de primeiro grau, cujas derivadas são as vagarosidades das camadas 1 e 2 do modelo, respectivamente. A derivada da refração em meios com n camadas fornece o inverso da velocidade da camada $n+1$, ou seja, da camada situada abaixo da interface refratora. As reflexões de alto ângulo, que são hipérbolas, em geral ocorrem com amplitudes maiores que as das fases refratadas e fornecem a velocidade média do meio acima do refletor. A refração é melhor determinada quando ocorre como primeiras quebras. Heterogeneidades no meio, tais como anomalias locais de velocidade, afetam o alinhamento padrão das fases sísmicas, o qual se desvia do traçado previsto pelas equações 2.2, 2.3, 2.4 e 2.5.

Para o estudo da crosta continental, os levantamentos de refração sísmica profunda são realizados com linhas entre 250 e 400 km de comprimento, com tiros espaçados de 20 a 100 km. Tais levantamentos objetivam registrar porções significativas das curvas de refração da Moho como primeira chegada, bem como as reflexões, para estimar com segurança a distribuição de velocidade das ondas V_p e V_s na crosta e no manto superior.

Caracterizada pelo forte contraste de velocidade entre a crosta e o manto, a Moho apresenta em geral fases que se destacam nos sismogramas. O alinhamento das fases de reflexão crítica da Moho aparece normalmente a cerca de 100 km de distância da fonte sísmica, ao passo que a refração surge como primeira chegada a distâncias próximas de 200 km, dependendo da espessura da crosta e da distribuição de velocidades do meio (figura 2.1).

No levantamento da linha de refração sísmica profunda de Porangatu, utilizaram-se sete pontos de tiro situados a cada 50 km ao longo do perfil, que consistiam em furos de 15.24 cm de diâmetro com profundidades entre 45 m e 65 m preenchidos em seus dois terços inferiores com emulsão IBEMUX™, a qual apresenta 5.2 km/s de velocidade de explosão. Houve variação da carga detonada ao longo do perfil de 500 kg na porção central a 1.000 kg nas extremidades. O tamponamento do terço superior dos furos se deu com brita de granulometria fina, denominada brita zero.

Para registro dos traços sísmicos foram usadas 120 estações uniaxiais com componente vertical de registro (registrador SGR e sensor L4C-1 Hz), espaçadas entre si em 2,5 km. Dentre estas estações, 20 pertenciam ao IAG/USP e 100 haviam sido cedidas temporariamente pelo projeto PASSCAL (*Program for the Array Seismic Studies of Continental Lithosphere*). A taxa de amostragem foi originalmente de 500 sps, decimado para um terço na transformação do formato dos dados para SEG-Y.

2.2.1 TRATAMENTO DE DADOS

Os dados de refração sísmica profunda da linha de Porangatu foram pré-processados por Soares (2005) e Melo (2006). No presente trabalho, o tratamento dos dados consistiu em preparar sismogramas compostos correspondentes a cada fonte sísmica e identificar as fases primárias e secundárias de interesse para modelá-las em 2D de forma a acomodar o tempo de trânsito de todas as seções simultaneamente. A preparação de sismogramas das ondas P do tiro 1 e S de todos os tiros se deu a partir de dados com correção estática aplicada por Melo (2006).

Os sismogramas compostos foram montados com o programa *SAC* (*Seismic Analysis Code*), desenvolvido pelo *Lawrence Livermore National Laboratory* da Universidade da Califórnia, Estados Unidos. A utilização do *SAC* implica o estabelecimento de um conjunto de dados de entrada que determina as características de cada sismograma a ser gerado, tais como filtro, velocidade de redução (V_{red}), ganho do sinal e janelas de distância e de tempo. Nos sismogramas compostos P e S, utilizaram-se, respectivamente, os filtros de frequência passa-banda 1-15 Hz e 1-8 Hz.

A velocidade de redução é um parâmetro que serve para ampliar as seções sísmicas e marca uma referência de velocidade. O alinhamento das fases lidas na seção sísmica apresenta inclinação zero se a velocidade do meio é igual à de redução; positiva, se é inferior àquela, e negativa, se lhe é superior. Para as ondas S analisadas, a V_{red} calculada para cada tiro da linha sísmica se baseou nas V_p/V_s médias da crosta obtidas a partir da modelagem 1D de fases SmS apresentadas em Soares (2005) e Soares *et al.* (2006). Como na modelagem P (Soares 2005, Melo 2006) a velocidade de redução utilizada foi de 7,00 km/s para todos os tiros, a obtenção de V_{red} das ondas S de cada tiro se deu pela relação:

$$V_{red}^S = \frac{V_p}{V_s} \cdot V_{red}^P \quad (2.6)$$

onde V_{red}^P e V_{red}^S são as velocidades de redução das ondas P e S, respectivamente.

A determinação do ganho do sinal foi visual e objetivou ressaltar as fases de interesse em cada sismograma, sem permitir, no entanto, que a amplitude das ondas S fosse tão grande a ponto de ocorrer superposição de traços nos sismogramas compostos. Nas janelas de distância (IDW), o zero representa o ponto de tiro e os valores negativos e positivos estão, respectivamente, a oeste e leste deste. O cálculo das janelas de tempo se deu pela relação:

$$V_p / V_s \text{ média} = \frac{t_s}{t_p} \cdot \frac{F_y}{V_s \text{ média} (t_s)} \quad (2-7)$$

onde t_s é o valor máximo da janela de tempo do sismograma S. $F_y / V_s \text{ média}$ é o valor de V_p/V_s da crosta e t_p é o valor da janela de tempo das seções P. estabelecido em 8.00 s para o presente trabalho.

Realizado este procedimento, os alinhamentos de fases S tendem a ser análogos àqueles observados nas seções sísmicas P. As ondas S são fases secundárias, cuja energia é registrada preferencialmente nos componentes horizontais de um registro sísmico triaxial. São determinadas com precisão ao se considerar o movimento de partícula sob a estação, que se torna elíptico quando da chegada das ondas S (Assumpção & Bamfort 1978). No caso de sismogramas de registro vertical, como é o caso dos dados utilizados nesta pesquisa, o reconhecimento de alinhamentos de fases S é mais incerto.

A tabela 2.1 mostra a V_p/V_s média da crosta, a velocidade de redução, o ganho do sinal e as janelas de distância e de tempo usados nos sismogramas compostos S. Para o sismograma composto P do tiro 1, utilizaram-se como parâmetros $V_{red}=7.00$ km/s; $Size=0.13$; $DW= - 40,0$ km a 290.0 km e $TW=8,00$ s. Neste sismograma. as fases correspondentes à reflexão da quinta camada foram reanalisadas com base na profundidade de sua interface inferior estabelecida por função do receptor e obteve-se nova distribuição de velocidades V_p .

A partir das fases sísmicas identificadas, foi realizada a modelagem direta 2D do tempo de trânsito das ondas S. variando a distribuição de velocidades e mantendo o modelo crustal obtido com a análise das fases P. Curvas tempo-distância sintéticas calculadas com o **SEIS88** são superpostas aos tempos lidos nos sismogramas. De forma iterativa, são realizadas mudanças na distribuição de velocidades S. até que as curvas teóricas se ajustem às fases de referência. A modelagem S permitiu obter a distribuição de velocidades V_s das camadas crustais 2, 3, 4 e 5 e do manto superior sob a linha de Porangatu.

O pacote de programas **SEIS88** (Cerveny *et al.* 1977) utiliza o método do raio e interpola a malha de velocidades por meio de *spline* cúbico. O programa acomoda interfaces curvas, estruturas em bloco simulando falhamentos, corpos isolados (lentes) e camadas inferiores que terminam nas superiores. Computa variações laterais e verticais de velocidade nas camadas, o que permite analisar meios heterogêneos complexos. Além do tempo de trânsito, permite calcular amplitude, deslocamento de fases e movimento de partículas. Também trabalha com diferentes tipos de fonte.

Tabela 2.1 - V_p/V_s média, velocidade de redução, ganho do sinal e janelas de distância e de tempo utilizados nos sismogramas compostos de cada tiro da linha de refração sísmica profunda de Porangatu.

[Vred = velocidade de redução; Size = ganho do sinal; DW = janela de distância; TW = janela de tempo.]

Tiro	V_p/V_s média ¹	Vred (km/s)	Size	DW (km)	TW (s)
1	1,74	4,02	0.13	-40,0 a 290,0	0 a 13,92
2	1,71	4,09	0.13	-99.7 a 230,3	0 a 13,68
3	1,71	4,09	0,13	-138,6 a 191.4	0 a 13.68
4	1,74	4,02	0,12	-190.8 a 139.2	0 a 13.90
5	1,71	4,09	0,13	-223.9 a 106,1	0 a 13,68
6	1,70	4.12	0.13	-259.6 a 70.4	0 a 13,60
7	1,70	4,12	0.14	-308.7 a 21.3	0 a 13.60

1 - Extraída de Soares (2005) e Soares *et al.* (2006).

2.2.2 BANCO DE DADOS

O tratamento dos dados de refração sísmica profunda provenientes da linha de Porangatu resultou nos sismogramas compostos P e S apresentados, respectivamente, nas figuras 2.2 e 2.3.

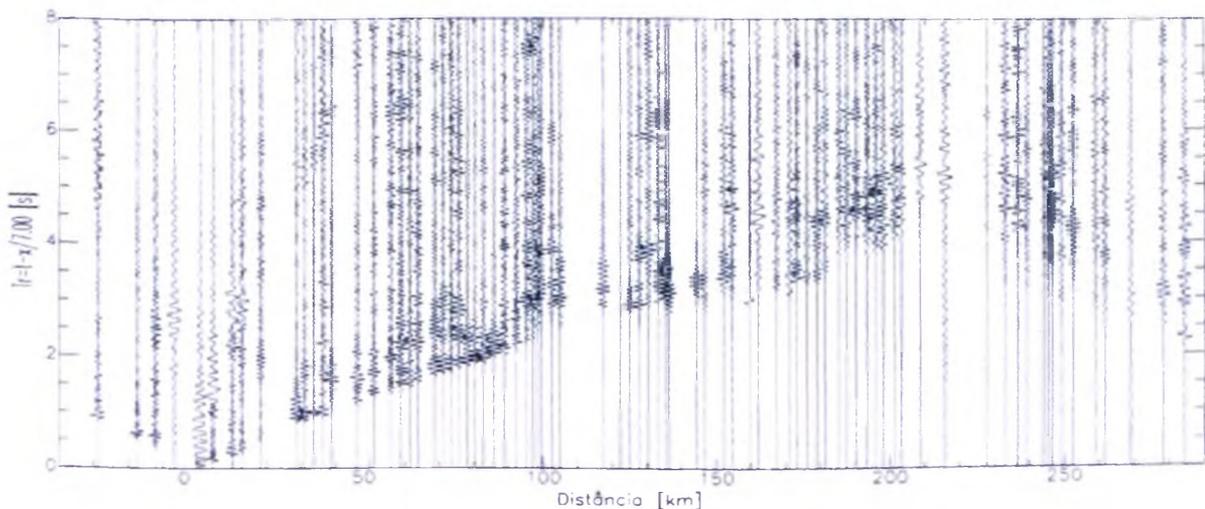


Figura 2.2 - Sismograma da onda P do tiro 1 da linha de refração sísmica profunda de Porangatu filtrado na banda passante de 1-15 Hz.

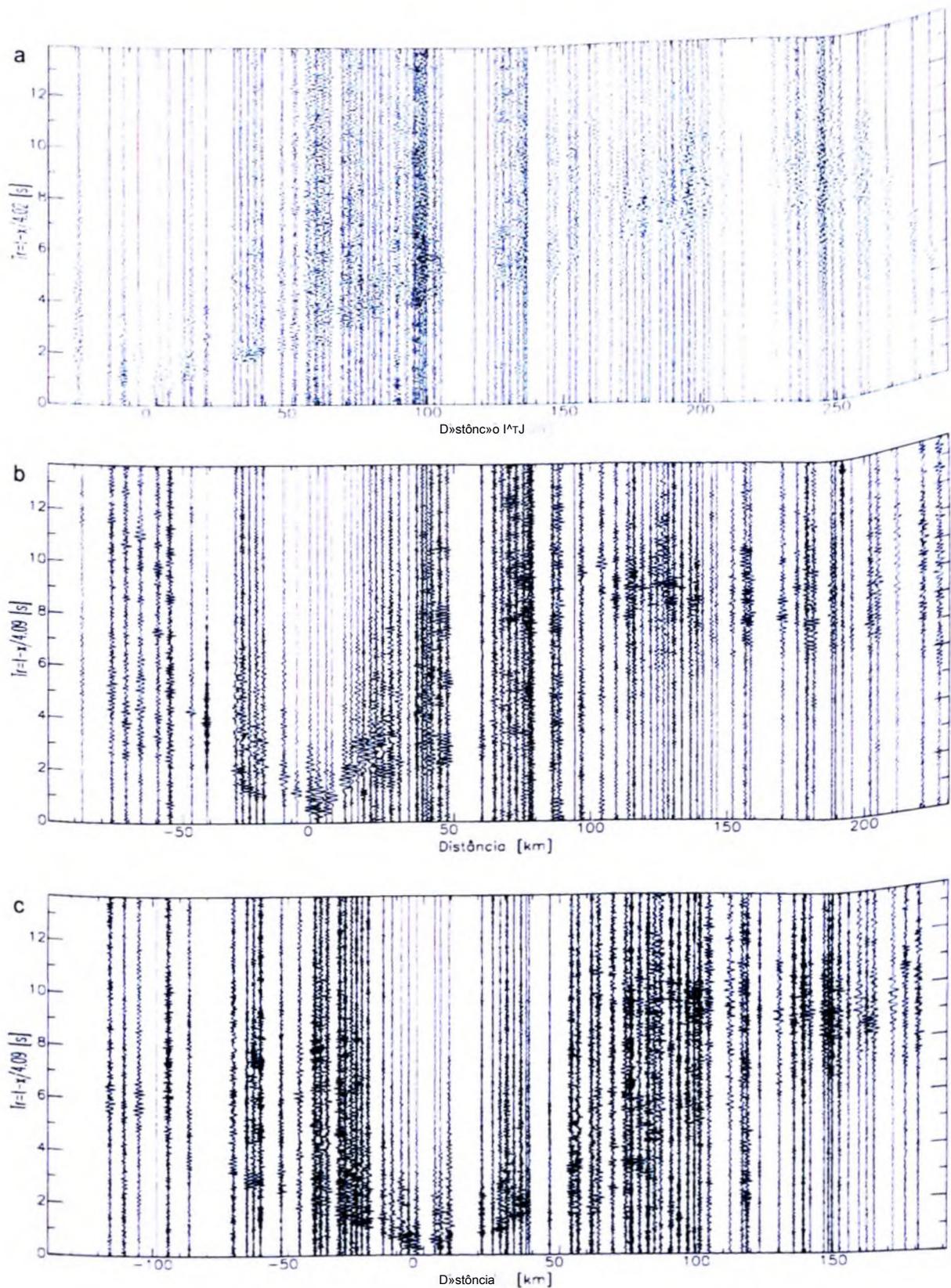


Figura 2.3 - Sismogramas das ondas S dos tiros da linha de refração sísmica profunda de Porangatu filtrados na banda passante de 1-8 Hz. As seções correspondem aos tiros 1 (a); 2 (b); 3 (c); 4 (d); 5 (e); 6 (f) e 7 (g).

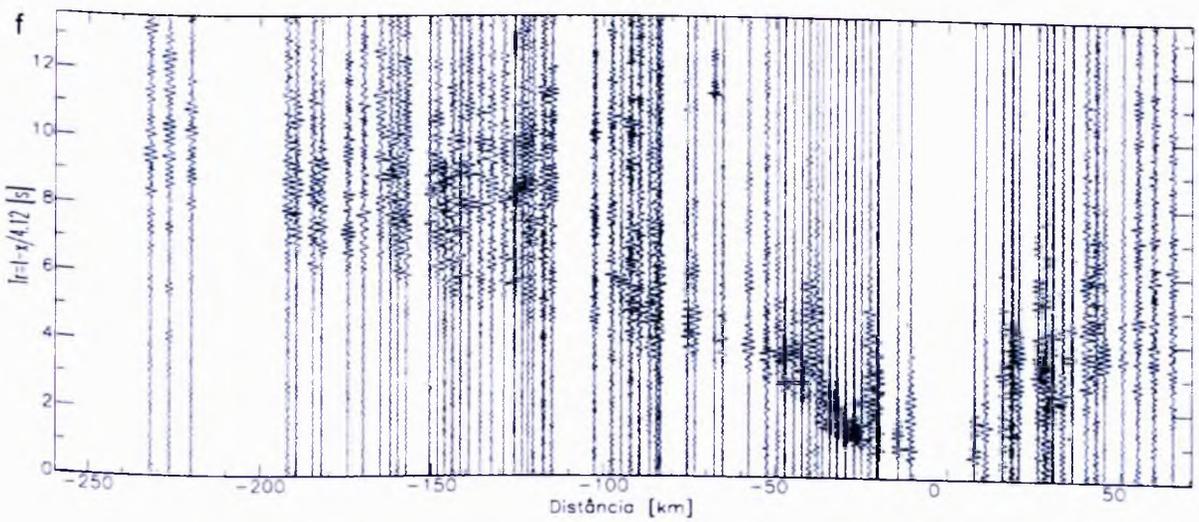
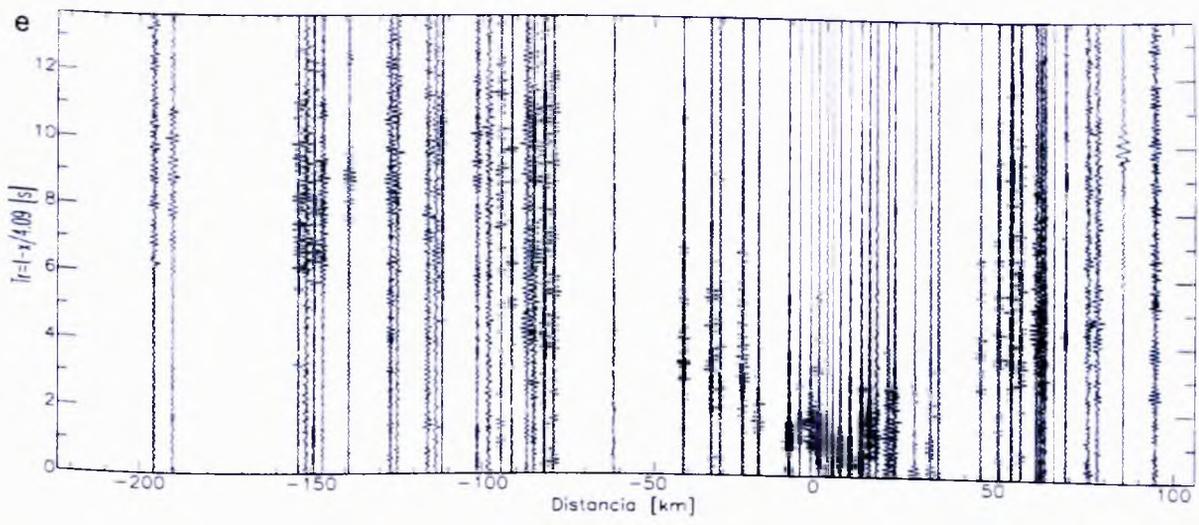
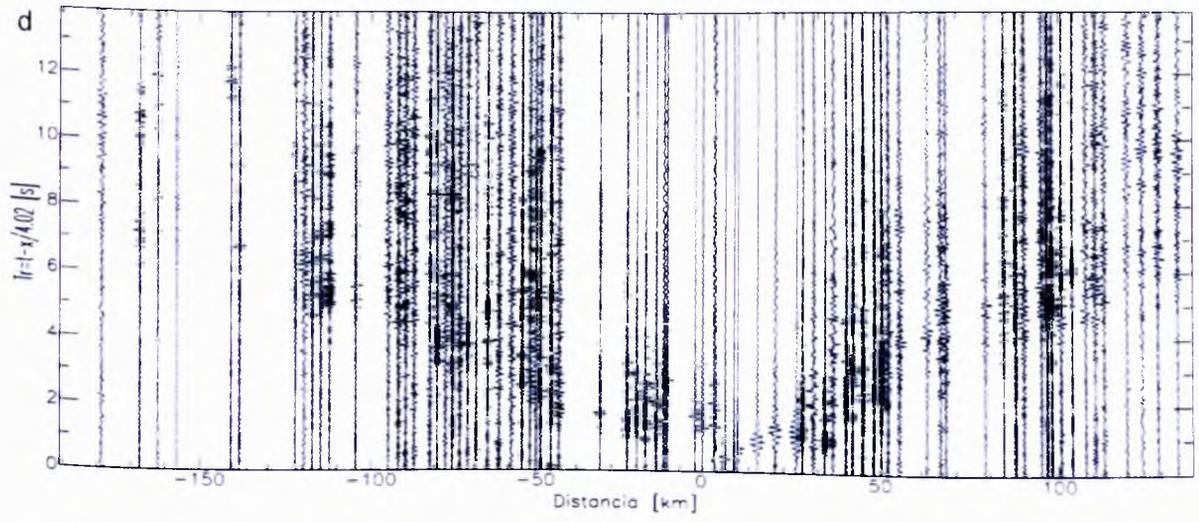


Figura 2.3 - Continuação.

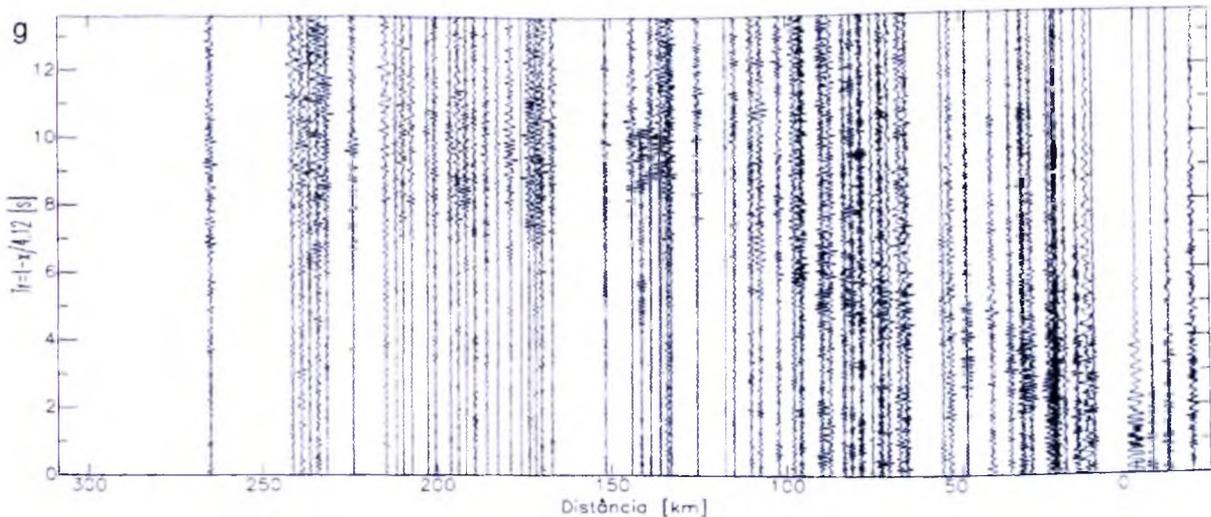


Figura 2.3 - Continuação.

2.3 Método da gravimetria

Para um corpo esférico - homogêneo ou com massa distribuída em esferas concêntricas - que não rotacione, a aceleração da gravidade na superfície é constante. Na Terra, contudo, devido ao movimento de rotação, à topografia e a variações laterais internas de densidade, os valores de gravidade medidos variam de acordo com o posicionamento do ponto de medida. A rotação, uma vez que provoca achatamento dos pólos e aumento do diâmetro equatorial, aproxima a forma do planeta a um esferóide oblato, cujo campo gravitacional teórico é considerado como de referência para o campo terrestre (Turcotte & Schubert 2002), e provoca variações do valor da gravidade em função da latitude. Além disso, feições topográficas e heterogeneidades na distribuição de densidades geram variações locais na superfície gravimétrica, denominadas anomalias gravimétricas.

O objeto de estudo da gravimetria são as perturbações locais do campo gravitacional terrestre geradas pela distribuição de densidades em subsuperfície (Luiz & Silva 1995). Em geral, as medidas gravimétricas são obtidas a partir da atração gravitacional de uma massa de prova por materiais em profundidade. Técnicas de processamento e modelagem de dados permitem correlacionar anomalias eventualmente identificadas à ocorrência de estruturas e materiais geológicos na região em análise. Em levantamentos gravimétricos utiliza-se a unidade de aceleração no sistema cgs. cm/s^2 , denominada Gal, e seus submúltiplos.

Corpos localizados na superfície terrestre são submetidos a dois tipos de aceleração: a de atração (\mathbf{a}) e a centrífuga (\mathbf{a}_c). A resultante da interação entre \mathbf{u} e \mathbf{a}_c é denominada aceleração da gravidade (g) (Luiz & Silva 1995):

$$g = G \int_V \frac{dM}{r^2} - \omega^2 r \cos \Phi, \quad (2.8)$$

onde G é a constante de gravitação; dM a fonte de massa; r , a distância de dM ao ponto de medição do campo gravitacional; ω , a velocidade angular de rotação e Φ , a latitude na qual o corpo se encontra.

A gravidade varia com a latitude e com a topografia. A variação (*drift*) instrumental também altera os valores medidos, bem como atrações exercidas periodicamente pelos corpos celestes, principalmente Sol e Lua. A aplicação das correções de maré, de *drift* instrumental e de elevação (ar-livre), Bouguer e topográfica remove estes efeitos, o que permite comparar levantamentos gravimétricos realizados em diferentes regiões. As anomalias gravimétricas remanescentes após a aplicação das correções são devidas à distribuição irregular de densidades em subsuperfície.

A identificação de anomalias de densidade se dá por meio da comparação entre os valores da gravidade corrigidos e o campo gravitacional normal de referência. Campo gravitacional normal é aquele calculado para uma superfície equipotencial escolhida como aproximação do geóide (Luiz & Silva 1995). Ao subtrair do valor de gravidade medido e corrigido o valor da gravidade normal, obtém-se a denominada anomalia Bouguer, a qual pode ser representada em mapa de contorno isogálico.

Embora todos os materiais na Terra influenciem o valor da gravidade, apenas 0.3% do valor de g é dado por contribuição da crosta terrestre (Luiz & Silva 1995). Em geral, rochas máficas e ultramáficas apresentam densidade superior a $2,90 \text{ g/cm}^3$ e rochas fêlsicas, densidade menor, embora ocorra grande superposição de valores entre os tipos rochosos. Enquanto heterogeneidades locais, pequenas e superficiais de densidade produzem efeitos de alta frequência na gravidade medida, anomalias de densidade mais profundas e de maiores dimensões associam-se a frequências mais baixas, denominadas 'regional'.

Valores de gravidade medidos correspondem ao somatório dos efeitos de diversas fontes em subsuperfície. Como distribuições distintas de densidade geram as mesmas anomalias gravimétricas, o método gravimétrico é ambíguo (Turcotte & Schubert 2002). No entanto, a ambigüidade é minimizada com a incorporação de informações geológicas e geofísicas adicionais durante as análises gravimétricas.

Os dados gravimétricos utilizados no presente trabalho são provenientes de levantamentos do IBGE, IAG/USP, SIS/UnB e LabLitos/UnB, executados em diferentes épocas e com diferentes graus de precisão. As medidas gravimétricas foram realizadas ao

longo das principais estradas regionais e, em particular, da estrada também usada como base para o levantamento de refração sísmica profunda da linha de Porangatu. Assim, parte dos dados gravimétricos foi coletada em pontos aproximadamente coincidentes àqueles das estações sísmicas de registro da linha de Porangatu.

2.3.1 TRATAMENTO DE DADOS

O pré-processamento (correções de maré, *drift* instrumental, ar-livre e Bouguer) adotado para os dados de gravimetria foi realizado pelas instituições que os coletaram. No presente trabalho, o tratamento dos dados consistiu em gerar mapa isogálico de anomalia Bouguer para, a partir deste, definir perfil gravimétrico a ser modelado de modo a fornecer proposta de distribuição de densidades sob a linha de Porangatu. Com base em 1.290 medidas de anomalia Bouguer irregularmente distribuídas na região da linha de Porangatu, o mapa isogálico foi gerado com o interpolador curvatura mínima e célula de 0.05° (figura 2.4).

O posicionamento do perfil gravimétrico a ser modelado foi definido a partir do mapa de anomalia Bouguer. Teoricamente, o melhor perfil seria obtido com a utilização de pontos de amostragem coincidentes com a localização das estações sísmicas de registro. Como a estrada utilizada para os levantamentos sísmico e gravimétrico foi a mesma, optou-se por definir os pontos de amostragem utilizados no perfil gravimétrico com as mesmas coordenadas geográficas das estações sísmicas de registro (figura 2.5).

A modelagem direta 2D de distribuição de densidades da litosfera sob a linha de Porangatu foi realizada com o programa GM-SYS da GeosoftTM, o qual utiliza como base para o cálculo da resposta gravimétrica o método proposto por Talwani *et al.* (1959). Para guiar a modelagem, foram incorporadas informações geológicas e geofísicas obtidas em levantamentos independentes realizados na região estudada. O modelo crustal baseou-se na arquitetura da crosta obtida por refração sísmica profunda e função do receptor (figura 1.2). Para a estimativa da distribuição inicial de densidades utilizaram-se densidades compatíveis com os litotipos aflorantes, e o modelo de conversão de velocidade das ondas P proposto por Christensen & Mooney (1995).

2.3.2 BANCO DE DADOS

O tratamento de dados de gravimetria da linha de Porangatu resultou no mapa de anomalia Bouguer e no perfil gravimétrico apresentados, respectivamente, nas figuras 2.4 e 2.5.

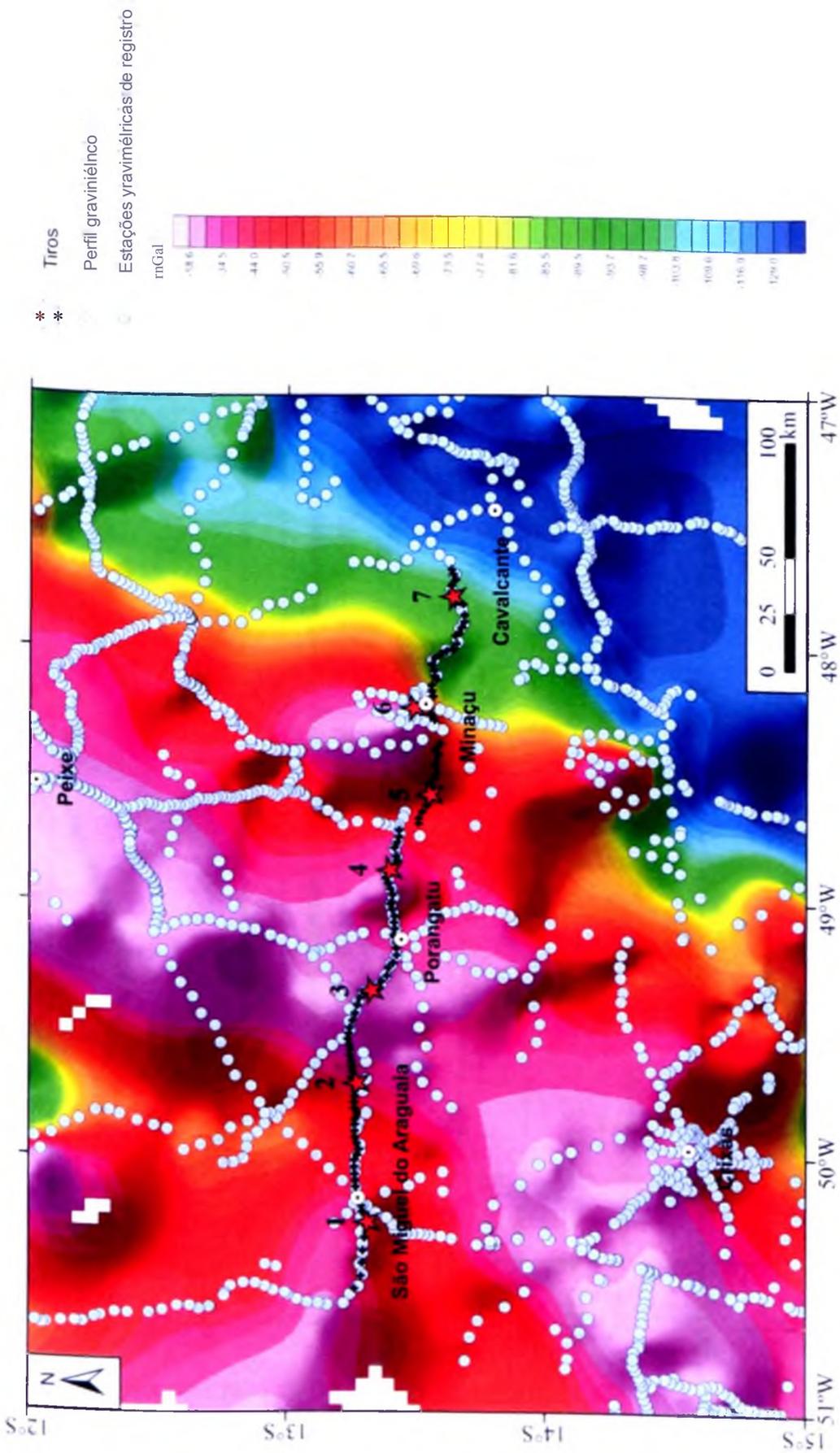


Figura 2.4 - Mapa de anomalia Bouguer da região de refração sísmica profunda de Porangatu, com a localização das estações gravimétricas de registro e o posicionamento dos pontos de amostragem do perfil gravimétrico.

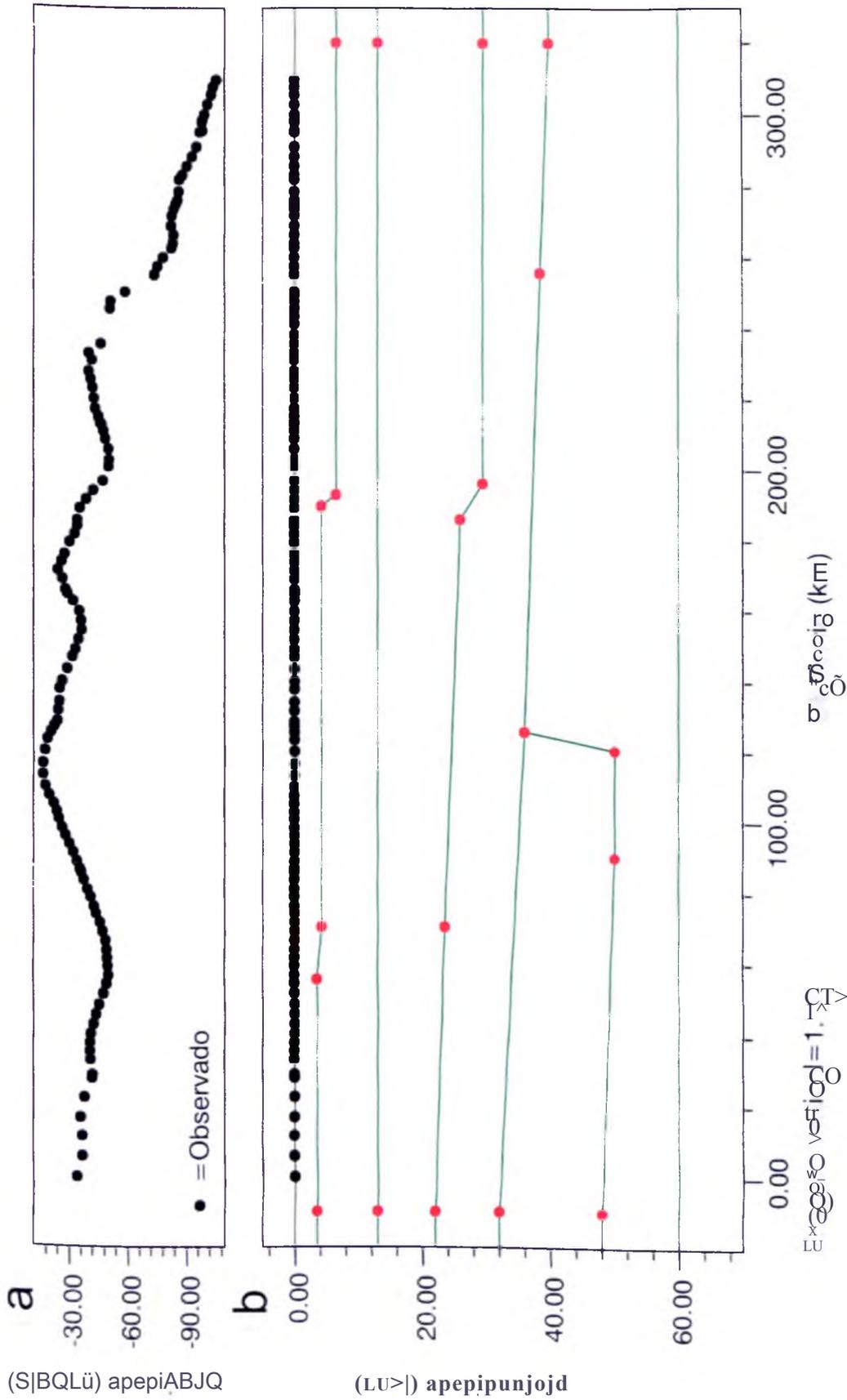


Figura 2.5 - (a) Perfil gravimétrico de anomalia Bouguer obtido a partir dos pontos de amostragem plotados na figura 2.4. (b) Pontos de amostragem do perfil gravimétrico superpostos ao modelo crustal obtido pela análise dos sismogramas P da linha de refração sísmica profunda de Porangatu.

PARÂMETROS ELÁSTICOS

3.1 Apresentação

Quando é aplicada tensão a um corpo, a deformação resultante é definida como a mudança relativa em sua forma e/ou volume em relação às condições iniciais do corpo (Kulháněk 1993). Materiais elásticos recuperam a forma e o volume originais após a remoção da força deformadora externa, ou seja, não apresentam deformação permanente. Quase todos os sólidos submetidos a forças que não tenham magnitude elevada se comportam elasticamente, inclusive rochas em condições de temperatura e pressão relativamente baixas (Turcotte & Schubert 2002).

Segundo a relação entre tensão e deformação sob compressão uniaxial, conhecida como Lei de Hooke, as deformações são linearmente proporcionais às tensões aplicadas, desde que a tensão não exceda o limite de elasticidade. Sólidos linearmente elásticos apresentam comportamento hookiano (Turcotte & Schubert 2002).

Os parâmetros elásticos de rochas dependem da orientação e da frequência dos cristais que as constituem (Anderson 1989). Embora cristais individuais e algumas rochas metamórficas com foliação não possam ser tratados como isotrópicos, volumes rochosos compostos por muitos cristais aleatoriamente orientados se aproximam das condições de isotropia, tomando a aproximação isotrópica satisfatória para a crosta e o manto terrestres (Kulháněk 1993, Turcotte & Schubert 2002). No caso de isotropia perfeita, há somente dois parâmetros elásticos independentes, denominados constantes elásticas de Lamé λ , e μ . Enquanto a constante de Lamé λ não apresenta significado físico conhecido, μ , denominada módulo de rigidez ou de cisalhamento, mede a resistência de um corpo à deformação cisalhante.

O comportamento elástico dos materiais é caracterizado pela especificação dos parâmetros razão de Poisson (ν), módulo de bulk (K) e módulo de Young (E), os quais podem ser obtidos a partir de distribuição de velocidades sísmicas e de densidades. Relações matemáticas permitem obter o módulo de Rigidez (μ) e constante de Lamé λ a partir de ν , K e E . As grandezas K , E , μ e λ são todas positivas, têm como unidade o N/m^2 ($1 N/m^2 = 1 Pa$) e

em geral apresentam valores entre 20 GPa e 120 GPa em rochas (Kulhánek 1993). A razão de Poisson é um adimensional.

3.2 Razão de Poisson (a)

Para um cilindro homogêneo, de comprimento l e corte transversal de área S , que tenha uma extremidade fixa, a aplicação na extremidade livre de uma força tracional F paralela ao eixo do cilindro ocasiona uma contração Δd (ou seja, $d - d_0$) no diâmetro do cilindro (figura 3.1). A razão de Poisson é dada por (Kulhánek 1993):

$$\sigma = \frac{\text{contração radial } \Delta d}{\text{alongação axial } \Delta l} = \frac{\Delta d}{d} \cdot \frac{d}{\Delta l} \quad (3-1)$$

onde d e d_0 são o diâmetro do cilindro, respectivamente, antes e após a deformação e $\Delta d < d$.

A razão V_p/V_s obtida por métodos sísmicos permite calcular a razão de Poisson sem ambigüidades. É possível obter-se o de seções crustais por meio da seguinte equação (Christensen 1996):

$$\sigma_{cr} = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{(V_p/V_s)^2 - 1} \right] \quad (3.2)$$

onde V_p e V_s são as velocidades das ondas sísmicas P e S, respectivamente, σ_{cr} é a razão de Poisson.

A razão de Poisson é particularmente sensível ao conteúdo de sílica e à pressão de poro das rochas (Domenico 1984, Fountain & Christensen 1989, Christensen 1996). É utilizado na determinação de descontinuidades laterais da crosta, bem como na inferência sobre composição crustal, principalmente das crostas média e inferior, uma vez que estas tendem a apresentar fraturas fechadas e menor conteúdo de fluidos que a crosta superior. O uso da razão de Poisson é comum no estudo da composição crustal (Zandt & Ammon 1995, Fountain & Christensen 1989) e menos freqüente em mapeamento geológico (Musacchio *et al.* 1997, Soares *et al.* 2006).

A razão de Poisson varia entre -1,00 e 0,50 (Kulhánek 1993). Cisalhamento implica $\sigma_{cr} = 0$ (Domenico 1984), enquanto que materiais sem rigidez, tais como líquidos perfeitos, e sólidos incompressíveis ideais apresentam $\sigma_{cr} = 0,50$ (Christensen 1996). Valores negativos de σ_{cr} são obtidos em produtos sintéticos e implicam contração em todas as direções do material submetido a compressão uniaxial (Christensen 1996).

Em meios rochosos a média de ν é 0,25, mas, dependendo da rigidez do material, pode variar de 0,05 em rochas duras a 0,45 em rochas moles, pouco consolidadas (Sheriff e Geldart 1982). Os valores médios de ν variam de 0,20 a 0,35, de modo que rochas com ν menor que 0,26 e V_p menor que 6.8 km/s são consideradas félsicas e aquelas com valores de ν acima de 0,28 e V_p maior que 7.0 km/s são máficas (Zandt & Ammon 1995; Musacchio *et al* 1997). Composição, anisotropia e pressão de poro determinam o ν das rochas.

Quando submetidas a pressões que eliminam sua porosidade, a razão de Poisson das rochas relaciona-se à porcentagem em volume de seus minerais constituintes e à razão de Poisson destes (Christensen 1996). Como quartzo apresenta o ν em torno de 0,08, rochas com alto teor deste mineral tendem a ter razão de Poisson baixa. Por outro lado, o incremento do conteúdo de anortita nos grãos de plagioclásio e a substituição de Mg por Fe em grãos de olivina (forsterita \rightarrow fayalita) e piroxênio (enstatita \rightarrow ortoferrossilita) implicam aumento do valor de ν (Christensen 1996). Embora a maioria dos autores considere que ν aumenta com o incremento do teor de minerais máficos, Christensen (1996) defende que não existe correlação simples entre a razão de Poisson e a composição máfica ou félsica das rochas.

A pressão de poro diminui tanto V_p quanto V_s , embora o maior efeito seja na V_s . Como a velocidade das ondas cisalhantes diminui de forma mais acentuada que a das compressionais na presença de fluido, pressão de poro elevada implica altos valores de razão de Poisson. A pressão de poro influencia muito o estudo da crosta superior (Domenico 1984), pois suas camadas mais superficiais apresentam abundância de poros, microfissuras e fraturas caracterizados por pressão de poro elevada. Para a crosta inferior, no entanto, devido às pressões confinantes, o efeito da pressão de poro é diminuído e ν tende a representar variações composicionais das rochas.

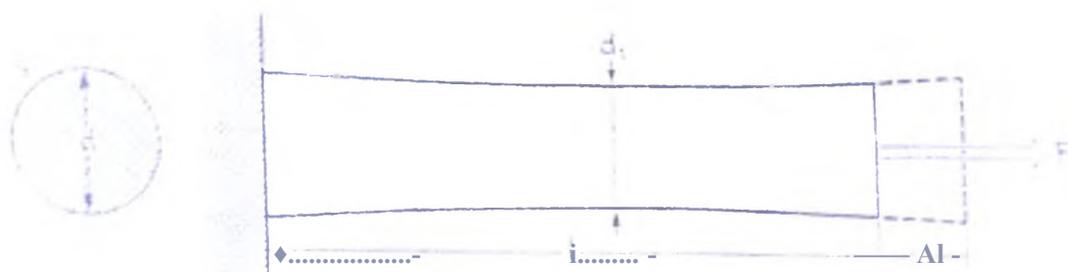


Figura 3.1 - Cilindro submetido a extensão longitudinal e contração lateral por aplicação da força F . Extraído de Kulháněk (1993).

3.3 Módulo de bulk ou de volume (κ)

Em termos físicos, o módulo de bulk quantifica a incompressibilidade dos materiais (Sheriff & Geldart 1982). Quando esforços externos são aplicadas perpendicularmente e de modo uniforme a todas as faces de um corpo homogêneo, o volume do corpo se altera, mas sua forma não (figura 3.2).

O módulo de bulk mede a elasticidade volumétrica do corpo (complacência), ou seja, a força por unidade de área necessária para comprimi-lo, e é dado por (Kulhánek 1993):

$$\kappa = \frac{\text{tensão volumétrica } AP}{\text{deformação volumétrica } \Delta V / V} = \frac{F/A}{\Delta V / V} \quad (3.3)$$

onde F é a força normal, A a área da face onde F é aplicada. ΔV é a variação em volume do corpo devido à deformação e V , seu volume original.

Também pode ser calculado a partir de:

$$K = \rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right), \quad (3.4)$$

onde ρ é a densidade e V_p e V_s são as velocidades das ondas sísmicas P e S, respectivamente.

Como AP positivo implica ΔV negativo e vice-versa, o módulo de bulk é sempre positivo (Kulhánek 1993). Em condições normais, a ordem de grandeza de κ para gases é de 10^4 GPa e para líquidos, 1 GPa (Kulhánek 1993). Quanto mais incompressível é o material, maior é o módulo de bulk (Turcotte & Schubert 2002). Materiais em que $\kappa \rightarrow \infty$ e $\nu \rightarrow 0$ são ditos materiais rígidos ideais (Kulhánek 1993).

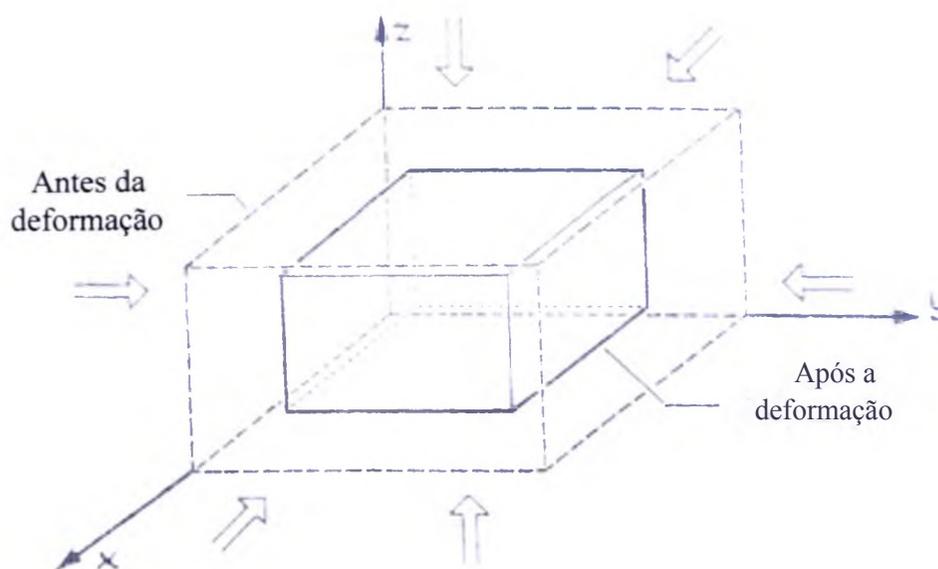


Figura 3.2- Sólido retangular submetido a deformação volumétrica por aplicação de pressão hidrostática. Extraído de Kulhánek (1993).

3.4 Módulo de Young (E)

O parâmetro elástico E relaciona-se à mudança de comprimento de um corpo quando este é submetido a tensão ou compressão (Duarte 1997). Para um cilindro homogêneo, de comprimento l e corte transversal de área S , que tenha uma extremidade fixa, a aplicação na extremidade livre de uma força tracional F paralela ao eixo do cilindro ocasiona um incremento de comprimento Δl (figura 3.3).

O módulo de Young, que mede a elasticidade ao longo do comprimento do cilindro, é dado por (Kulhánek 1993):

$$E = \frac{\text{tensão tracional}}{\text{elongação axial } \Delta l} = \frac{F/S}{\Delta l/l} \quad (3.5)$$

E pode também ser calculado por (Duarte 1997):

$$E = \rho \cdot V_p^2 \cdot \left(\frac{3\gamma - 2\nu}{rS - r'} \cdot \frac{1}{3} \right), \quad (3.6)$$

onde ρ é a densidade e V_p e V_s são as velocidades das ondas sísmicas P e S, respectivamente.



Figura 3.3 - Cilindro submetido a deformação axial por aplicação da força F . Extraído de Kulhánek (1993).

3.5 Módulo de Rigidez (f_j)

O parâmetro elástico (a , também denominado módulo de cisalhamento, mede a resistência do material à deformação cisalhante (Sheriff & Geldart 1982), ou seja, a força por unidade de área necessária para mudar a forma do corpo (Kulhánek 1993). Um corpo tridimensional submetido a forças tangenciais em uma de suas faces que tenha a face oposta mantida em posição fixa apresenta mudança de forma, mas não variação volumétrica (figura 3.4).

Neste caso, μ é dado por:

$$\mu = \frac{\text{tensão cisalhante } \tau}{\text{deformação cisalhante } \gamma} = \frac{F}{S} \frac{y}{h} \quad (3.7)$$


onde F é a força tangencial, S é a área da face de aplicação de F . y é a distância horizontal pela qual as faces cisalhadas se deslocam h é a altura do corpo.

O módulo de Rigidez também pode ser obtido por (Duarte 1997):

$$\mu = \frac{M}{p} \frac{V_s^2}{V_p^2} \quad (3.8)$$

onde p é a densidade e V_s , a velocidade da onda sísmica S.

Na maioria das rochas o módulo de rigidez varia de 10 GPa a 70 GPa, com ordem de grandeza variando de 1 GPa a 100 GPa (Kulhánek 1993). Como fluidos fluem ao serem cisalhados, μ apresenta valores muito pequenos para estes materiais (<1 GPa); o caso particular em que μ é zero em todos os pontos define o fluido perfeito (Kulhánek 1993).

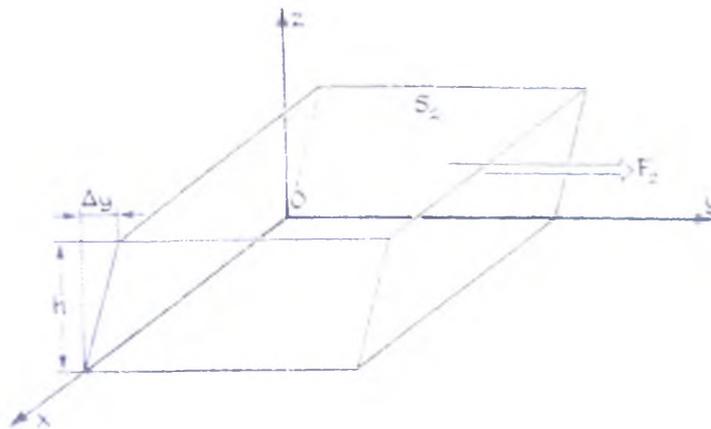


Figura 3.4 - Bloco retangular submetido a deformação cisalhante por aplicação em sua face superior da força tangencial F . Extraído de Kulhánek (1993).

3.6 Constante de Lamé X

Sem significado físico conhecido, a constante de Lamé X pode ser obtida através de (Duarte 1997):

$$X = \rho (V_p^2 - 2V_s^2) \quad (3.9)$$

onde ρ é a densidade e V_p e V_s são as velocidades das ondas sísmicas P e S, respectivamente.

CARACTERÍSTICAS SÍSMICAS DA CROSTA CONTINENTAL

4.1 Apresentação

A Terra, assim como os demais planetas sólidos do sistema solar, apresenta uma camada externa com características diferentes das de sua porção interna. Essa camada é formada por processo global de diferenciação, no qual a matéria parental separa-se de outra menos densa, que se acumula no topo (Meissner 1986). A este resíduo dá-se o nome de crosta, cujas características composicionais dependem da densidade, do ponto de fusão e das características geoquímicas do material envolvido na diferenciação.

A crosta da Terra subdivide-se em porções continentais e oceânicas. Apresenta densidade inferior a $3,1 \text{ g/cm}^3$, velocidade de ondas compressoriais (V_p) inferior a $7,6 \text{ km/s}$ e de ondas cisalhantes (V_s) menor que $4,4 \text{ km/s}$ (Meissner 1986). Na crosta continental predominam rochas sedimentares, granitos, granodioritos, gabros, gnaisses, anfibolitos e granulitos (Meissner 1986). Magmatitos basálticos ou ácidos também estão presentes. A crosta oceânica é essencialmente basáltica e menos espessa que a continental. Em termos de idades, a crosta continental apresenta terrenos de até $4,0 \text{ Ga}$, enquanto a crosta oceânica não ultrapassa 200 Ma (Kearey & Vine 1996).

A compreensão dos processos envolvidos na formação e evolução da crosta continental depende do conhecimento de sua estrutura atual e de suas características petrológicas. Análises composicionais de terrenos de alto grau metamórfico e de xenólitos, bem como investigações geofísicas em campo e em laboratório, têm contribuído para o conhecimento das porções crustais profundas (Holbrook *et al.* 1992, Christensen & Mooney 1995).

As características sísmicas da crosta (V_p , V_p/V_s , profundidade e geometria das descontinuidades) estão diretamente relacionadas ao ambiente tectônico estudado. A análise de resultados globais de dados de refração sísmica (figura 4.1) possibilitou estabelecer tendências de comportamento para a estrutura da crosta continental em termos de espessura e V_p médias dos ambientes geotectônicos escudo, plataforma, orógeno (arco de ilha, arco continental e antearco), bacia (cratônica e de antearco), província ígnea de grande extensão e

crosta estirada (figura 4.2). O estudo da estrutura crustal atual e a história tectônica de cada região constituem a base para a definição destas províncias.

Como os levantamentos geofísicos não amostraram com a mesma frequência todos os ambientes geotectônicos, alguns autores estimam as proporções de cada província segundo sua área global e aplicam fatores de correção para ponderar as propriedades físicas médias da crosta (e.g. Holbrook *et al.* 1992, Christensen & Mooney 1995). Como exemplo, Christensen & Mooney (1995) estimaram em 69% a área de escudos e plataformas, 15% a de orógenos, 9% a de crosta estirada, 6% a de arcos magmáticos e 1% a de riíts.

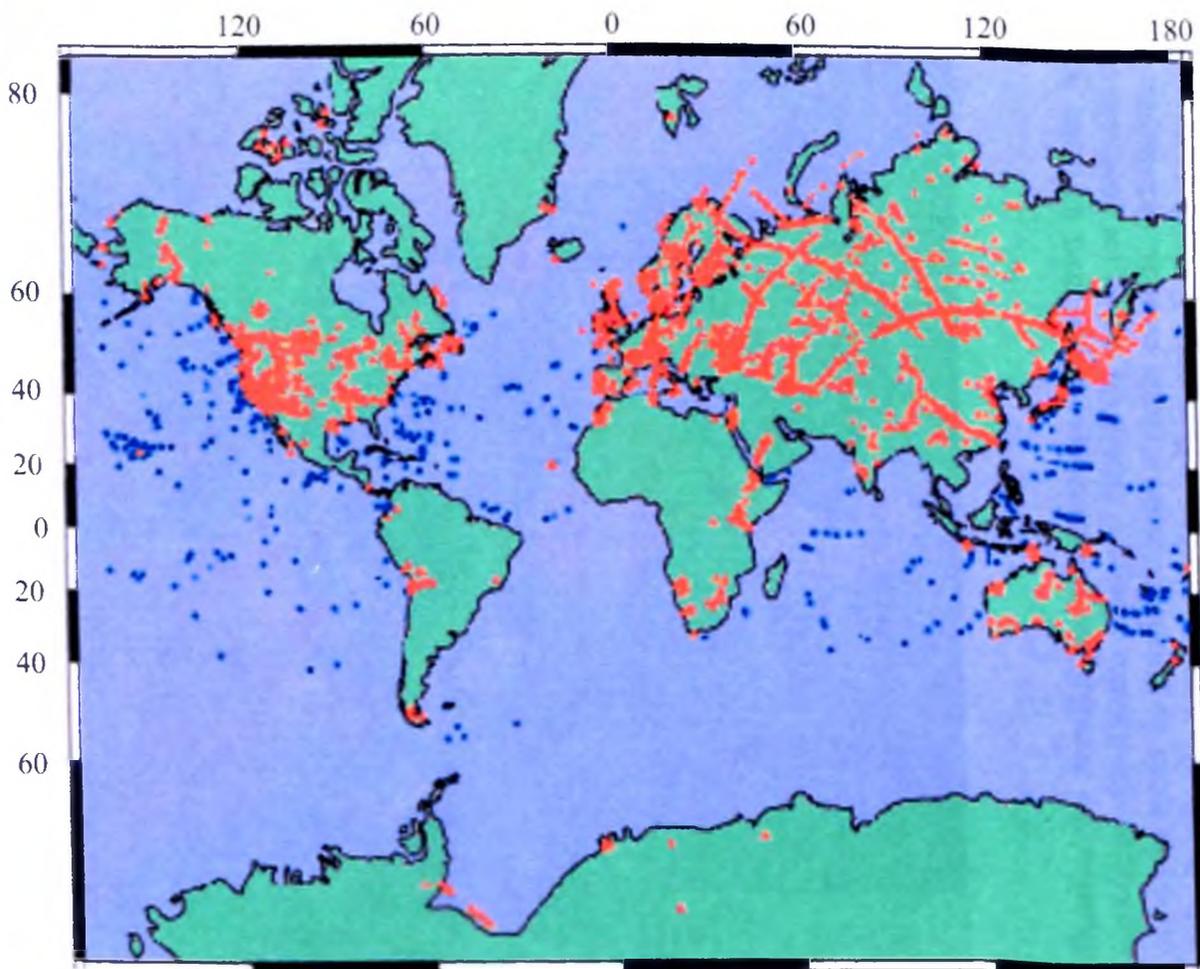


Figura 4.1 - Distribuição mundial de mais de 5.000 levantamentos de refração sísmica. Triângulos vermelhos correspondem à localização de dados continentais e pontos azuis, de oceânicos. Extraído de Bassin *et al.* (2000).

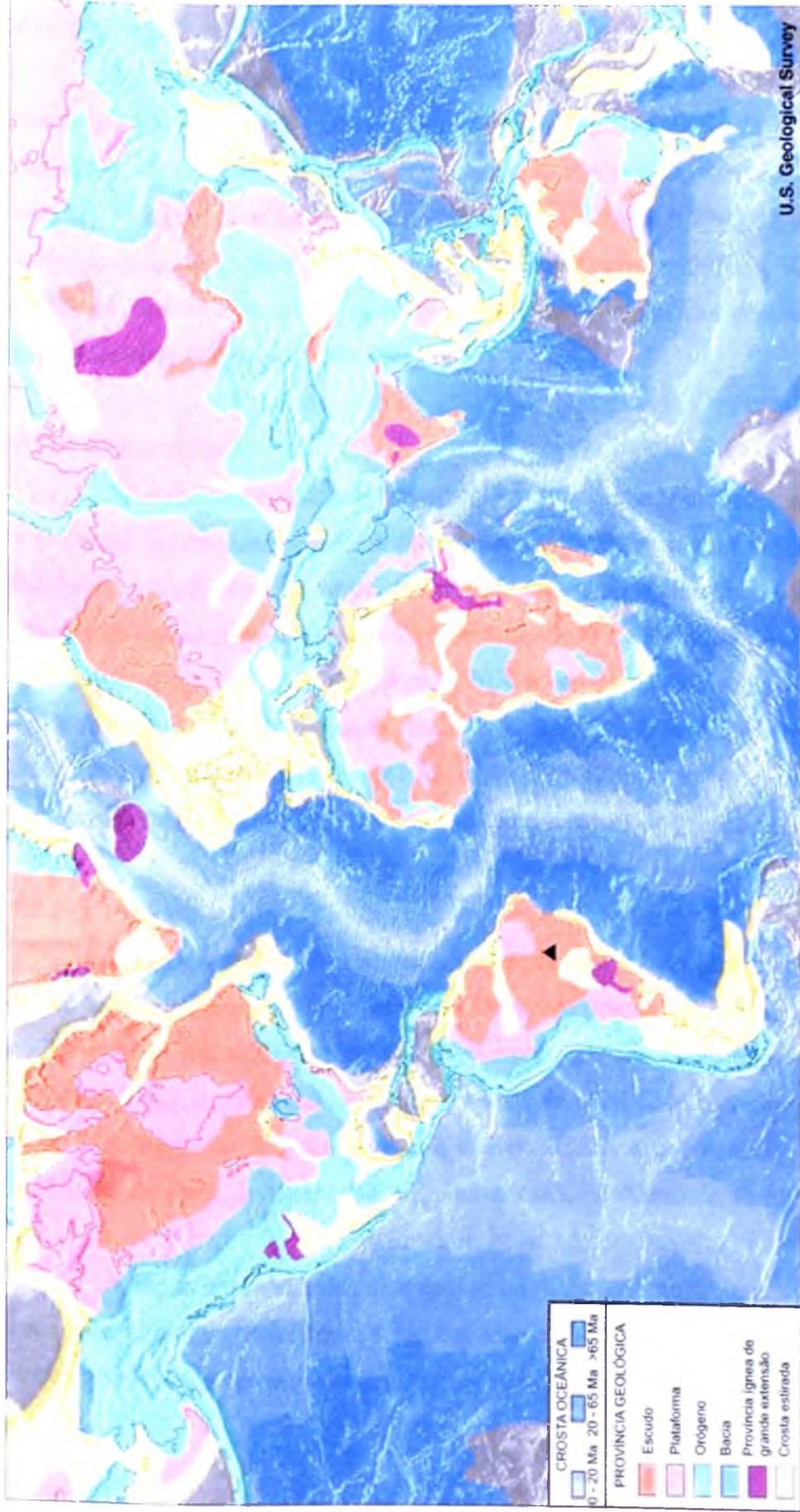


Figura 4.2 - Distribuição mundial das províncias geológicas com extensão igual ou superior a 150 quilômetros, segundo o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Os ambientes geotectônicos considerados são escudo, plataforma, orógeno, bacia, província ígnea de grande extensão e crosta estirada. O triângulo em destaque na América do Sul indica a localização da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Extraído de Bassin *et al.* (2000).

4.2 Características sísmicas de ambientes geotectônicos

4.2.1 ESCUDO

Escudos são grandes áreas de exposição de embasamento pré-cambriano, em geral com superfície suavemente convexa. Apresentam espessura média de 41.85 quilômetros, com moda entre 38 e 44 quilômetros (figura 4.3a), e V_p média entre 6.2 e 6.6 km/s (figura 4.4a). A razão de Poisson apresenta valores elevados, com média de 0.29 ± 0.02 , equivalente a 1.84 de V_p/V_s , e moda em 0.28, ou 1.81 de V_p/V_s (Zandt & Ammon 1995). A V_p em função da razão de Poisson dos escudos indica que a composição da crosta inferior destas regiões é compatível com granulitos (Holbrook *et al.* 1992).

4.2.2 PLATAFORMA

Ao redor dos escudos desenvolvem-se plataformas, porções dos continentes cobertas por estratos predominantemente sedimentares, horizontais ou com inclinação suave, na base dos quais, a profundidades variadas, ocorrem rochas do embasamento consolidadas durante eventos de deformação anteriores. Apresentam 41.44 quilômetros de espessura média, com moda entre 42 e 46 quilômetros (figura 4.3b), e moda da V_p média entre 6.3 e 6.6 km/s (figura 4.4b). A razão de Poisson apresenta maior diversidade de valores que nos escudos, com média de 0.27 ± 0.03 , correspondente a 1.78 de V_p/V_s (Zandt & Ammon 1995). Escudos e plataformas incluem-se na categoria de núcleos cratônicos de grande extensão.

4.2.3 ORÓGENO

Orógenos são regiões lineares ou arqueadas submetidas a dobramentos ou outra deformação durante um ciclo orogenético. Orógenos jovens apresentam crosta espessa (60-70 quilômetros) e velocidades crustais V_p menores que as de escudos e arcos (Mooney & Meissner 1991). As maiores espessuras crustais da atualidade encontram-se no Himalaia, na zona de colisão entre a placa Indiana e a Euroasiática, e nos Andes, orógeno resultante da subducção da placa de Nazca sob a Sul-americana, no centro da Cordilheira Andina (figura 4.5).

A espessura média dos orógenos é de 42.62 quilômetros, com picos de frequência entre 36 e 50 quilômetros (figura 4.3c), e moda da V_p média entre 6.4 e 6.6 km/s (figura 4.4c). A razão de Poisson apresenta maior diversidade de valores que nos escudos, sendo a média de

orógenos paleozóicos de 0,27, equivalente a 1,78 de V_p/V_s , e moda em 0,28, ou 1,81 de V_p/V_s (Zandt & Ammon 1995).

Arcos de ilha, arcos continentais e antearcos constituem subdivisões de orógenos. Arcos de ilha são cadeias de ilhas que se elevam próximas aos continentes a partir do assoalho oceânico (e.g. Japão, Kuril, Aleutas). Apresentam estrutura crustal altamente variável e são menos espessos que os arcos continentais (Mooney & Meissner 1991), que constituem regiões vulcânicas em porções de continentes situadas sobre placa em subducção (e.g. Andes). Antearco é a crosta existente na zona de subducção entre o arco vulcânico e a fossa, incluindo o prisma de acreção.

Arcos apresentam 33,52 quilômetros de espessura média, com picos em histograma correspondentes a espessuras bem inferiores àquelas típicas de orógenos (figura 4.3c). A moda da V_p média situa-se entre 6,2 e 6,4 km/s (figura 4.4d). A razão de Poisson média de orógenos mesozóicos e cenozóicos é de $0,25 \pm 0,04$, ou 1,73 de V_p/V_s , e moda em 0,24, ou 1,71 de V_p/V_s (Zandt & Ammon 1995). Arcos de ilha apresentam razão de Poisson entre 0,24 e 0,36, equivalente a V_p/V_s entre 1,71 e 2,14 (Zandt & Ammon 1995). Antearcos apresentam cerca de 28,70 quilômetros de espessura média (figura 4.3c), e moda da V_p média entre 6,0 e 6,2 km/s (figura 4.4e).

4.2.4 BACIA

Bacia é uma área da crosta terrestre com rebaixamento tectônico na qual ocorre acúmulo de sedimentos. Bacias intracratônicas desenvolvem-se sobre crátons e apresentam 43,68 quilômetros de espessura média, com moda em 40 quilômetros (figura 4.3d). As de antearco situam-se na borda de arco de ilha ou de faixa orogênica, apresentam depressão alongada e são muito mais delgadas que as intracratônicas.

4.2.5 PROVÍNCIA ÍGNEA DE GRANDE EXTENSÃO

Províncias ígneas de grande extensão resultam de vulcanismo de basaltos de platô. Apresentam 35,46 quilômetros de espessura média, com moda em 44 quilômetros (figura 4.3e). Este tipo de magmatismo ocorre associado a anomalias térmicas possivelmente causadas por plumas mantélicas. No Brasil, este ambiente geotectônico ocorre na Bacia do Paraná.

4.2.6 CROSTA ESTIRADA

Crosta estirada é aquela que foi adelgada em mais de 50%. **Rifts**, depressões continentais estreitas e alongadas limitadas por falhas normais, indicam ruptura de toda espessura da crosta devido a estiramento. Crostas estiradas apresentam 30.95 quilômetros de espessura média, com moda em 30 quilômetros (figura 4.3f). A moda da V_p média está entre 6,2 e 6,4 km/s (fig 2.4f). A V_p em função da razão de Poisson de zonas de rifteamento indica que a composição média da crosta inferior destes terrenos é compatível com a de anortositos, granulitos máficos e anfíbolitos (Holbrook *et al.* 1992).

No oeste europeu, em 1925 foi identificada a descontinuidade sísmica Conrad (Fountain & Christensen 1989), situada entre 10 e 12 quilômetros de profundidade e definida como o limite entre a crosta superior félsica e a inferior máfica. Estudos posteriores demonstraram que Conrad não é uma descontinuidade global, mas uma característica de crosta estirada.

4.2.7 SÍNTESE

A tabela 4.1 sintetiza as características sísmicas dos ambientes geotectônicos escudo, plataforma, orógeno, bacia, província ígnea de grande extensão e crosta estirada.

Tabela 4.1 - Características sísmicas dos ambientes geotectônicos escudo, plataforma, orógeno, bacia, província ígnea de grande extensão e crosta estirada.

Ambiente geotectônico	Características sísmicas				
	Hmédio (km)	Hmodal (km)	V_p média (km/s)	$\alpha = V_p/V_s^2$	$\hat{\alpha}$ modal* V_p/V_s modal ²
Escudo	41.85	40-42	6,2-6,8	0,29-1,84	0,28-1,81
Plataforma	41,44	42-44	6,4-6,6	0,27-1,78	-
Orógeno	42,62	36-50	6,4-6,6	0,27-1,78	0,28-1,81
Bacia	43,68	40	-	-	-
Prov. ígnea	35,46	44	-	-	-
Crost. estirada	30,15	30	6,0-6,6	---	---

1 - Compilado de Bassin *et al.* (2000).

2 - Compilado de Holbrook *et al.* (1992).

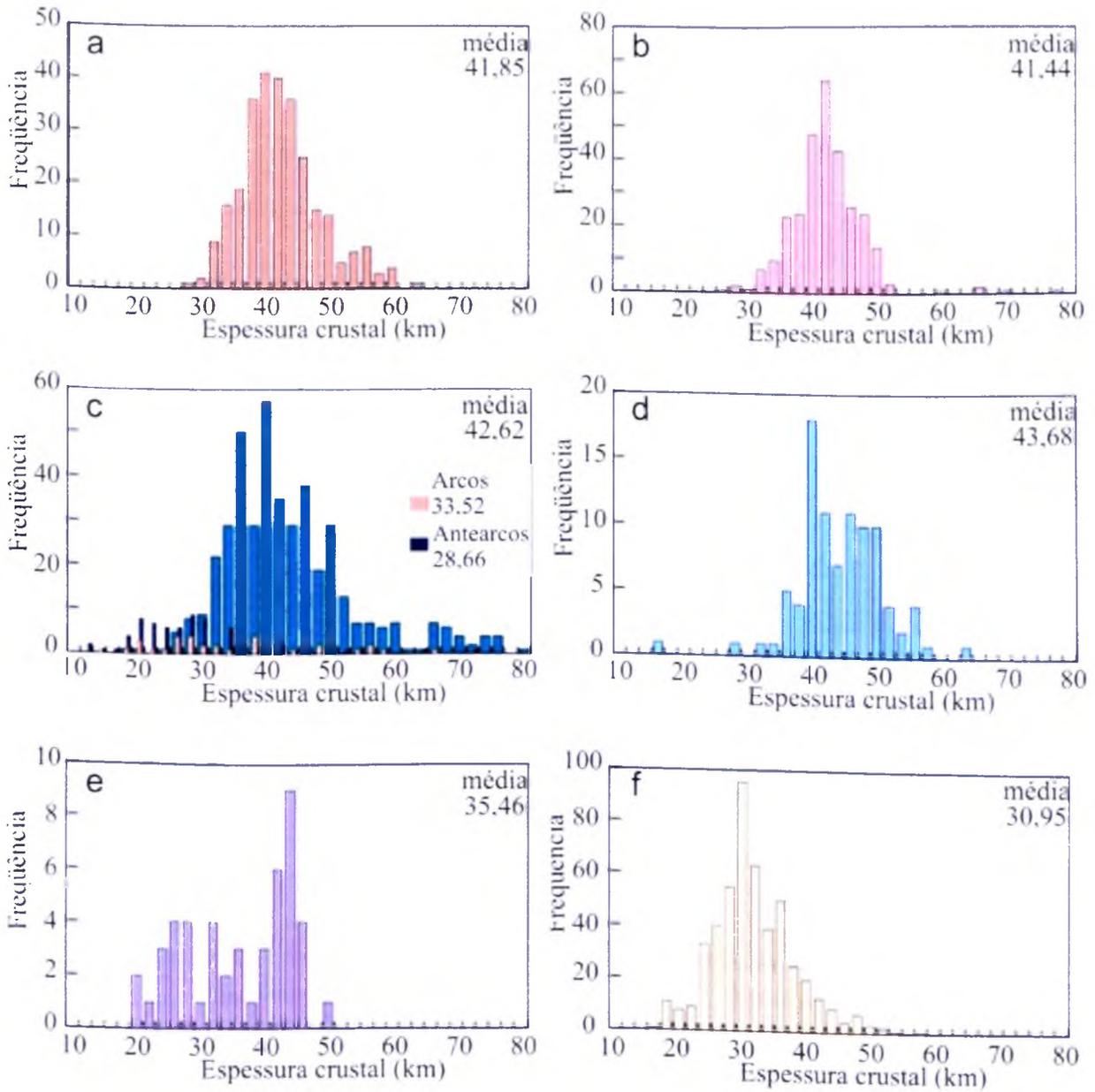


Figura 4.3 – Distribuição de espessura crustal de acordo com os ambientes geotectônicos (a) escudo, (b) plataforma, (c) orógeno, com detalhes de arco e antearco, (d) bacia, (e) província ígnea de grande extensão e (f) crosta estirada. A média indicada é referente à espessura (em quilômetros). Extraído de Bassin *et al.* (2000).

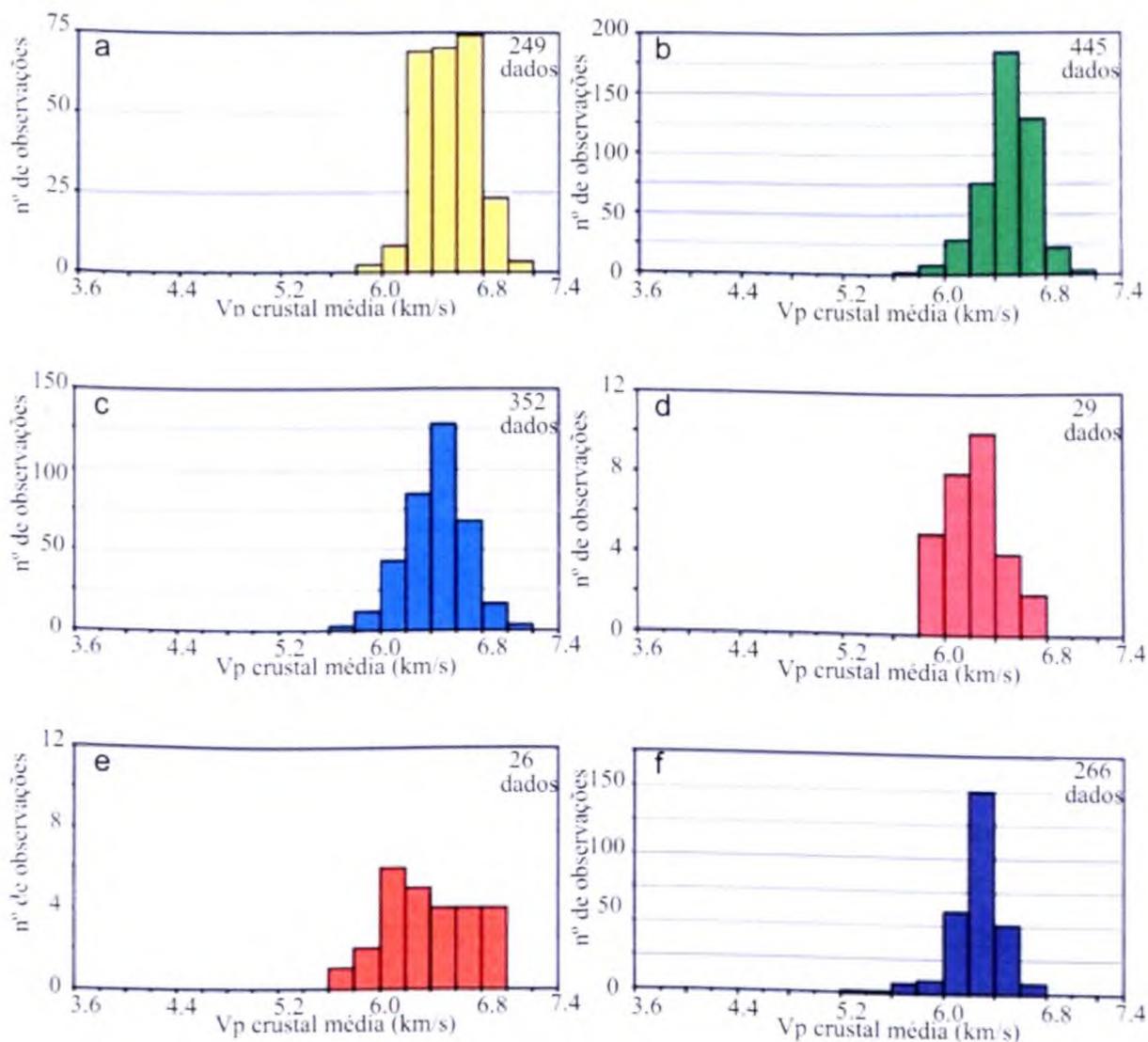


Figura 4.4 – Distribuição de V_p média crustal de acordo com os ambientes geotectônicos (a) escudo, (b) plataforma, (c) orógeno, com detalhes de (d) arco e (e) antearco e (f) crosta estirada. Os valores do eixo y estão plotados em número de observações, com a indicação de quantos dados foram avaliados para cada tipo de ambiente. Extraído de Bassin et al. (2000).

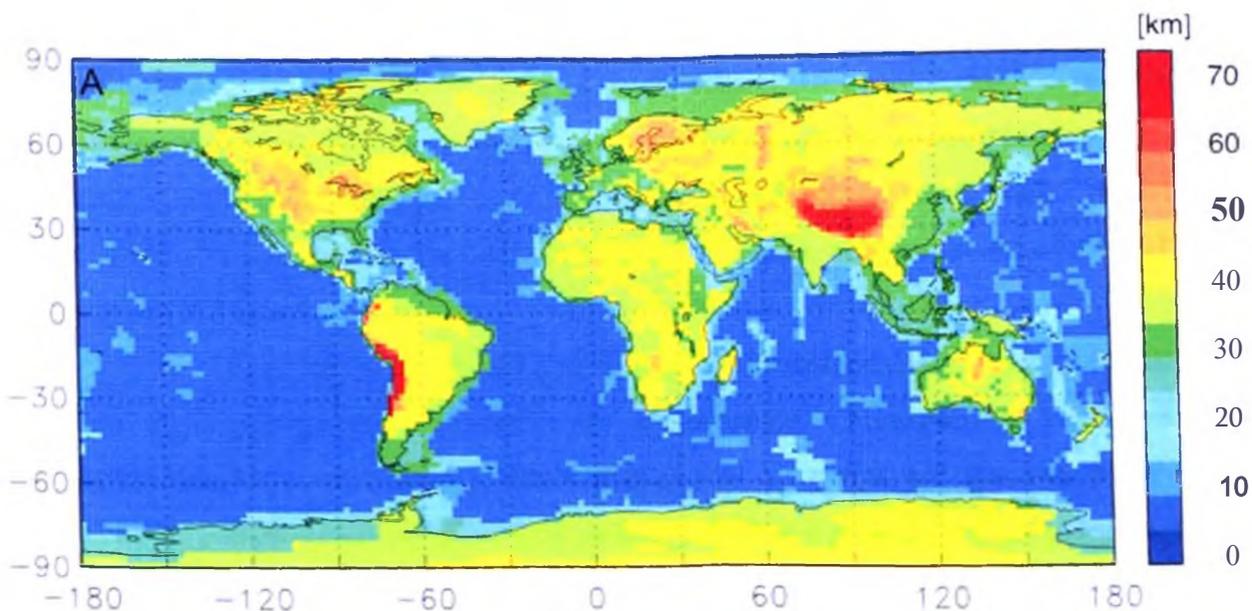


Figura 4.5 - Distribuição global de espessuras da crosta com grid de 2°x2°. As maiores espessuras crustais encontram-se no Himalaia, na zona de colisão entre a placa Indiana e a Euroasiática, e nos Andes, orógeno resultante da subducção da placa de Nazca sob a Sul-americana. Extraído de Bassin *et al.* (2000).

4.3 Compilação de dados globais

A partir da caracterização de propriedades físicas dos ambientes geotectônicos, é possível calcular a média das propriedades sísmicas da crosta continental como um todo e construir seção através de um continente hipotético (figura 4.6). Neste modelo se destacam o caráter homogêneo da crosta superior, com velocidades entre 6,0-6,3 km/s; a predominância de velocidades entre 6,4-6,7 km/s na crosta intermediária e a distribuição bimodal de velocidades na crosta inferior. Sob plataformas, rifts e margens passivas, regiões submetidas a processos distensivos com conseqüente acreção de material na base da crosta (*underplating*), estão presentes camadas com velocidade superior a 7,0 km/s.

De forma geral a crosta apresenta aumento de velocidade P entre 25 e 30 quilômetros de profundidade, possivelmente relacionado a variação composicional e/ou aumento do grau metamórfico (Christensen & Mooney 1995). Com o aumento da profundidade, observa-se também o surgimento de padrões bimodais de distribuição de velocidades.

Segundo O'Reilly *et al.* (2001), bordas de terrenos são translitosféricas e cada terreno carrega sua própria raiz litosférica durante a formação de crátons. Por ser isdado do

manto convectivo e tender a não se homogeneizar com o tempo, o manto litosférico frequentemente apresenta a mesma idade da crosta continental subjacente. As propriedades de domínios mantélicos distintos se refletem em contrastes laterais de composição, densidade, espessura e velocidade sísmica, com diferenças significativas entre manto arqueano e proterozóico. A média ponderada da P_n é de $8,07 \pm 0,21$ km/s, com moda entre 8.0 e 8,1 km/s (Christensen & Mooney 1995).

Com base no padrão médio de distribuição de velocidade das ondas P e considerando as rochas mais comumente encontradas em afloramentos, Christensen & Mooney (1995) propuseram modelo médio para a crosta continental composto por gnaisses graníticos e tonalíticos na porção superior, anfíbolitos na intermediária e granulitos logo acima da Moho (figura 4.7). A região entre 25 e 30 quilômetros marca a transição entre os fácies anfíbolito e granulito, a qual corresponde a significativo aumento de densidade e concomitante redução do conteúdo de sílica. Nesta porção crustal ocorre transição entre as suítes de rochas de composição fêlsica da crosta superior e as máficas da inferior.

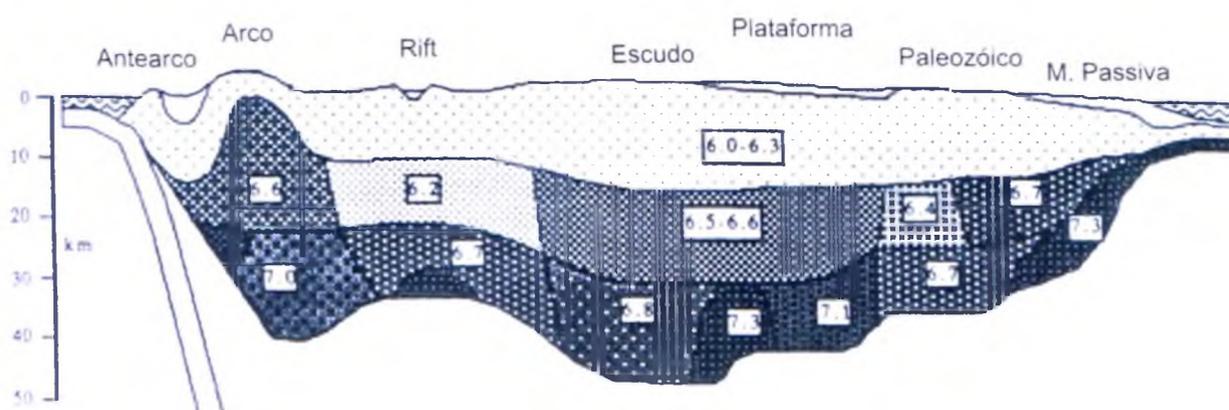


Figura 4.6 - Continente hipotético com seção geológica ilustrativa das propriedades sísmicas médias em diferentes províncias tectônicas. Extraído de Holbrook *et al.* (1992).

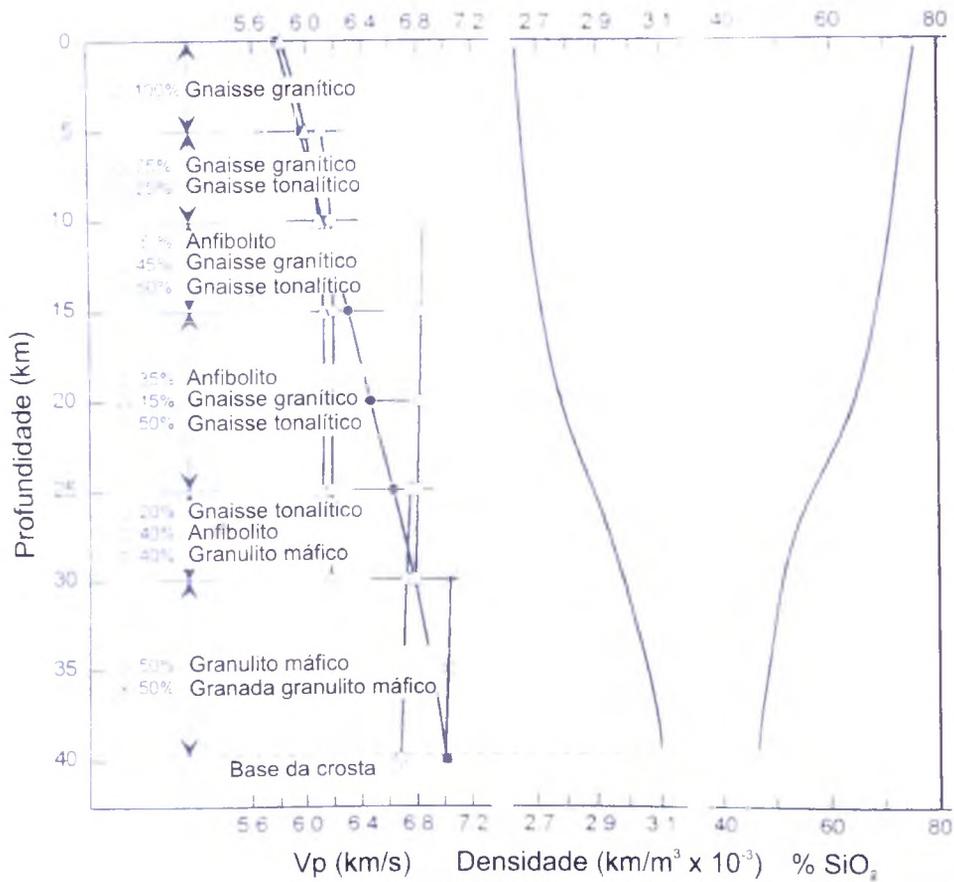


Figura 4.7 – Modelo de litotipos médios em função da profundidade compatível com padrões observados de aumento da velocidade com a profundidade (círculos preenchidos) e para litotipos comuns (símbolos vazios). Variação da densidade e do conteúdo de sílica com a profundidade provêm da porcentagem de litotipos indicados à esquerda. Extraído de Christensen & Mooney (1995).

CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 Apresentação

Localizada no Brasil central, a Província Tocantins representa extenso orógeno neoproterozóico relacionado à Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Pimentel *et al.* 2000a). Durante este episódio orogenético ocorreu a aglutinação de massas continentais constituintes de Gondwana ocidental, em consequência de sucessivas e múltiplas colisões (Cordani *et al.* 2000, Fuck *et al.* 2005). Neste contexto, a Província Tocantins resultou da convergência e subsequente colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco-Congo e um terceiro continente, este último atualmente recoberto pela Bacia do Paraná (Pimentel *et al.* 2000a, 2004).

Com direção geral norte-sul, cerca de 2.000 km de comprimento e até 800 km de largura (Fuck *et al.* 2007), a Província Tocantins compreende três faixas móveis supracrustais denominadas Araguaia, Paraguai e Brasília. Enquanto as faixas Araguaia e Paraguai ocupam a porção oeste da Província Tocantins e margeiam o Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa, a Faixa Brasília constitui a parte leste da província e bordeja o Cráton do São Francisco (Fuck *et al.* 2005). Estas faixas foram afetadas, em distintos graus, por eventos termo-tectônicos brasileiros (Pimentel *et al.* 2000a, Delgado *et al.* 2003), os quais apresentam como principal megassutura o Lineamento Transbrasiliano, que atravessa toda a província (Cordani *et al.* 2000). Depósitos fanerozóicos das bacias do Pamaíba e Paraná recobrem, respectivamente, os limites norte e sul da província (Fuck *et al.* 2007).

A linha de refração sísmica profunda de Porangatu atravessa a porção centro-leste da Província Tocantins (figura 5.1). A oeste inicia-se sobre a Faixa Araguaia e passa, em direção a leste, pela porção norte da Faixa Brasília, onde estações sismográficas foram posicionadas sobre as unidades Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e embasamento da zona externa. O Lineamento Transbrasiliano, a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois e o Sistema de Falhas Rio Maranhão constituem significativas feições estruturais atravessadas pela linha (figura 5.2).

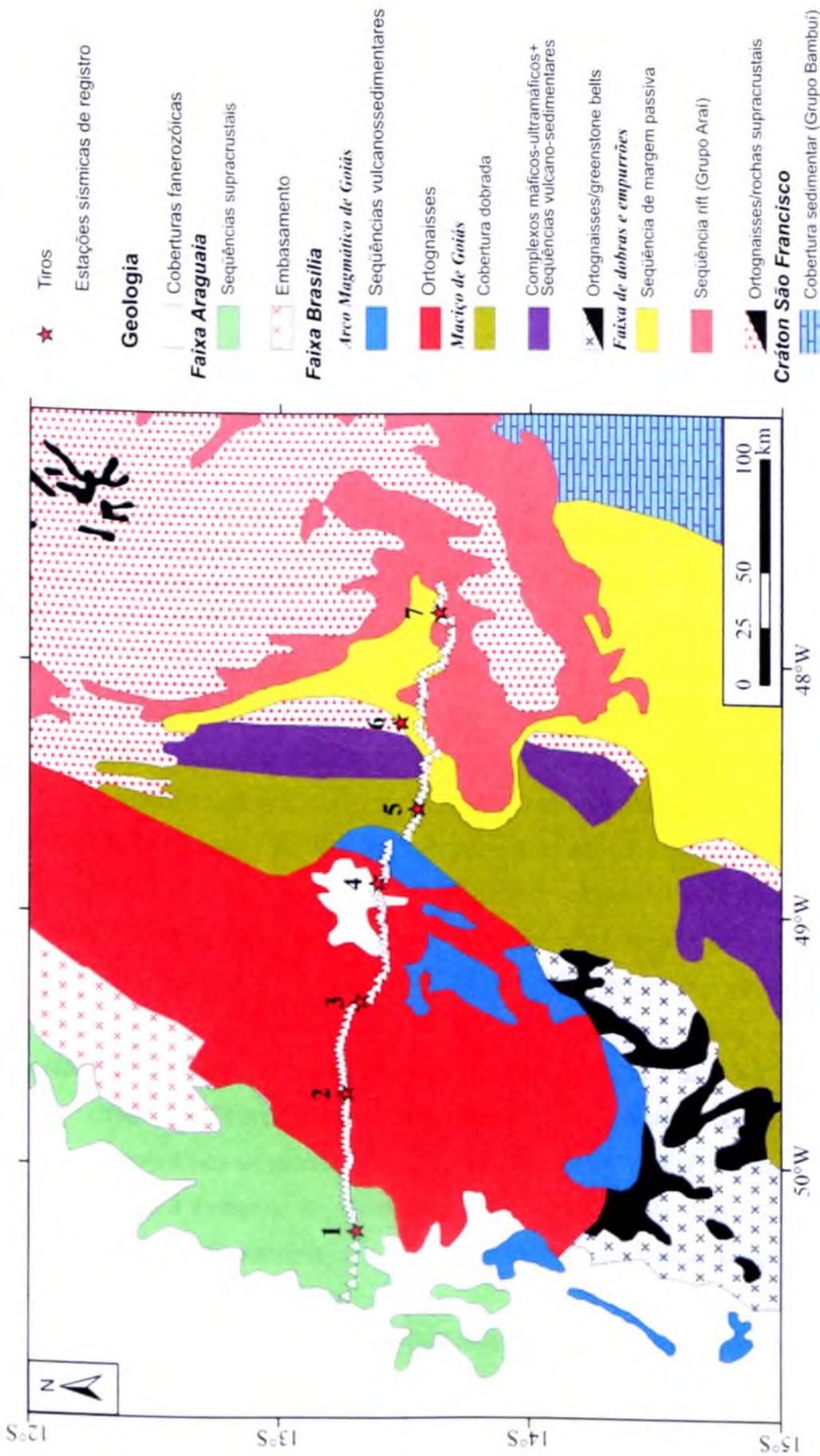


Figura 5.1 – Mapa geológico da porção norte da Província Tocantins (modificado de Fuck *et al.* 1994) com a localização da linha de refração sísmica profunda de Porangatu.



Figura 5.2 - Unidades geológicas, feições estruturais e perfil topográfico ao longo da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. As estrelas vermelhas representam os pontos de detonação ao longo da linha sísmica (modificado de Soares 2005).

5.2 Faixa Araguaia

A Faixa Araguaia, localizada na porção noroeste da Província Tocantins, apresenta orientação geral N-S, comprimento de cerca de 1.200 km e largura superior a 100 km (Alvarenga *et al.* 2000). Enquanto grande parte de seus terrenos é recoberta por rochas paleozóicas e mesozóicas das bacias Pamaíba, Parecis e Paraná e por seqüências cenozóicas das bacias Pantanal e Bananal, a porção oeste da faixa ora constitui-se de empurrões sobre o Cráton Amazônico, ora jaz em não-conformidade sobre suas rochas (Alvarenga *et al.* 2000).

A faixa é composta por rochas metassedimentares psamíticas e pelíticas, com menor contribuição de rochas carbonáticas, intrusões graníticas e rochas máficas e ultramáficas (Alvarenga *et al.* 2000). Apresenta metamorfismo regional barroviiano, variando desde incipiente a oeste até fácies anfíbolito médio a alto a leste (Alvarenga *et al.* 2000). Variações em idades T_{DM} Sm-Nd e $^{207}Pb/^{206}Pb$ de evaporação sugerem mistura em distintas proporções de fontes com diferentes tempos de residência crustal e com idades arqueanas/paleoproterozóicas e meso/neoproterozóicas (Moura *et al.* 2008).

Cráton São Francisco. Bloco Paranapanema. Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás são áreas-fonte compatíveis com estudos realizados na Faixa Araguaia (Moura *et al.* 2008). Durante a formação de Gondwana ocidental, a colisão destes terrenos resultou na formação de um paleocontinente com bacia oceânica associada, na qual se acumularam sedimentos marinhos (Moura *et al.* 2008).

Colisão posterior entre o paleocontinente e o Cráton Amazônico, registrada a 550 Ma por magmatismo granítico sintectônico, ocasionou transporte tectônico em direção a oeste dos

depósitos sedimentares acumulados e de fragmentos de crosta oceânica, os quais foram metamorfisados e empurrados sobre a margem leste do Cráton Amazônico e originaram a Faixa Araguaia (Moura *et al.* 2008). De fato, dados estruturais da Faixa Araguaia evidenciam transporte tectônico em direção a NW, indicativo de colisão oblíqua com o Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.* 2000).

Estudos gravimétricos, magnetométricos e flexurais adicionais mostram que a estrutura crustal profunda sob a faixa é caracterizada por empurrão do Maciço de Goiás e da cunha oeste do Cráton do São Francisco sobre a placa Amazônica (Ussami & Molina 1999). Segundo Ussami & Molina (1999), na Faixa Araguaia a maior parte das anomalias Bouguer negativas relaciona-se a regiões de espessamento crustal.

Na área em estudo, a faixa está representada por rochas metassedimentares, as quais recobrem a oeste ortognaisses arqueanos do Cráton Amazônico e capeiam a nordeste terrenos paleoproterozóicos. Na Faixa Araguaia foi detonado o tiro 1 da linha sísmica.

5.3 Faixa Brasília

Localizada a leste da Faixa Araguaia, a Faixa Brasília apresenta direção geral N-S e ocupa a porção centro-leste da Província Tocantins. Estende-se por cerca de 1.100 km do oeste de Minas Gerais até o sul de Tocantins, atravessando Goiás (Pimentel *et al.* 2000a). É recoberta a norte pela Bacia do Pamaíba, a sul-sudoeste pela Bacia do Paraná e está em contato com a Faixa Ribeira, da Província Mantiqueira, em sua margem sul-sudeste (Fuck *et al.* 2005). Segundo Pimentel e colaboradores (2000a), a Faixa Brasília é provavelmente a faixa orogênica neoproterozóica brasileira mais completa e melhor preservada.

A Faixa Brasília é um cinturão transpressivo com componente compressional dominante e componente de cisalhamento marginal (Fonseca *et al.* 1995, Fonseca 1996). Consiste em um segmento norte, com direção estrutural dominante NE-SW, e outro sul, de direção NW-SE (Fuck *et al.* 2005). Este último segmento apresenta mudança de orientação estrutural ao contornar o limite sul do Cráton do São Francisco (Fuck *et al.* 2005), sendo a zona de inflexão denominada por Araújo Filho (2000) Sintaxe dos Pirineus. De forma geral a Faixa Brasília apresenta transporte tectônico em direção ao Cráton do São Francisco (Fuck 1994, Dardenne 2000) e deformação e metamorfismo decrescentes em direção a leste (Fuck 1994, Fuck *et al.* 2005).

Fuck (1994) destaca as complexas variações longitudinais da faixa ao citar as persistentes controvérsias envolvidas em sua subdivisão geológica. Para a compartimentação tectônica da Faixa Brasília já houve diversas propostas, sendo várias delas baseadas na polaridade metamórfica, estrutural e sedimentar da faixa, desde a zona externa até as porções internas (Fonseca 1996). A segmentação da Faixa Brasília adotada neste trabalho é aquela apresentada por Fuck e colaboradores (2005), segundo a qual três compartimentos geológicos distintos constituem a região da linha de refração sísmica profunda de Porangatu.

O Arco Magmático de Goiás é o compartimento mais a oeste. O limite entre esta unidade e o compartimento seguinte, denominado Maciço de Goiás, se dá pelas zonas de Cisalhamento Rio do Bois, Mandinópolis e Moiporá-Novo Brasil (Fuck *et al.* 2005). Em direção a leste situa-se o terceiro compartimento, a zona externa da Faixa Brasília, a qual compreende unidades do Bloco Almas-Dianópolis descritas por Fuck *et al.* (2005). O Sistema de Falhas Rio Maranhão, que separa o Bloco Almas-Dianópolis do Maciço de Goiás, é marcado em dados geofísicos por degrau na Moho e importante gradiente gravimétrico (Fuck *et al.* 2005, Soares *et al.* 2006).

5.3.1 ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

Situado a leste da Faixa Araguaia, o Arco Magmático de Goiás apresenta direção nordeste-sudoeste, se estende por mais de 1.000 km entre o oeste de Goiás e o sul de Tocantins (Oliveira *et al.* 2007) e abrange cerca de 50.000 km² (Fuck *et al.* 2009). A norte o arco é recoberto pela bacia do Pamaíba (Oliveira *et al.* 2007), enquanto a sul e leste apresenta limites tectônicos com o Maciço de Goiás (Fuck *et al.* 2007).

Antes da década passada, dados disponíveis sobre a Faixa Brasília não indicavam a ocorrência de litotipos sugestivos da presença de zona de sutura na qual teria havido consumo de litosfera oceânica (Pimentel *et al.* 2000a). Estudos geoquímicos, geocronológicos e de campo (Pimentel & Fuck 1987, 1992, Pimentel *et al.* 1991, 1993, Rodrigues *et al.* 1999, Fuck *et al.* 2001, Laux *et al.* 2004) revelaram um panorama muito diferente para a geologia regional analisada anteriormente (e.g. Marini *et al.* 1984), com indícios de evolução em ambiente semelhante a arcos magmáticos modernos associados a zonas de convergência, com possibilidade de se tratar de sistema de multiarcos (Pimentel & Fuck 1987, 1992).

A área abrangida pelos terrenos do Arco Magmático de Goiás evidenciou que as unidades geológicas que o constituem são provenientes de importante episódio de acreção

crustal (Pimentel *et al.* 1993). Revisões recentes (Pimentel *et al.* 2000a, 2004) e novos dados isotópicos (Dantas *et al.* 2001, 2007. Oliveira *et al.* 2007, Fuck *et al.* 2007, 2009, Junges *et al.* 2008) mostram os avanços obtidos no estudo destes terrenos. Estudos geológicos e isotópicos, somados a sísmica de refração profunda (Soares *et al.* 2006, Melo 2006. Perosi 2006), têm mostrado que os limites do arco já estão bem estabelecidos.

Formado entre 900 Ma e 520 Ma por acreção de sistemas de arcos de ilha à borda oeste do cráton São Francisco-Congo (Fuck *et al.* 2009), o Arco Magmático de Goiás consiste nas assembléias calci-alcalinas dos arcos de Mara Rosa e de Arenópolis (Pimentel *et al.* 2000a.b). cuja correlação de terrenos foi sugerida por Pimentel & Fuck (1987, 1992) e confirmada pelos estudos isotópicos apresentados por Pimentel *et al.* (1993). O Arco de Mara Rosa consiste em seqüências vulcanossedimentares e ortognaisses neoproterozóicos (Fuck 1994), ambos com intrusões graníticas e gabro-dioríticas tardi a pós-orogênicas correspondentes ao fim do Evento Brasileiro (Dantas *et al.* 2007). Rochas metaplutônicas com protólito variando de tonalito a diorito expostas entre estreitas faixas de seqüências vulcanossedimentares representam a maior parte do magmatismo do arco no presente nível de erosão (Pimentel *et al.* 2000b). Os ortognaisses apresentam características gerais semelhantes a granitóides tipo-M de arcos de ilhas intraoceânicos imaturos, com caráter metaluminoso, cálcico a calci-alcalino (Dantas *et al.* 2007).

Datações U-Pb indicaram idade de cristalização de protólitos entre 860 Ma e 850 Ma e ocorrência de metamorfismo, deformação e colocação de intrusões há cerca de 630 Ma (Pimentel *et al.* 1993). Dados recentes provenientes de datações U-Pb SHRIMP em rochas máficas aflorantes na região de Anicuns forneceram duas idades de cristalização: 890-815 Ma e 630-600 Ma (Laux *et al.* 2004). Idades T_D de rochas metassedimentares estão no intervalo entre 1,2 Ga e 900 Ma. com apenas uma análise com idade modelo de cerca de 1,6 Ga. o que indica que tais rochas são produto da erosão do próprio arco, com pequena contribuição de fontes mais antigas (Pimentel *et al.* 2000a). Datações U-Pb LA-ICPMS associadas a compilação bibliográfica mostram que a porção oeste do Arco de Mara Rosa apresentou evolução predominantemente ensialica. enquanto a porção leste associa-se a ambiente de arco intra-oceânico com assinatura juvenil (Junges *et al.* 2008).

Segundo evolução regional apresentada por Fuck e colaboradores (2009), o primeiro episódio de formação crustal se deu há 860 Ma no Arco de Mara Rosa e há 900 Ma no Arco de Arenópolis. seguido por período de quiescência e desenvolvimento de *rift* de retro- iico. O

fim da amalgamação do arco de ilhas ao cráton São Francisco é, em princípio, correlacionado a evento metamórfico de alto grau datado em 760 Ma. Associado ao fechamento da bacia oceânica Brasilides, se deu o segundo episódio de formação crustal, entre 670 Ma e 600 Ma, ao que se seguiu a intrusão de típica associação bimodal grabro-diorítica e granítica tardia a pós-tectônica. Por fim, o fechamento de bacia oceânica marginal desenvolvida entre o arco juvenil recém-formado e o cráton Amazônico gerou o último magmatismo de arco, entre 570 Ma e 520 Ma (Fuck *et al.* 2009).

Na região da linha sísmica, o Arco Magmático representa a crosta mais delgada da Província Tocantins, característica que decorre da subducção da Placa São Francisco em direção a oeste, o que deu origem ao arco intraoceânico de Goiás (Fuck *et al.* 2005. Soares *et al.* 2006). A inversão da subducção, com fechamento de bacia marginal entre o arco e a Placa Amazônica (Soares *et al.* 2006), associa-se a adelgaçamento crustal e acentuada anomalia Bouguer regional, que resultaram de delaminação da litosfera e ascensão do manto (Fuck *et al.* 2005). Os tiros 2, 3 e 4 da linha de Porangatu foram detonados no domínio do Arco de Mara Rosa, sendo que o tiro 4 localizou-se próximo a sua borda oeste.

5.3.2 MA CIÇO DE GOIÁS

Localizado na porção central do estado homônimo, o Maciço de Goiás é composto por rochas arqueanas e paleoproterozóicas e configura complexo fragmento crustal que aparenta ter sido afetado de forma diferenciada pelos eventos termo-tectônicos do Orógeno Brasileiro (Fuck 1994). Em direção a sul, o Maciço de Goiás é constituído por terrenos granito-*greenstone* arqueanos, com eixo maior orientado NE-SW (Pimentel *et al.* 2000a).

Os afloramentos arqueanos, constituídos por 80% de complexos granito-gnáissicos e 20% de *greenstone belts*, apresentam área de cerca de 20.000 km² (Jost *et al.* 2005) e limitam-se por meio de contatos tectônicos com as unidades geológicas circunjacentes (Pimentel *et al.* 2000a). Os *greenstone belts* apresentam entre 40 e 100 km de comprimento e cerca de 6 km de largura média, com geometria controlada pela natureza dos contatos entre as faixas supracrustais e os complexos granito-gnáissicos (Pimentel *et al.* 2000a). A relação entre os *greenstone belts* e os gnáisses adjacentes não deve ser interpretada como do tipo cobertura-embasamento (Queiroz *et al.* 2008).

Datações U-Pb SHRIMP em cristais de zircão provenientes dos complexos gnáissicos Anta, Caiamar, Moquéim e Hidrolina mostraram que a granitogênese associada

durou cerca de 140 Ma, em processo subdividido em fase juvenil e de retrabalhamento (Queiroz *et al.* 2008). A fase juvenil durou cerca de 60 Ma, com idades de 2.845 Ma a 2.820 Ma e de 2.785 Ma. Contaminação dos gnaisses por xenocristais de zircão de 3.300 Ma herdados de crosta siálica indica que rochas vulcânicas dos *greenstone belts* formadas devido à abertura de bacia próxima a área cratônica foram empurradas contra um orógeno durante o fechamento da bacia (Queiroz *et al.* 2008). O colapso do orógeno e a descompressão da área podem ter gerado fusão crustal parcial e posterior magmatismo félsico de derivação crustal há 2.710 Ma, durante granitogênese de retrabalhamento (Queiroz *et al.* 2008). Para o complexo Uvã, localizado cerca de 200 km a sul, as idades modelo Tdm variam de 2.85 a 3,28 Ga (Motta-Araújo & Pimentel 2002), enquanto datações U-Pb forneceram idade de cerca de 2.760 Ma para a cristalização do protólito ígneo (Jost *et al.* 2005).

O limite leste do Maciço de Goiás é marcado pelos complexos máfico-ultramáficos acamadados Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto e seqüências vulcanossedimentares associadas (Fuck *et al.* 2005), denominadas, respectivamente, Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia. Os complexos acamadados orientam-se segundo a direção NNE por cerca de 350 km (Pimentel *et al.* 2004) e constituem o núcleo metamórfico do segmento norte da Faixa Brasília, caracterizado por incremento do grau metamórfico em direção a leste, comportamento inverso ao observado no restante da faixa (Fuck *et al.* 2005). Afetados por evento extensional, os complexos registram a evolução de *rit* no Mesoproterozóico, inicialmente continental, até a instalação de bacia oceânica, seguido de metamorfismo em condições de temperatura ultra-alta no Neoproterozóico, ocorrido durante o fechamento da bacia (Moraes *et al.* 2006).

Na região da linha de refração sísmica profunda de Porangatu, o Maciço de Goiás é representado pelo Grupo Serra da Mesa, que recobre embasamento paleoproterozóico (Fuck *et al.* 2005), pela seqüência vulcanossedimentar Palmeirópolis e pelo complexo máfico-ultramáfico acamadado Cana Brava. Constituído por rochas metassedimentares psamo-pelíticas variando da fácies xisto verde até anfíbolito alto, o Grupo Serra da Mesa possui posicionamento cronoestratigráfico controverso, embora sua distribuição e associação faciológica permitam correlacioná-lo ao Grupo Arai (Oliveira *et al.* 2007). A detonação do tiro 5 da linha sísmica se deu no Granito Serra Dourada, domo estanífero de orientação N-S intrudido na Formação Cachoeira das Éguas, que é sobreposta em discordância erosiva pelo Grupo Serra da Mesa (Marini *et al.* 1984, Dardenne & Schobbenhaus 2001).

A Seqüência Palmeirópolis, com 2.500 km², é subdividida em três unidades (Pimentel *et al.* 2000a). A unidade inferior, na porção leste da seqüência, contém rochas metavulcânicas máficas com intercalações de BIF metamorfisado e metachert, além de apresentar intrusões graníticas e de diques máficos e ultramáficos (Pimentel *et al.* 2000a). Corpos vulcânicos a subvulcânicos metamorfisados de composição félsica a intermediária constituem a unidade intermediária (Pimentel *et al.* 2000a). Por fim, a unidade superior, na porção oeste da seqüência, contém rochas metassedimentares pelíticas e químicas (Pimentel *et al.* 2000a). A Seqüência Palmeirópolis apresenta grau metamórfico anfíbolito e deformação penetrativa forte; ocorrências de estruturas e texturas primárias são raras (Pimentel *et al.* 2000a).

O Complexo Cana Brava, com metamorfismo progressivo de fácies anfíbolito a granulito (Pimentel *et al.* 2004), pode ser dividido em três zonas (Pimentel *et al.* 2000a). A máfica inferior contém gabronorito com piroxenito intercamadado; a ultramáfica compreende dunito serpentizado com piroxenito intercamadado, podendo ou não apresentar harzburgito; e a máfica superior apresenta gabronorito e piroxenito intercamadado (Pimentel *et al.* 2000a). No Complexo Cana Brava foi detonado o tiro 6 da linha sísmica.

5.3.3 ZONA EXTERNA

A zona externa, situada na porção leste da Faixa Brasília, é constituída por unidades metassedimentares representadas pelos grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá, caracterizando-se como associação de rochas metassedimentares típicas de margem passiva (Fuck 1994). Seu limite oeste consiste em zonas de cisalhamento de baixo ângulo por meio das quais o Grupo Paranoá é cavalgado por granito-gnaisses milonitizados sobrepostos tectonicamente pelos complexos máfico-ultramáficos acamadados de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto (Fuck 1994). O Cráton do São Francisco constitui seu limite leste.

Na porção sul, a zona externa é constituída por rochas sedimentares de margem passiva, cuja vergência se dá em direção ao Cráton do São Francisco (Fuck *et al.* 2005). As seqüências incluem os grupos Araxá e Andrelândia, ordenados em leque imbricado de empurrões e rampas laterais (Valeriano *et al.* 2004). O Grupo Araxá, que ocorre associado a rochas metavulcânicas e apresenta *mélanges* ofiolíticas, é constituído por rochas metassedimentares de fácies xisto verde alto até granulito depositadas em ambiente de plataforma continental distal (Valeriano *et al.* 2004). Devido a semelhanças litológicas e de

zoneamento metamórfico-deformacional, o Grupo Araxá tem sido correlacionado ao Grupo Andrelândia, que, juntamente com o primeiro, aflora de modo descontínuo sob a forma de quatro sistemas de *nappes* de conformação sinformal (Valeriano *et al.* 2004).

Na região atravessada pela linha sísmica, a zona externa é constituída por exposição de embasamento, por rochas metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Arai e por seqüência de margem passiva do Grupo Paranoá. Os grupos Paranoá e Arai recobrem em discordância o embasamento siálico (Pimentel *et al.* 2004), que é representado por exposições ortognáissicas paleoproterozóicas do Bloco Almas-Dianópolis, o qual inclui faixas estreitas e alongadas de materiais supracrustais, aparentemente também paleoproterozóicas (Fuck *et al.* 2005). Dados de geoquímica, refração sísmica profunda e gravimetria sugerem que o bloco represente extensão do embasamento do Cráton do São Francisco retrabalhada na Orogenia Brasileira (Cruz & Kuyumjian 1993. Fuck *et al.* 2005. Soares *et al.* 2005).

Em direção ao Cráton do São Francisco ocorre setor rebaixado, sobreposto em não-conformidade pelo Grupo Bambuí (Fuck *et al.* 2005, Soares *et al.* 2006). Na região aflora o Grupo Arai, com cerca de 1,77 Ga (Fuck *et al.* 2005), que corresponde a rochas metassedimentares detríticas depositadas em sistema de *rift*, intercaladas na base por rochas vulcânicas félsicas (Valeriano *et al.* 2004). Dardenne (2000) define que a evolução do Grupo Arai envolve seqüências continental *pré-rift*, *sinrift* e marinha transgressiva *pós-rift*. O tiro 7 da linha sísmica foi detonado no Grupo Arai.

A oeste, o Grupo Arai é margeado pelo Grupo Paranoá, que em direção a sul forma cinturão de dobras e empurrões sobreposto tectonicamente ao Grupo Bambuí, ao longo da falha inversa do Paranã (Fuck *et al.* 2005). O Grupo Paranoá é constituído por rochas carbonáticas, pelíticas e psamíticas que jazem em discordância erosiva sobre o Grupo Arai (Dardenne 2000).

5.4 Feições estruturais

O desenvolvimento de qualquer modelagem da evolução cinemática da Faixa Brasília deve levar em consideração a curvatura sintaxial da Megaflexura dos Pirineus e a incontestável partição da deformação que ocorre a partir dela (Fonseca 1996). A Sintaxe dos Pirineus constitui pronunciada curva côncava em direção ao antepaís na Faixa Brasília, entre as latitudes 15°40'00"S e 16°00'WS. Este arranjo estrutural divide a faixa em dois braços

com histórias estruturais e metamórficas distintas, que correspondem respectivamente à Faixa Brasília Norte e à Faixa Brasília Sul, as quais são não-coevas e não-coaxiais (Araújo Filho 2000).

Situada no segmento setentrional da Faixa Brasília, a região de Porangatu se caracteriza por marcante arranjo de elementos estruturais de direção NNE-SSW (Dantas *et al.* 2007). Nesta região, o Lineamento Transbrasiliano, a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois e o Sistema de Falhas Rio Maranhão constituem feições estruturais de grande extensão, que influenciam a modelagem sísmica da crosta.

5.4.1 LINEAMENTO TRANSBRASILIANO

Constituído por sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção N30°-35°E, o Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus 1975) é uma importante estrutura da Placa Sul-americana que no Brasil central coloca em contato diferentes unidades de mapeamento e rochas de idades variadas e apresenta largura de até dezenas de quilômetros e rejeito direcional quilométrico (Dantas *et al.* 2007). Segundo Costa & Hasui (1988), datações Rb-Sr indicam que o evento transcorrente que originou o lineamento é arqueano ou paleoproterozóico, enquanto que para Saadi e colaboradores (2002) é paleoproterozóico ou mesoproterozóico, o que contradiz a tradicional atribuição destas falhas ao fim do evento Brasileiro. Dados mais recentes estabelecem em 630 Ma a idade da tectônica de cavalgamentos (Dantas *et al.* 2001) e estimam em 570 Ma a idade do sistema de cisalhamento transcorrente (Dantas *et al.* 2007).

O evento relacionado ao Lineamento Transbrasiliano aparenta ser mais extenso e tectonicamente ativo do que previamente sugerido, conforme evidenciado por atividade ígnea até cerca 540 Ma e idades preliminares U-Pb em zircão de 490 Ma obtidas em leucossomas de migmatitos da Serra Azul (Dantas *et al.* 2007). Alinhado ao longo da Serra Azul, enxame de diques de diabásio de direção NS-NE atesta a atividade do Lineamento Transbrasiliano no Juro-Cretáceo (Dantas *et al.* 2007), o que confirma hipótese de reativação mesozóica (Saadi *et al.* 2002). A última reativação do lineamento é Quaternária (<1,6 Ma) e sua atividade provavelmente continuou durante o Holoceno (Saadi *et al.* 2002). Paralela ao Lineamento Transbrasiliano, mas sem coincidir com este, situa-se a Faixa Sísmica Goiás-Tocantins (Berrocal *et al.* 1984), que apresenta epicentros distribuídos ao longo do alto gravimétrico de direção NE que passa entre os tiros 2 e 4 da linha de Porangatu (Fernandes *et al.* 1991).

Falhas transcorrentes de direção NE dextrais e NW sinistrais representam manifestações rúpteis do Lineamento Transbrasiliano; as demais falhas são normais, relacionadas à reativação sul-atlântica mesozóica (Costa & Hasui 1988). Zonas de transcorrência dúctil são subverticais, com indícios de movimentação sub-horizontal e sinistrai (Costa & Hasui 1988). Em particular, na região da Folha Porangatu a cinemática da deformação cisalhante do lineamento é essencialmente dextral e as rochas afetadas apresentam foliação marcante de mergulho predominantemente vertical (Dantas *et al.* 2007).

Foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de *boudins* dispostos no plano da foliação milonítica caracterizam a intensa deformação na região do Lineamento Transbrasiliano (Dantas *et al.* 2007). Aspectos texturais e mineralógicos mostram a ocorrência de processos deformacionais e blastese em condições térmicas de fácies xisto verde e de transformações minerais associadas a hidratação, observando-se também cominuição e recristalização ao longo das zonas de cisalhamento (Costa & Hasui 1988).

As zonas de cisalhamento que constituem o Lineamento Transbrasiliano, compatíveis com a partição das tensões regionais e com a direção de vetores compressivos, acomodam a maior parte da deformação litosférica resultante de processo colisional (Strieder *et al.* 1994). Dentre estas zonas de cisalhamento, em geral marcadas por milonitos ou ultramilonitos, foi reconhecida na área de Porangatu a de Serra Azul, fragmento arqueano de composição granítica a tonalítica com idade modelo T_{DM} superior a 2.9 Ga imbricado em meio a terrenos mais jovens (Dantas *et al.* 2007). *Boudins* assimétricos e falhas extensionais sugerem sítios de transtensão e transtração como processos atuantes ao longo da deformação cisalhante dúctil-rúptil nesta zona, ao passo que dobras são praticamente ausentes, com poucas exceções (Dantas *et al.* 2007). O tiro 2 da linha sísmica foi detonado no domínio do Lineamento Transbrasiliano e o tiro 3 deu-se em sua borda leste, próximo à Serra Azul.

5.4.2 ZONA DE CISALHAMENTO RIO DOS BOIS

A Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, também conhecida como Sistema Santa Tereza, foi considerada por Fonseca e colaboradores (1995) como falha de borda entre os núcleos metamórficos interno e externo da Faixa Brasília. Atualmente considera-se que esta feição estrutural constitui o limite entre o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás (Fuck *et al.* 2007). Delineada em grande extensão pelo rio homônimo, a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois apresenta expressão geomorfológica de maneira geral discreta.

localmente realçada por serras lineares e estreitas (Oliveira *et al.* 2007). Dados de sísmica de refração mostram que a zona de cisalhamento é evidenciada na crosta por descontinuidades de velocidades V_p e de razão V_p/V_s , embora não apresente feições diagnósticas na Moho (Soares *et al.* 2006).

Segundo Fonseca e colaboradores (1995), com geometria e cinemática complexas, a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois apresenta movimento reverso e oblíquo, com falhas de ângulos médios a baixos que afetam porções crustais inferiores com granulitos. Na região de Chapada-Campinorte, apresenta cinemática de movimento reverso oblíquo dextral (Kuyumjian *et al.* 2004). No contexto da Folha Campinorte, é constituída por um grupo de zonas de cisalhamento reversas oblíquas e/ou de empurrões de alto ângulo com disposição geral $N20^{\circ}-40^{\circ}E/20^{\circ}-40^{\circ}NW$, com indicativos de transporte tectônico geral para SE (Oliveira *et al.* 2007).

Em sua porção sul, a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois inflete para a direção EW segundo as zonas de cisalhamento Serra das Araras e Mandinópolis, paralelas entre si (e.g. Sordi 2007). A inferência é que o bloco arqueano, a sul da Zona de Cisalhamento Mandinópolis, serviu de anteparo para a propagação das *nappes* de NW para SE, desviando o fluxo deformacional para a direção EW (Fuck *et al.* 2007). A Serra das Araras, marcada por cianita quartzito e cianitito (Oliveira *et al.* 2007), constitui o limite entre as rochas da seqüência supracrustal e os ortognaisses da suíte metaplutônica de arco em escama do Arco Magmático de Goiás (Fuck *et al.* 2007). A zona de descolamento entre a Seqüência Santa Teresinha e terrenos arqueanos, representada pela Zona de Cisalhamento Mandinópolis, é neoproterozóica e se formou ao final do Ciclo Brasileiro (Dantas *et al.* 2001).

Em porção estudada por Jost e colaboradores (2001), a Zona de Cisalhamento Mandinópolis apresenta 300 m de largura na região de deformação máxima, a qual é constituída por milonitos e ultramilonitos marginados por protomilonitos. A atitude média da foliação milonítica é $EW.30^{\circ}CN$, sendo a deformação acompanhada por alteração hidrotermal representada por carbonatação disseminada (Jost *et al.* 2001). Nesta região o deslocamento preferencial foi de rampa frontal, com variações para rampa ora lateral ora oblíqua, e indicadores cinemáticos sugerem transporte tectônico para sul, por vezes para sudeste (Jost *et al.* 2001).

5.4.3 SISTEMA DE FALHAS RIO MARANHÃO

O Sistema de Falhas Rio Maranhão, que apresenta cerca de 500 km de extensão e 1 km de largura (D'el-Rey Silva *et al.* 2008), constitui, segundo Fonseca e colaboradores (1995), a principal descontinuidade geológica da Faixa Brasília. A interpretação do significado do sistema de falhas varia de acordo os autores: de limite entre o núcleo metamórfico e o cinturão de dobras e falhas de antepaís da Faixa Brasília (Fonseca *et al.* 1995), a zona de sutura entre dois blocos litosféricos distintos (Soares *et al.* 2006) ou segmento da falha que limita as zonas interna e externa da faixa (D'el-Rey Silva *et al.* 2008). Em trabalho recente, Fuck e colaboradores (2007) apresentam as características do sistema Rio Maranhão na região limítrofe entre o Maciço de Goiás e o Bloco Almas-Dianópolis.

Formado há cerca de 630-620 Ma, o sistema Rio Maranhão é uma falha desenvolvida através da crosta superior do paleocontinente São Francisco durante evento de encurtamento crustal também responsável pela exumação de granulitos na zona interna da Faixa Brasília (D'el-Rey Silva *et al.* 2008). Apresenta-se como uma zona de alta deformação dúctil com mergulho para oeste (D'el-Rey Silva *et al.* 2008) com falhas de ângulos médios a baixos com geometria e cinemática complexas (Fonseca *et al.* 1995)

Segundo D'el-Rey Silva *et al.* (2008), o sistema Rio Maranhão é uma falha contraccional que coloca um teto constituído por granulitos de alta pressão e temperatura e rochas metassedimentares e metaígneas de fácies xisto verde, sobre um muro composto por *nappes* de tectonitos de fácies xisto verde e rochas relacionadas a margem passiva com grau metamórfico inferior. A geometria do sistema é do tipo falha reversa a leste dos complexos máfico-ultramáficos acamadados Cana Brava e Niquelândia e do granito Serra da Mesa, e normal a sudeste dos complexos citados (Fonseca *et al.* 1995). As falhas desta região apresentam geometria frontal ou oblíqua, este último caso indicado pelo caimento da lineação de intersecção entre o plano modal de falha e o plano auxiliar (Fonseca *et al.* 1995).

A curvatura do Sistema de Falhas Rio Maranhão pode ser explicada de duas formas: ou a falha mestra já havia se nucleado devido a colisão com um obstáculo ou a intrusão do Granito Serra da Mesa quebrou a heterogeneidade da deformação à medida que o transporte tectônico ocorreu para leste (Fonseca *et al.* 1995). Assim, houve formação de curvatura sintaxial entre os complexos Niquelândia e Cana Brava devido à translação para leste (Fonseca *et al.* 1995). Após a acentuação da curvatura do Sistema de Falhas Rio Maranhão,

falhas normais tardias teriam completado a evolução regional, a qual pode ser explicada por meio de regime transpressivo (Fonseca *et al.* 1995).

Estudos de sismica de refração evidenciaram que degrau de 7 km na Moho coincidente com o Sistema de Falhas Rio Maranhão configura o limite crustal entre o Maciço de Goiás e a zona externa da Faixa Brasília (Soares *et al.* 2006). Associada a gradiente gravimétrico em mapa de anomalia Bouguer e a variação na velocidade mantélica, a feição identificada indica zona de sutura entre blocos litosféricos distintos (Soares *et al.* 2006).

RESULTADOS

6.1 Apresentação

Parâmetros elásticos de terrenos geológicos podem ser estimados a partir da distribuição de V_p , V_s e densidades. Estimativas de parâmetros elásticos baseadas em propagação de ondas sísmicas são denominadas dinâmicas e tendem a fornecer valores ligeiramente mais elevados que aqueles obtidos em laboratório por meio das chamadas estimativas estáticas (Kearey *et al.* 2009). A fim de calcular os parâmetros elásticos sob a linha de Porangatu, foi refinada a modelagem V_p da camada da base do modelo crustal (camada 5); modelada a distribuição de velocidades V_s das camadas 2, 3, 4 e 5 e do manto litosférico; e realizada modelagem gravimétrica 2D de dados de anomalia Bouguer.

Descontinuidades geológicas de primeira ordem constituídas por zonas de contato entre os grandes domínios regionais - Faixa Araguaia, Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e zona externa da Faixa Brasília - respondem por variações laterais presentes nas modelagens da linha de Porangatu. Além disso, corpos intrusivos - anortosito a leste do tiro 4; Granito Serra Dourada, no tiro 5; e Complexo máfico-ultramáfico acamadado de Cana Brava, no tiro 6 - constituem feições geológicas de segunda ordem que provocam adiantamento ou atraso das primeiras chegadas nas seções sísmicas e anomalias de alta frequência no perfil de anomalia Bouguer. Melo (2006) discute a influência destes terrenos nas primeiras chegadas das seções sísmicas P e S. O efeito destas intrusões nos dados gravimétricos será detalhado no tópico 4.3.

6.2 Modelagem sísmica de refração

A interpretação dos dados sísmicos da linha de Porangatu baseou-se na leitura e modelagem direta dos tempos de trânsito de fases refletidas e refratadas, por meio do pacote de programas SEIS88 (anexo 1). Para as interfaces crustais em que as fases refratadas não ocorrem como primeiras chegadas, a modelagem utilizou reflexões críticas. A utilização de escala de tempo reduzido nos sismogramas compostos auxiliou a identificação de alinhamentos de fases.

A leste do tiro 4, na região de afloramento de um anortosito, a linha apresenta deslocamento de aproximadamente 10 km para sul (figura 5.1), prejudicando a geometria do alinhamento das estações sísmicas e dificultando a modelagem da parte rasa da crosta. A fim de contornar os efeitos deste deslocamento e modelar as anomalias rasas. Melo (2006) estabeleceu, tanto para as ondas P quanto para as S, *grids* que diferem entre si apenas em relação à distribuição de velocidades próxima aos tiros 4 e 6. na primeira camada crustal. Como o presente trabalho se baseou nas distribuições de velocidades S modeladas por Melo (2006) para a primeira camada, a modelagem sísmica foi realizada em função dos *grids* de velocidade preestabelecidos.

6.2.1 MODELAGEM DE ONDAS P

Na porção oeste da linha de Porangatu, os dados de refração indicam a existência de um “degrau” na descontinuidade de Mohorovičić que causa espessamento da crosta para oeste do tiro 3 (figura 1.2). A base do degrau não foi adequadamente imageada por refração profunda devido a sua localização no extremo da linha sísmica.

Com o intuito de determinar a espessura da crosta nessa região, o Laboratório de Estudos da Litosfera (LabLitos-IG/UnB) instalou cinco estações sismográficas de banda larga no Brasil central para realizar estudos telessísmicos por meio da técnica função do receptor*. No limite oeste da linha sísmica, próximo a Novo Planalto, foi instalada a estação RET9, com as mesmas coordenadas do tiro 2 da linha de Porangatu.

Os dados de função do receptor, processados em trabalho de iniciação científica (Caridade & Soares 2009). mostram que a crosta apresenta espessura de aproximadamente 50.0 km sob a estação RET9 (tabela 6.1). Isso significa que a crosta apresenta espessamento de cerca de 14 km para oeste de Serra Azul (tiro 3), passando de 36.0 km de espessura para 50.0 km. Como consequência, o sismograma do tiro 1 foi reanalisado, o que permitiu definir que o alinhamento de fases de aproximadamente 50,0 km de extensão anteriormente interpretado por Soares (2005) como possível estrutura do manto litosférico significa, na realidade, parte da reflexão abaixo do ângulo crítico ocorrida na base do degrau.

Após a reanálise dos dados, interpretou-se que, a oeste, a interface inferior do degrau da quinta camada inicia-se a 48.0 km de profundidade, tomando-se mais profunda em direção

* Função do receptor é uma técnica geofísica que permite determinar a espessura e a V_p/V_s média da crosta sob a estação sismográfica por meio da utilização de telessismos.

a leste A 99.7 km do início da linha sísmica, sob a estação RET9. a profundidade atinge o valor máximo de 50.0 km. A modelagem sísmica 2D foi consistente e obteve a velocidade V_p de 7.29 km/s para a quinta camada (figura 6.1).

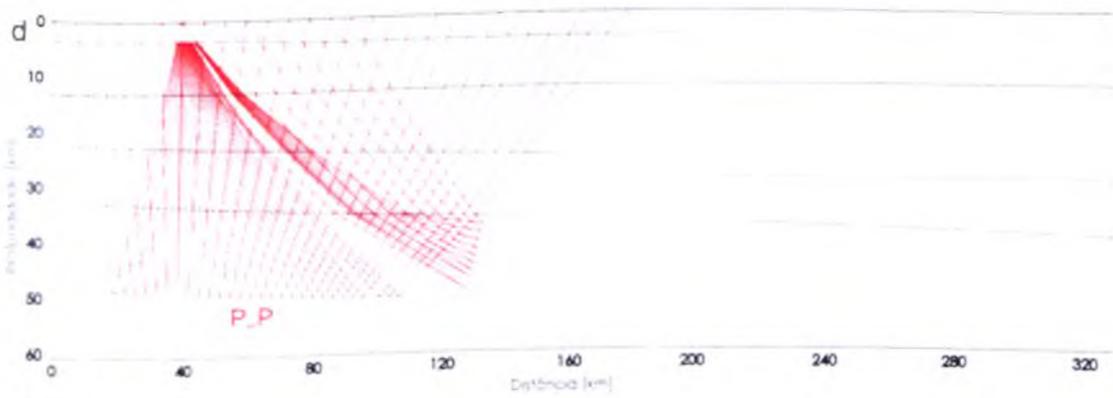
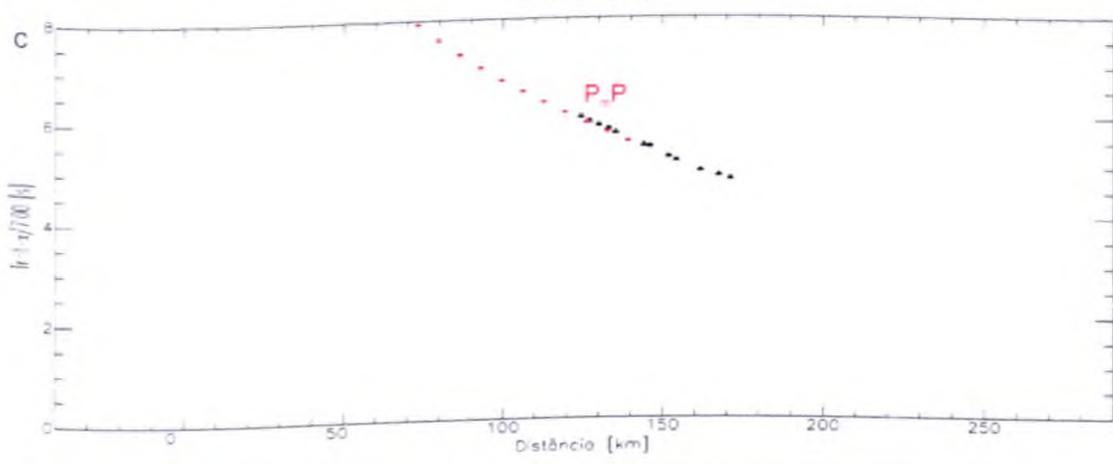
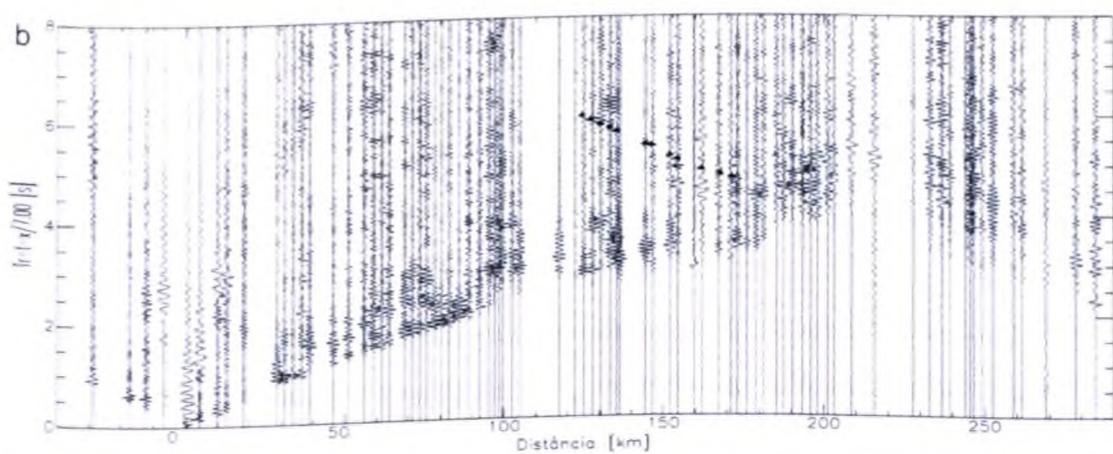
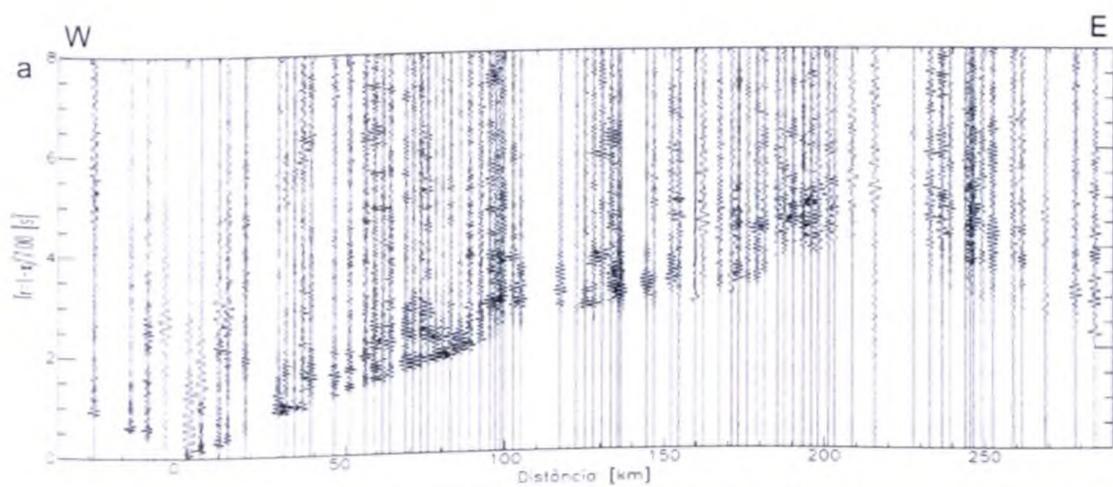
Tabela 6.1 – Resultados de função do receptor¹.

[H = espessura crustal sob a estação sismográfica considerada.]

Estação	Localização		H máximo	V_p/V_s	Ambiente geológico
	Latitude	Longitude	$V_p=6.7$ km/s		
RET9	-13.29°	-49.72°	$V_p=6.7$ km/s	1.78	Arco Magmático de Goiás

1 - Extraído de Caridade & Soares (2009).

Figura 6.1 – Modelagem bidimensional do sismograma composto de ondas P do tiro 1 da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. O sismograma foi filtrado na banda-passante de 1 Hz a 15 Hz e reduzido com velocidade de 7.0 km/s. Em (a), (b) e (c) utiliza-se o *frame* do sismograma do tiro 1, com indicação de fases lidas e modeladas em (b) e (c). O modelo crustal com traçado de raio é mostrado em (d). A curva é resultado sintético do modelo de Porangatu gerado com o programa SEIS88. O nome da curva e do traçado de raio correspondente estão indicados, sendo P_mP a reflexão da Moho. Os triângulos pretos representam as fases de referência lidas.



Camada 5 – tiro 1.

6.2.2 MODELAGEM DE ONDAS S

Para a modelagem 2D de ondas S da crosta sob a linha de Porangatu, as seções sísmicas de todos os tiros foram analisadas em conjunto, de forma que os alinhamentos de fases identificados em cada seção acomodassem simultaneamente a distribuição de velocidades V_s proposta para cada camada da crosta. Os limites de terrenos fornecidos pela Geologia em superfície foram alguns dos parâmetros que balizaram a modelagem. A partir da distribuição de velocidades V_s definida por Melo (2006) para a primeira camada crustal (figura 6.2 de *i* a *vii*), as demais camadas do modelo foram modeladas partindo-se das mais rasas em direção às profundas.

A modelagem da segunda camada baseou-se em fases de reflexão crítica identificadas nos sismogramas compostos de todos os tiros (figura 6.2 de *viii* a *xv*). O ajuste entre as fases lidas e as curvas tempo-distância modeladas foi consistente, exceto para a porção leste do tiro 3, na qual a influência de anomalias de velocidade existentes na primeira camada impediram o ajuste pretendido.

Na porção oeste desta camada, entre os tiros 1 e 3, os terrenos do Arco Magmático de Goiás apresentam V_s média de cerca de 3.63 km/s. Sob a Serra Azul, a cerca de 120.0 km do início da linha, a V_s aumenta para 3.77 km/s. O restante do Arco Magmático de Goiás apresenta V_s média de 3.56 km/s, embora na região da Zona de Cisalhamento Rio dos Bois o valor diminua localmente para 3.53 km/s. Em direção a leste, a velocidade aumenta gradativamente, atingindo o valor máximo de 3.65 km/s na zona externa da Faixa Brasília.

A modelagem da terceira camada baseou-se em fases de reflexão crítica identificadas nos sismogramas compostos de todos os tiros (figura 6.2 de *xv* a *xxi*). Da mesma forma que na segunda camada, o ajuste entre as fases lidas e as curvas tempo-distância foi consistente, exceto para a porção leste do tiro 3, no qual a influência de anomalias de velocidade existentes na primeira camada impediram o ajuste entre fases lidas e modeladas.

Na porção oeste da terceira camada, entre os tiros 1 e 2, os terrenos sob o Arco Magmático de Goiás apresentam V_s média de cerca de 3.90 km/s. Em direção a leste, sob a Serra Azul a V_s diminui para 3.87 km/s. O restante do Arco Magmático de Goiás, até a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, apresenta V_s média de 3.84 km/s. Em direção a leste, a velocidade diminui ainda mais, fazendo com que o Maciço de Goiás apresente o menor valor da camada, de 3.67 km/s.

Na quarta camada, foram identificadas fases de reflexão crítica em quase todas as seções sísmicas, à exceção do tiro 1 (figura 6.2 de *xxii* a *xxviii*). Adicionalmente, para os tiros 2, 3, 5, 6 e 7 foram identificadas fases de refração como primeiras chegadas. Tanto para fases refletidas quanto para refratadas, a qualidade do ajuste foi variável entre as seções sísmicas dos tiros.

Para o tiro 1 da quarta camada não foram identificadas fases de referência de reflexão ou de refração. Fases de maior amplitude ocorrentes na seção sísmica (figura 6.2 *xxii*) não acomodaram a distribuição de velocidades V_s modelada de acordo com os alinhamentos identificados nas demais seções. Como sob este tiro ocorre superposição de crostas inferiores e a verdadeira descontinuidade Moho ocorre na base da quinta camada do modelo crustal (Soares *et al* 2006), provavelmente as fases de reflexão e refração foram obliteradas por outras de maior amplitude.

No tiro 2, o ajuste foi bom para as fases de reflexão e refração. Para o tiro 3, o ajuste da reflexão não foi satisfatório e a refração é duvidosa. Na porção oeste dos tiros 4 e 5 identificaram-se apenas fases de reflexão, com bom ajuste na modelagem. Nos tiros 6 e 7 há alinhamentos de fases de grande amplitude de reflexão e de refração, os quais apresentaram bom ajuste na modelagem.

A modelagem da quarta camada do modelo crustal não obteve ajuste tão bom entre as fases de referência lidas e modeladas quanto nas demais camadas. No entanto, a distribuição de velocidades V_s adotada para esta camada foi a que melhor acomodou simultaneamente as fases de reflexão crítica e de refração como primeiras chegadas nas seções em que estas foram identificadas. Os alinhamentos de fases reflexão e refração mais claros e de maior amplitude identificados foram os dos tiros 2, 6 e 7, cujos ajustes foram considerados decisivos para a finalização da modelagem. O fato destas três explosões fornecerem informações de tiro direto e reverso fortalece a confiabilidade e a relevância dos alinhamentos identificados.

Em termos de distribuição de velocidades V_s , a camada 4 se divide em duas porções, separadas aproximadamente pela Zona de Cisalhamento Rio dos Bois. Na porção oeste da camada, a até 195.0 km do início da linha sísmica, a velocidade é de 4.08 km/s. Já a porção leste da camada apresenta velocidade de 4.17 kms.

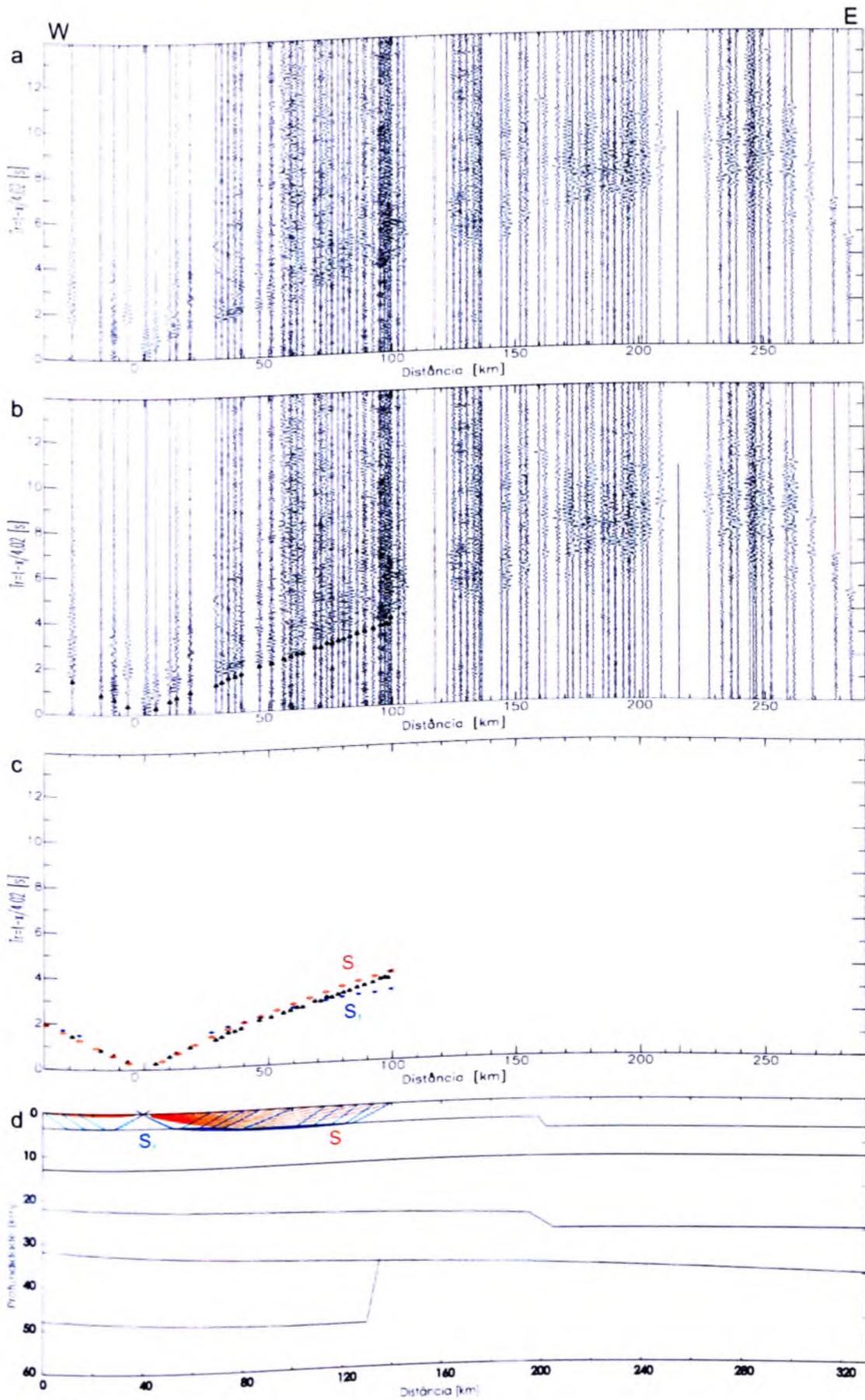
A modelagem da quinta camada do modelo crustal de Porangatu foi feita com base em fases de reflexão de grande amplitude homólogas àquelas utilizadas no refinamento da

modelagem 2D de ondas P. A distribuição de velocidades V_s estabelecida foi de 4,30 km/s (figura 6.2 *xxi.x*). A curva tempo-distância da modelagem, embora não configure uma curva completa devido à extensão horizontal do degrau, apresentou bom ajuste com as fases de referência lidas.

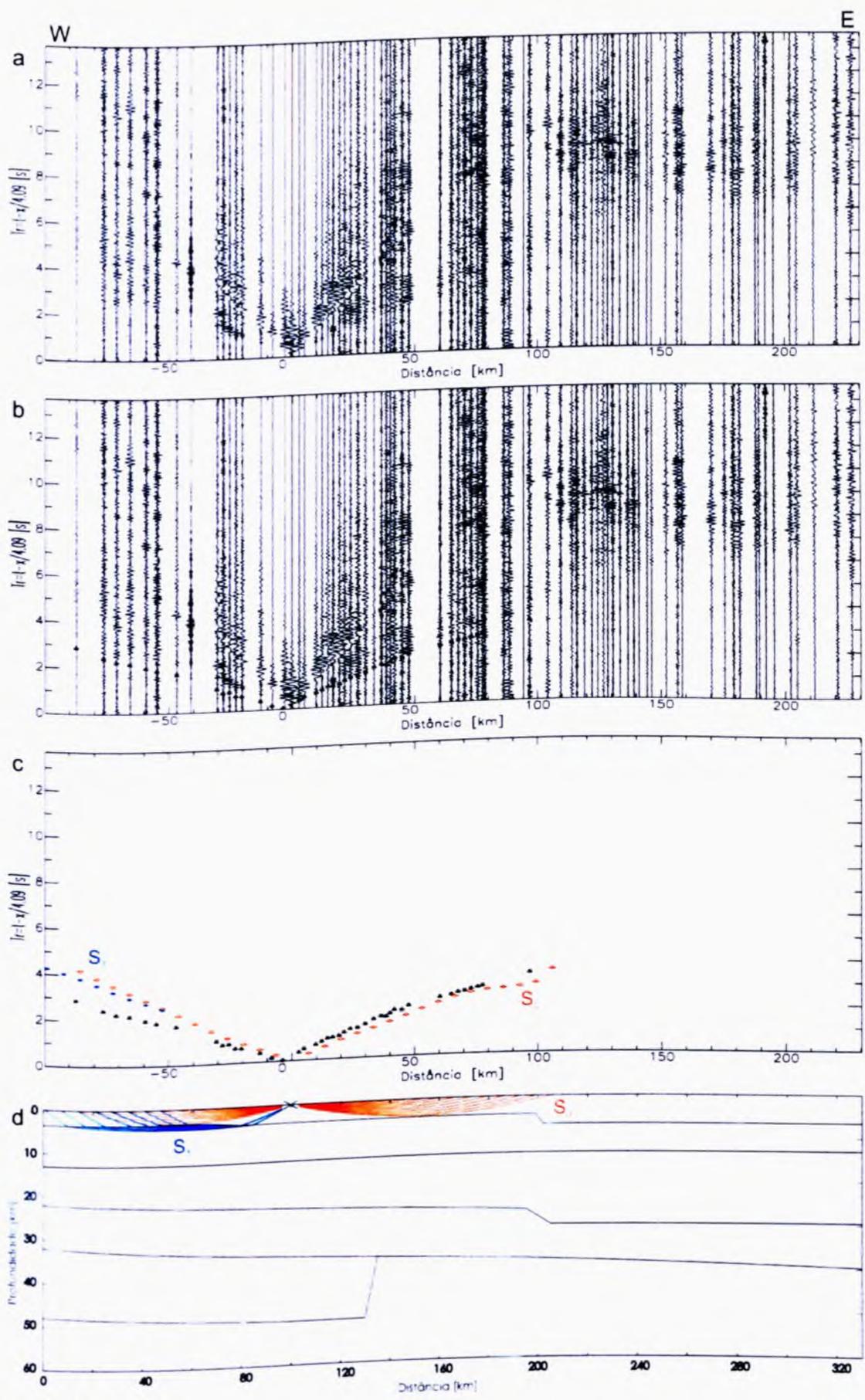
Obtida a partir da refração da Moho, a velocidade do manto sob o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás é de cerca de 4.72 km/s. com as menores velocidades alinhadas com a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois. A modelagem foi concluída com base nos ajustes dos alinhamentos de refração dos tiros 2, 6 e 7. com bons ajustes nos três tiros (figura 6.2

xxiii, xxvii e xxviii).

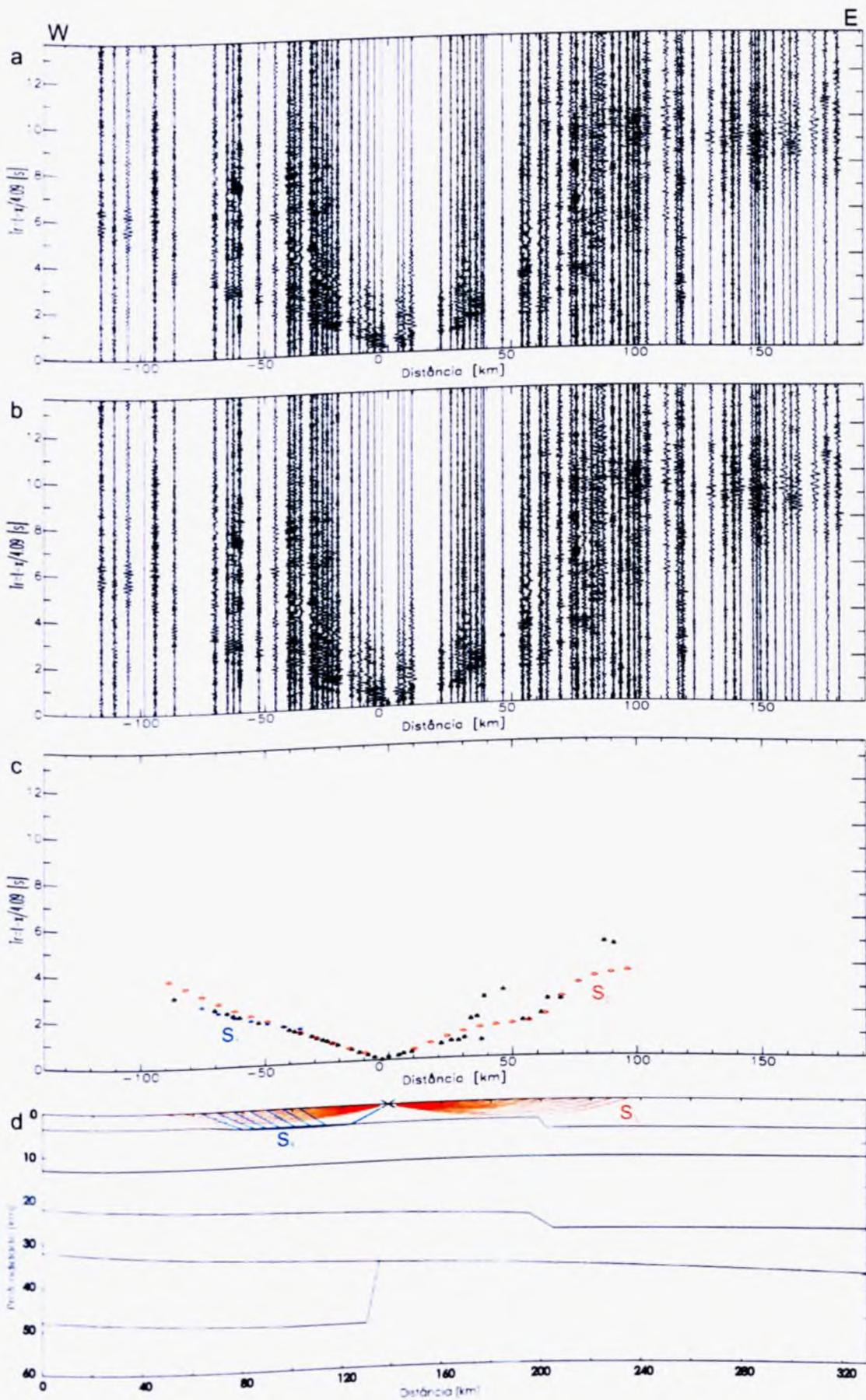
Hgura 6.2 - Modelagem bidimensional dos sismogramas compostos de ondas S (tiros 1 a 7) da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Os sismogramas foram filtrados na banda-passante de 1 Hz a 8 Hz e reduzidos com velocidade de 4,0 km/s. Em (a), (b) e (c) utiliza-se o *frame* do sismograma de cada tiro, com indicação de fases lidas e modeladas em (b) e (c). O modelo crustal com traçado de raio é mostrado em (d). As curvas são resultados sintéticos do modelo de Porangatu gerados com o programa SEIS88. Os nomes das curvas e do traçado de raio correspondente estão indicados, sendo S_0 a onda direta; S_i ($i=2,3$) a reflexão; S_m a reflexão da Moho; S_1 a refração da primeira camada; e S_n a refração da Moho. Os triângulos pretos representam as fases de referência lidas.



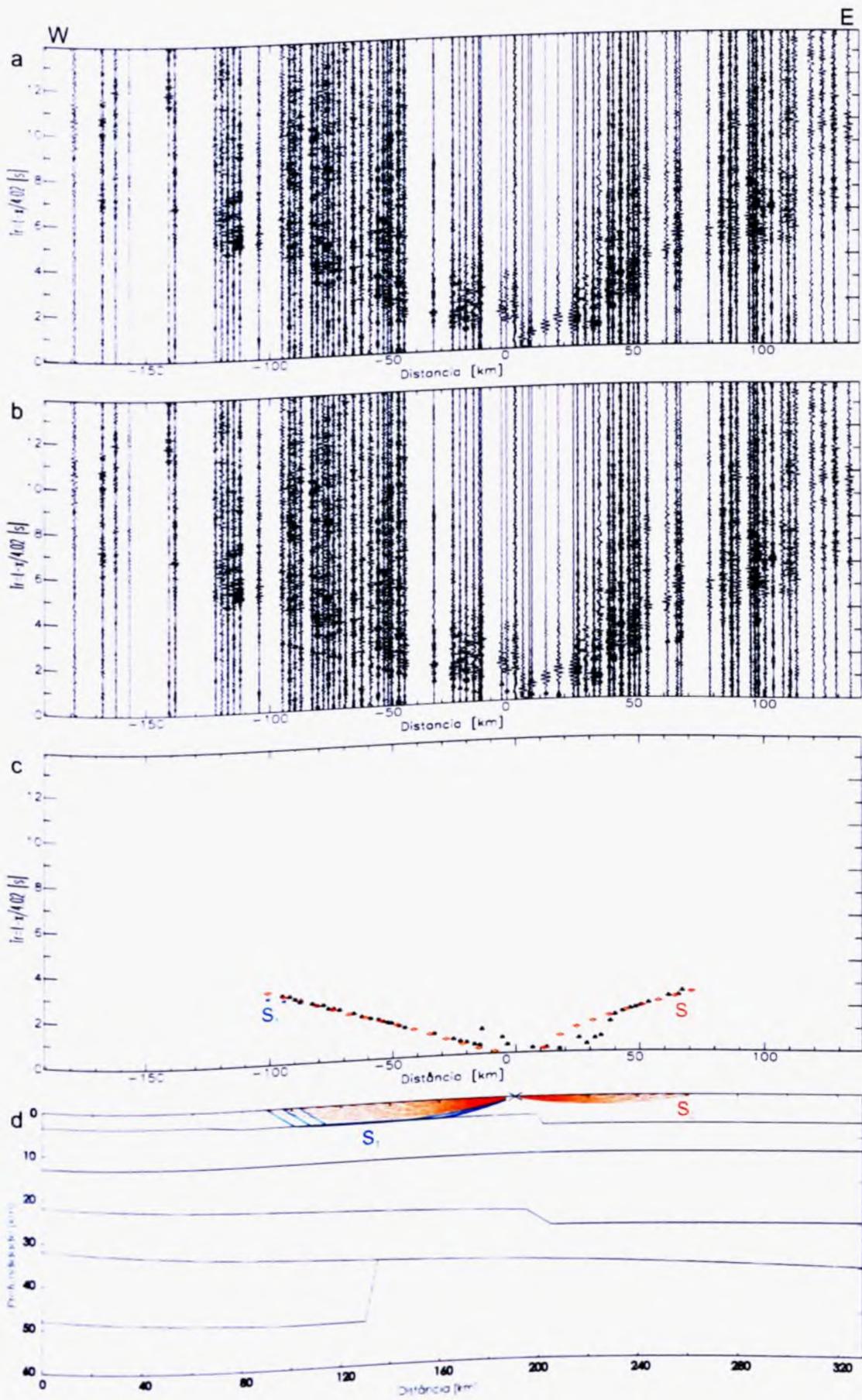
i) Camada 1 – tiro 1.



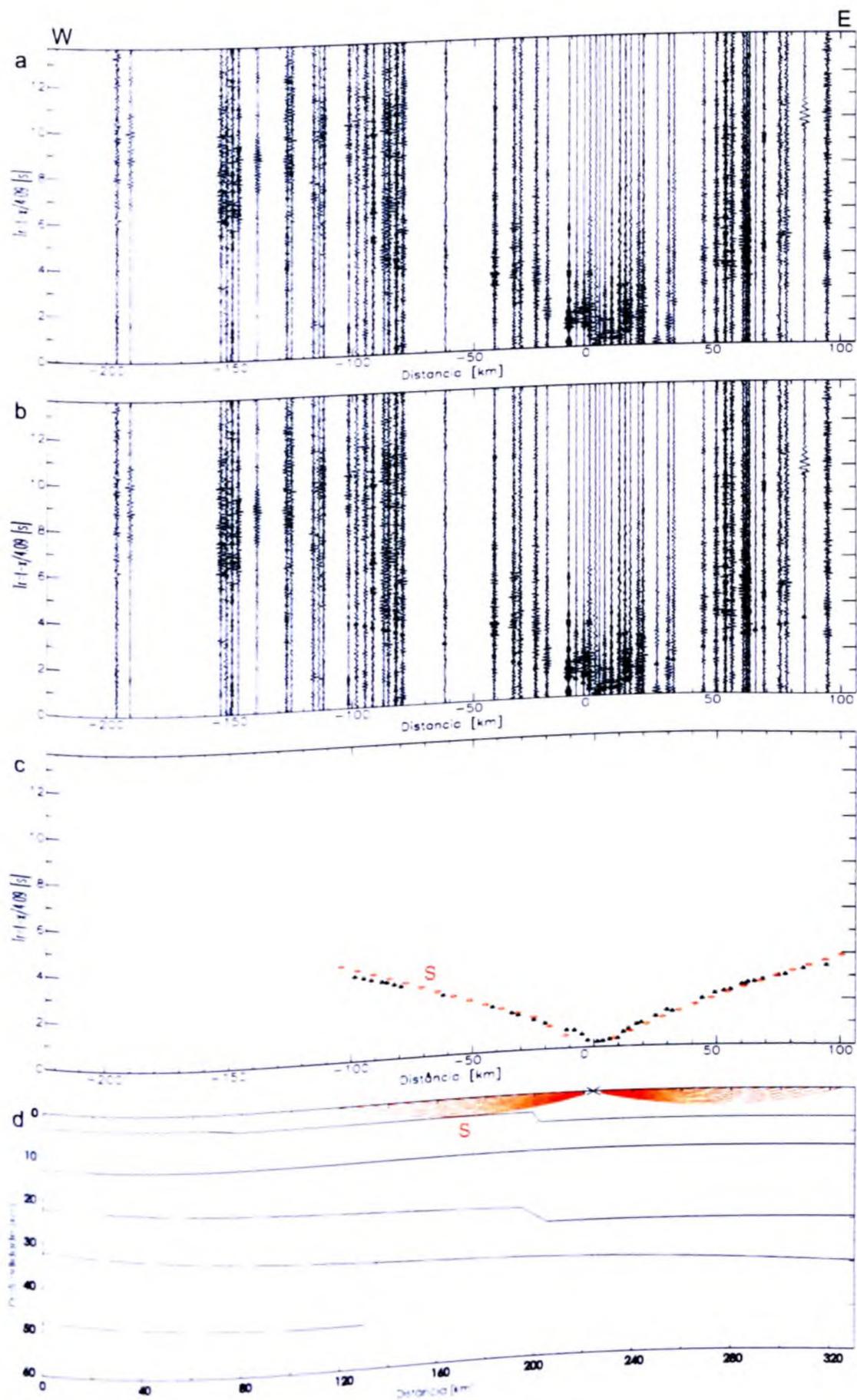
ii) Camada 1 – tiro 2.



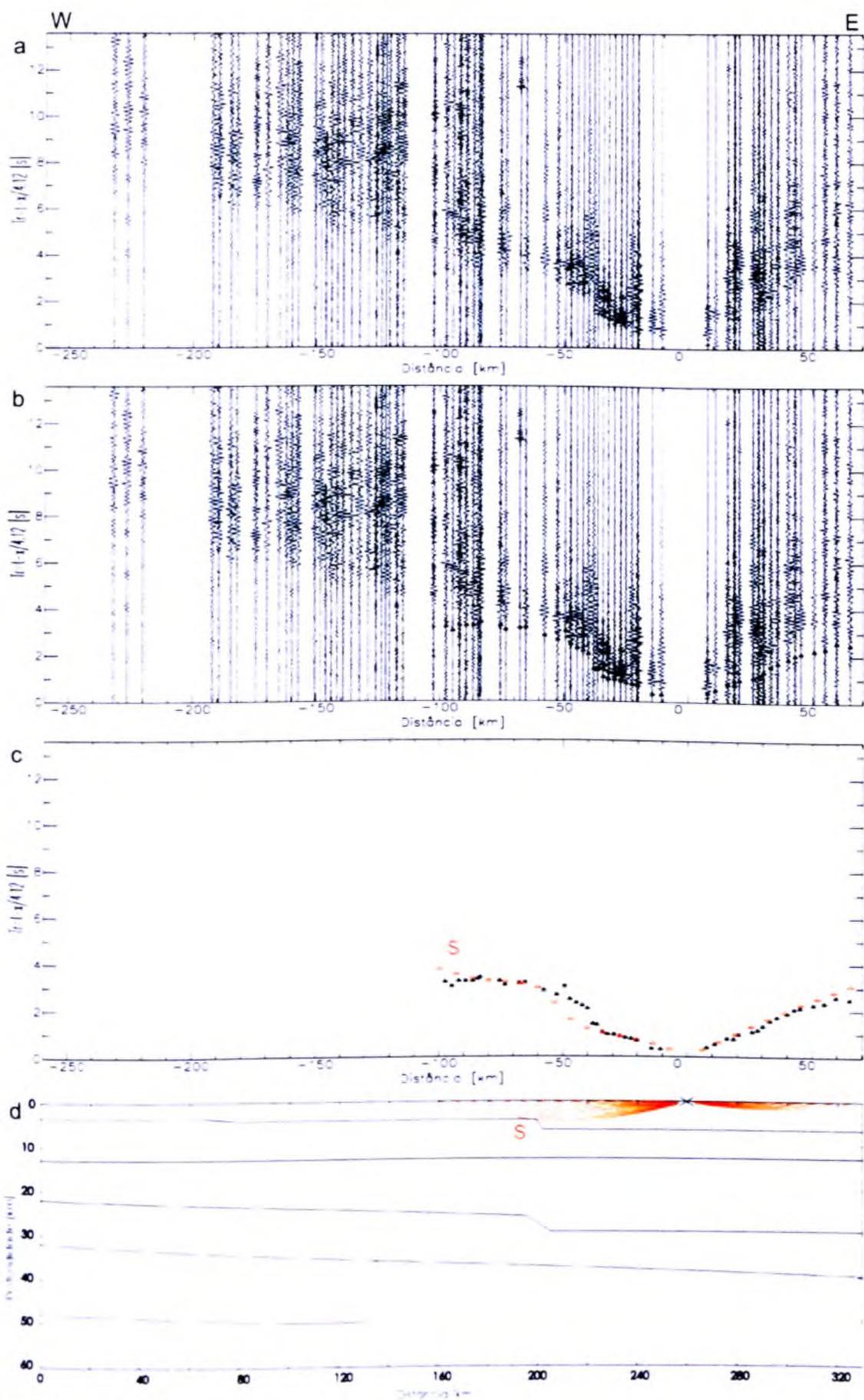
iii) Camada 1 - tiro 3.



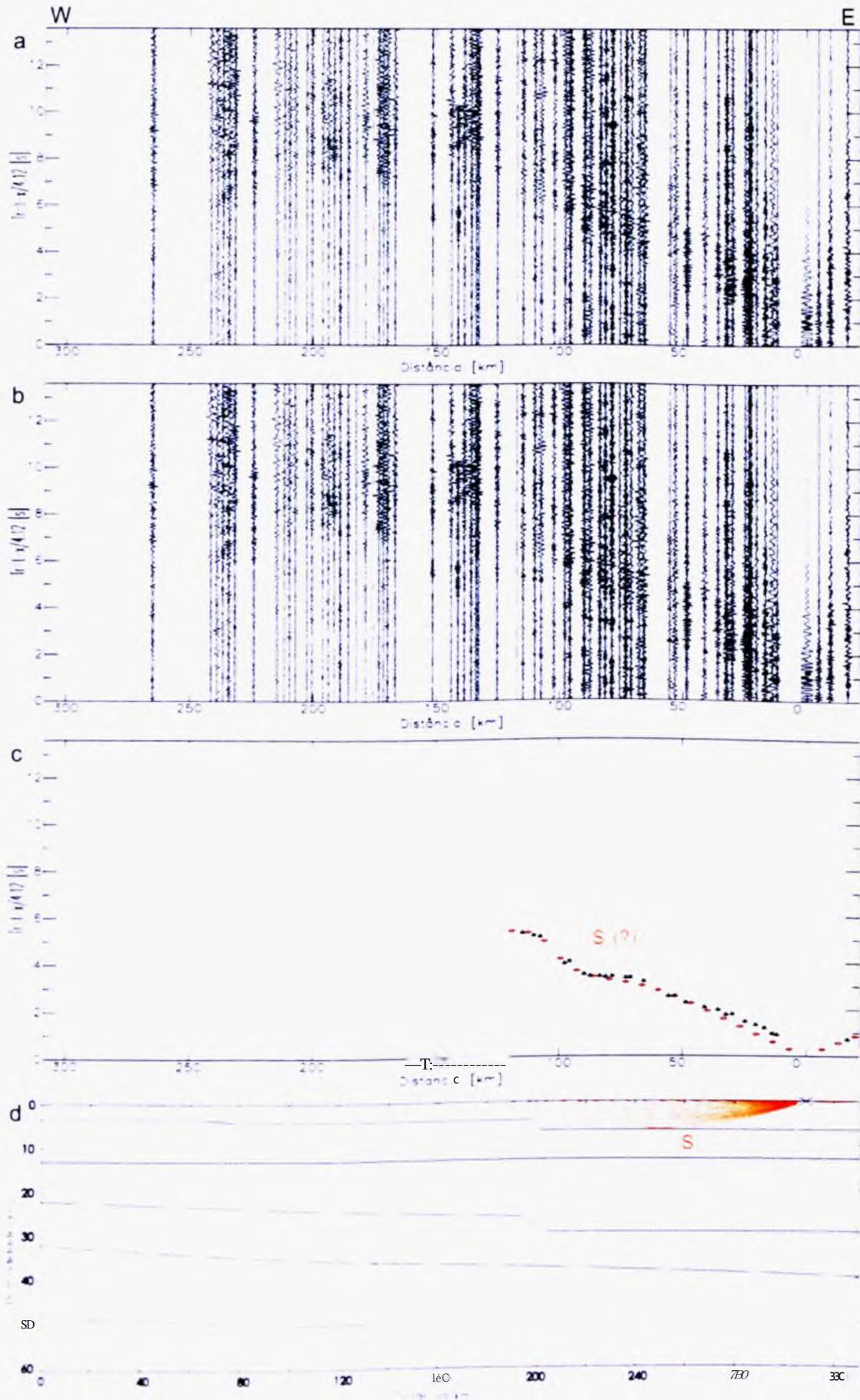
iv) Camada 1 – tiro 4.



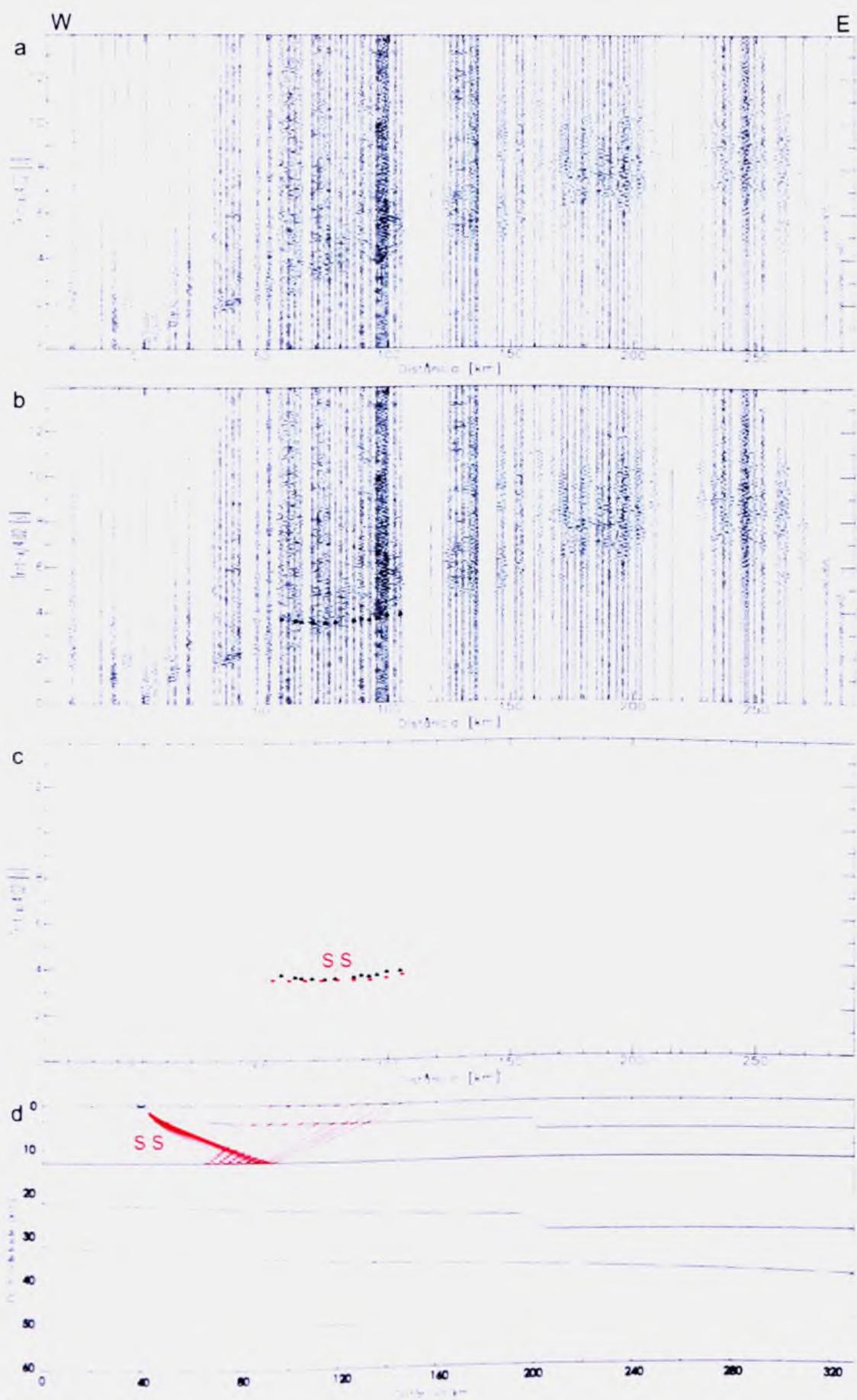
v) Camada 1 – tiro 5.



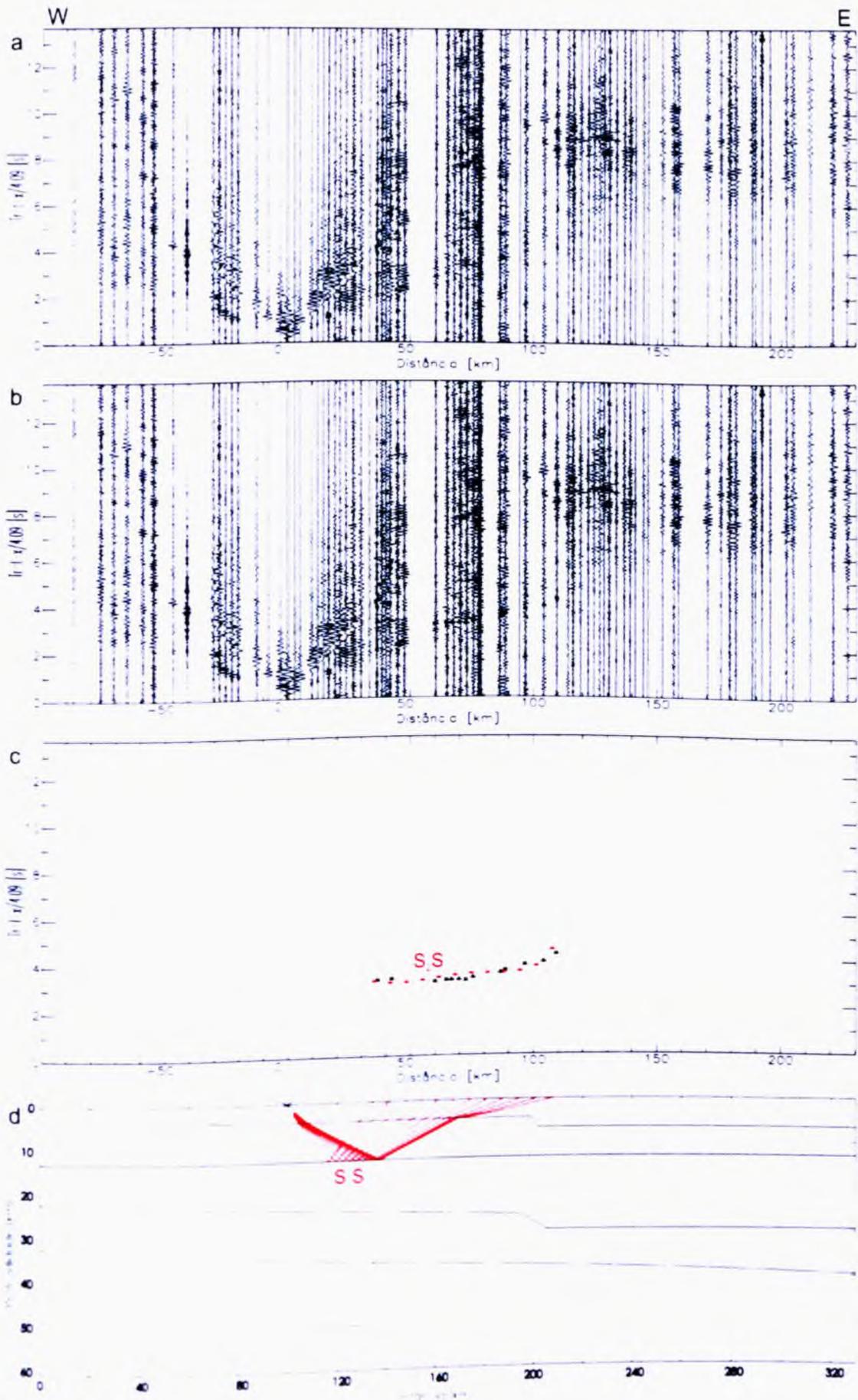
vi) Camada 1 – tiro 6.



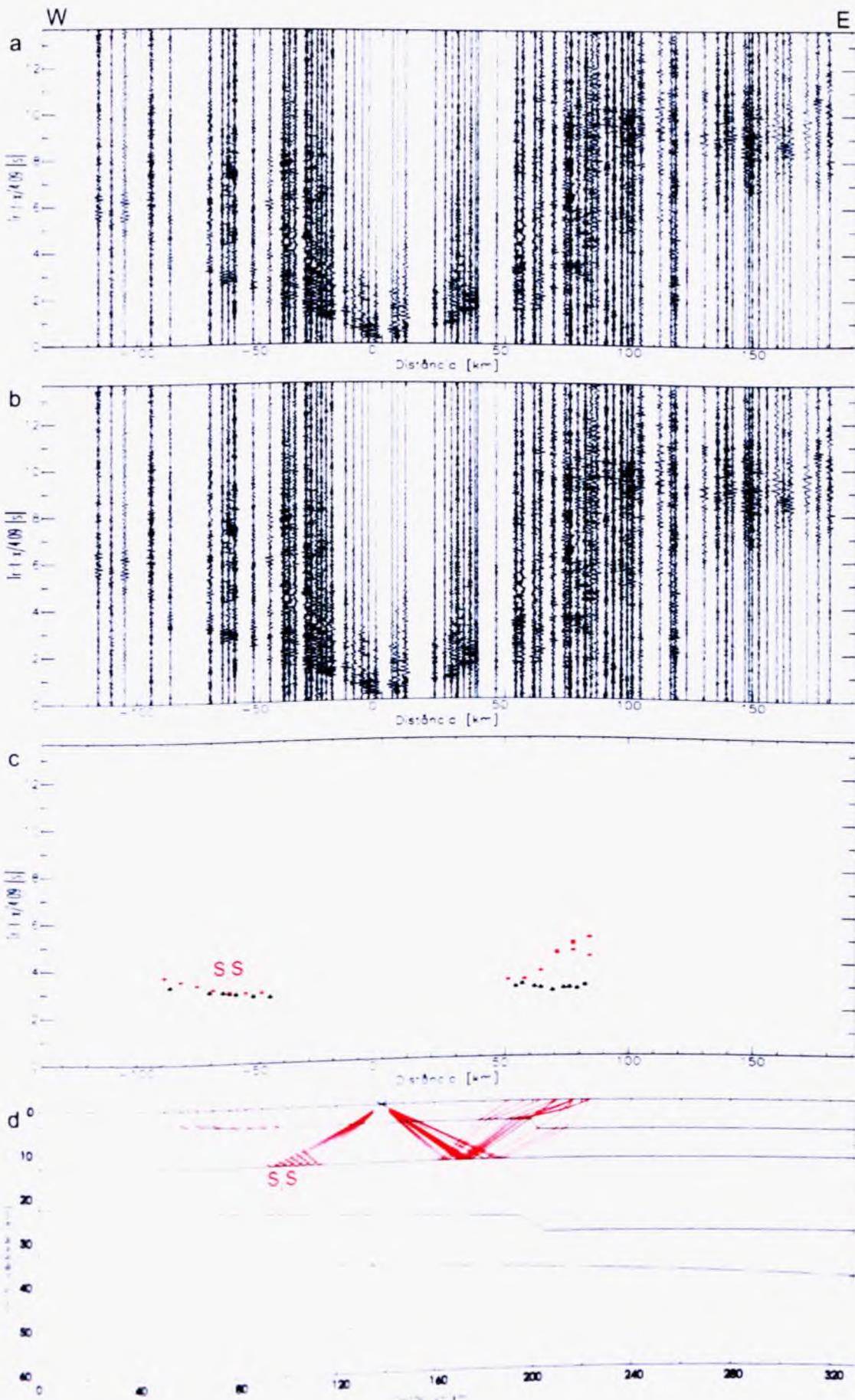
v'ii) C amada I tiro 7.



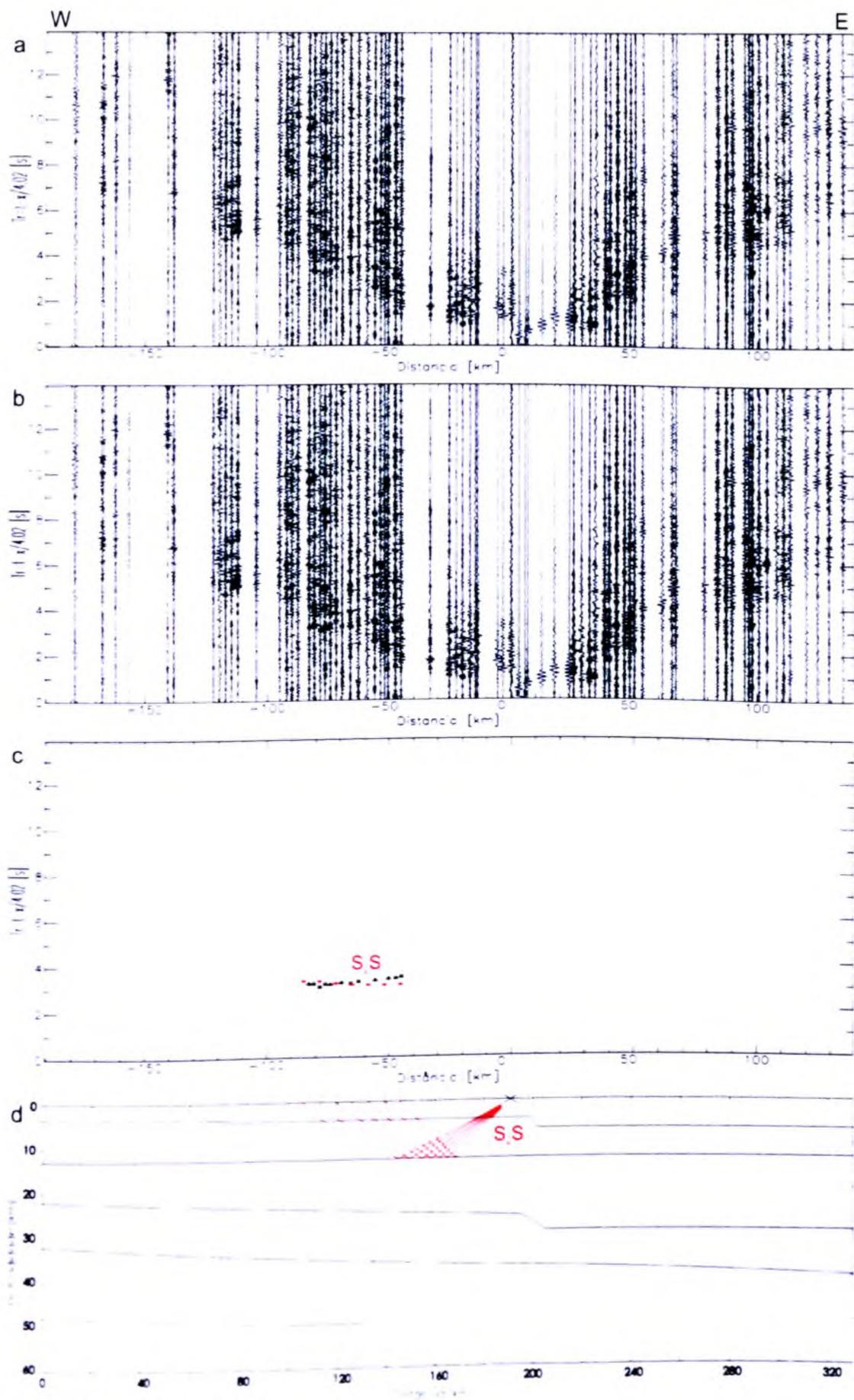
viii) Camada 2 - tiro 1.



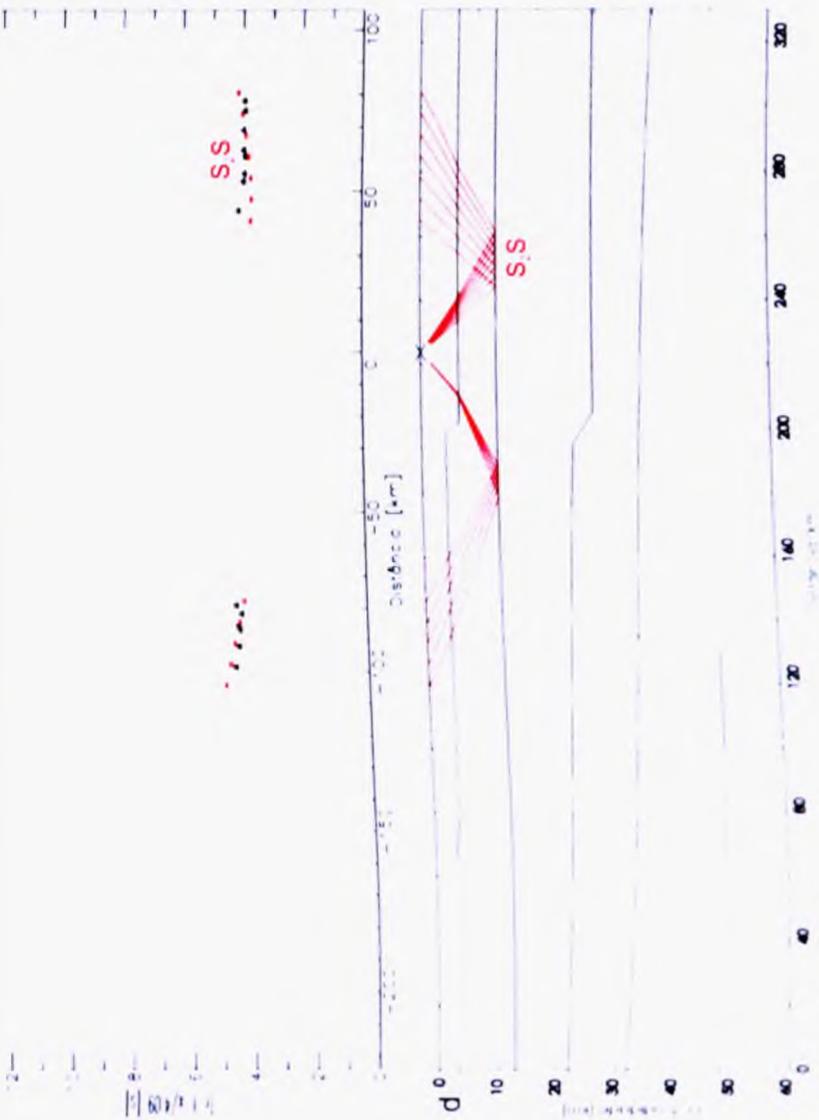
ix) Camada 2 - tiro 2.



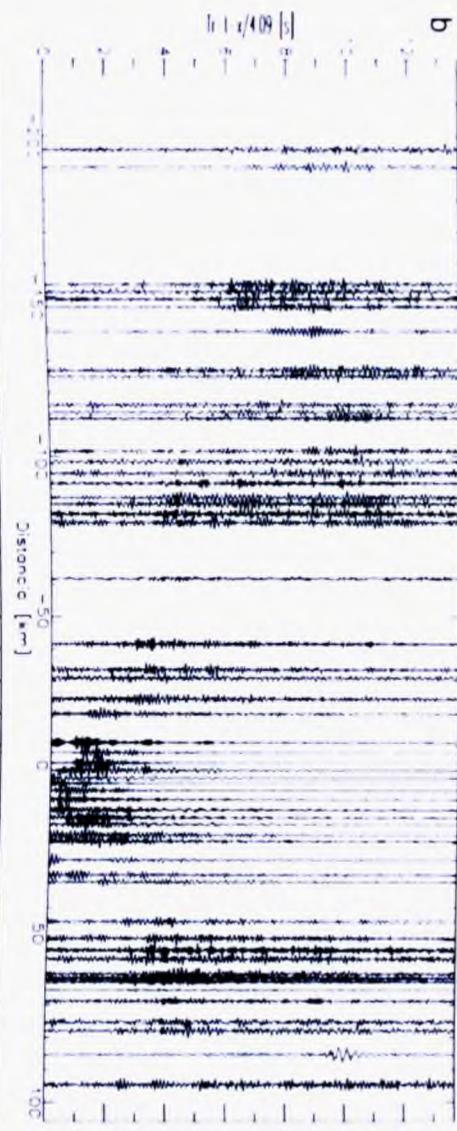
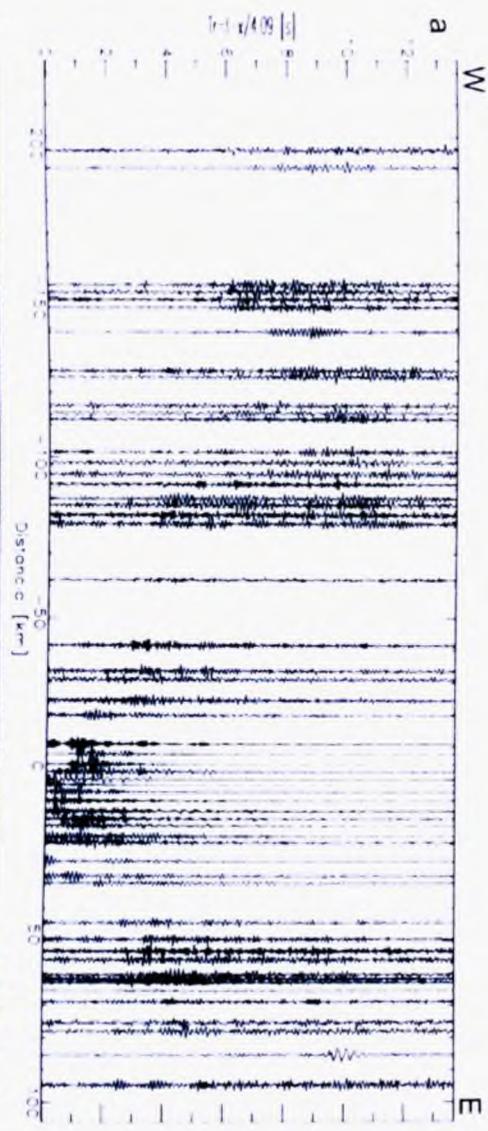
x) Camada 2 - tiro 3.

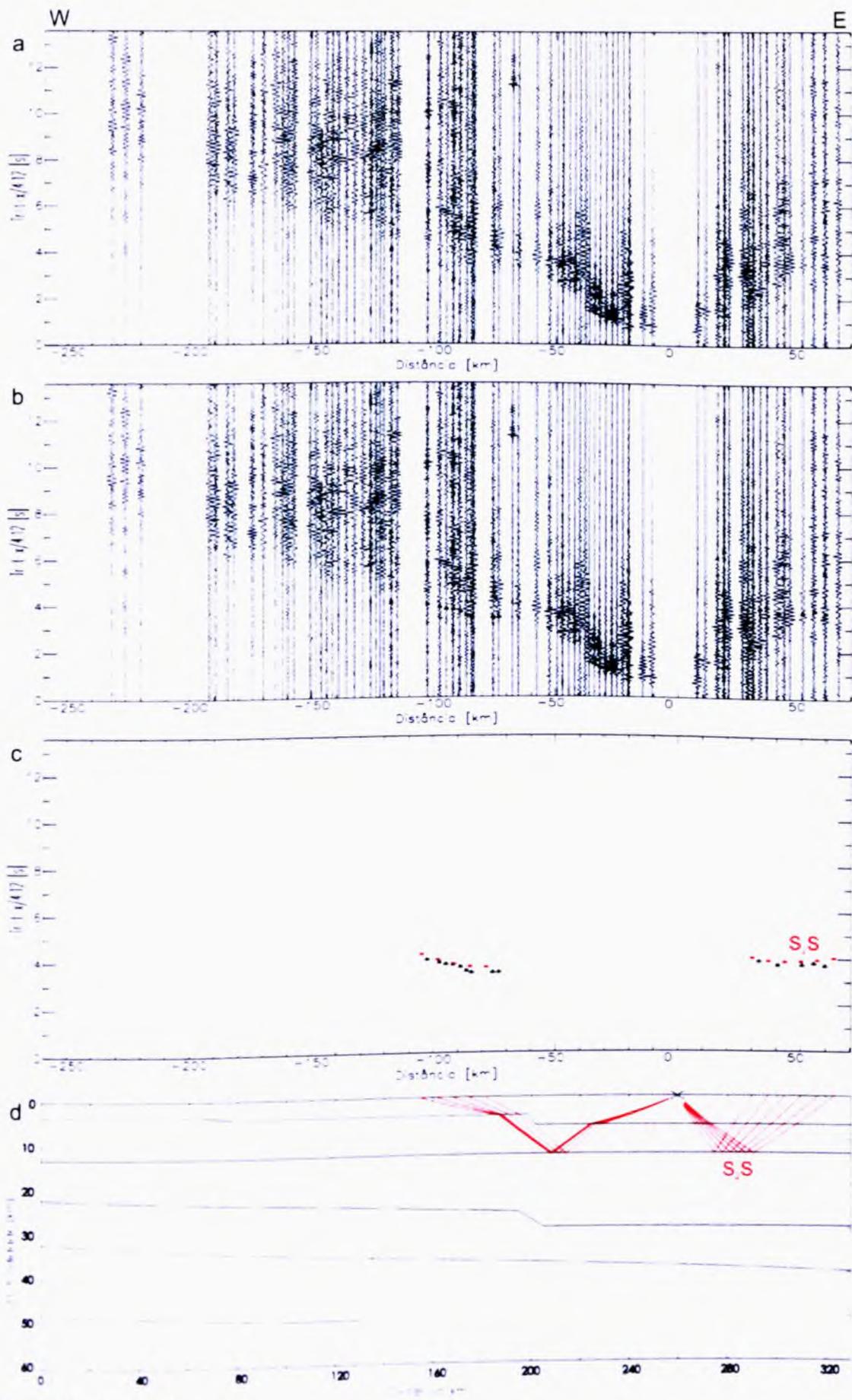


xi) Camada 2 – tiro 4.

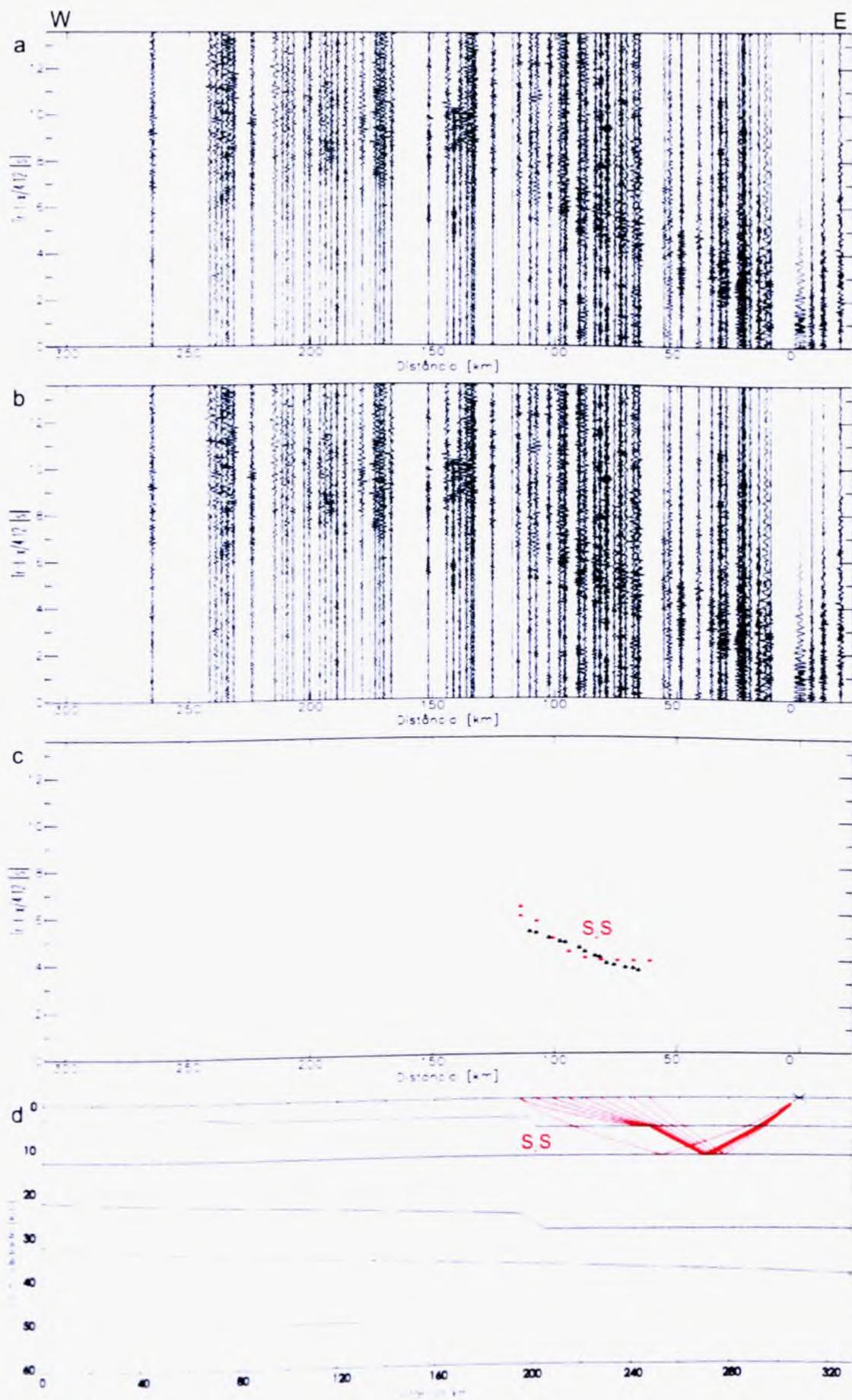


xii) Camada 2 – tiro 5.

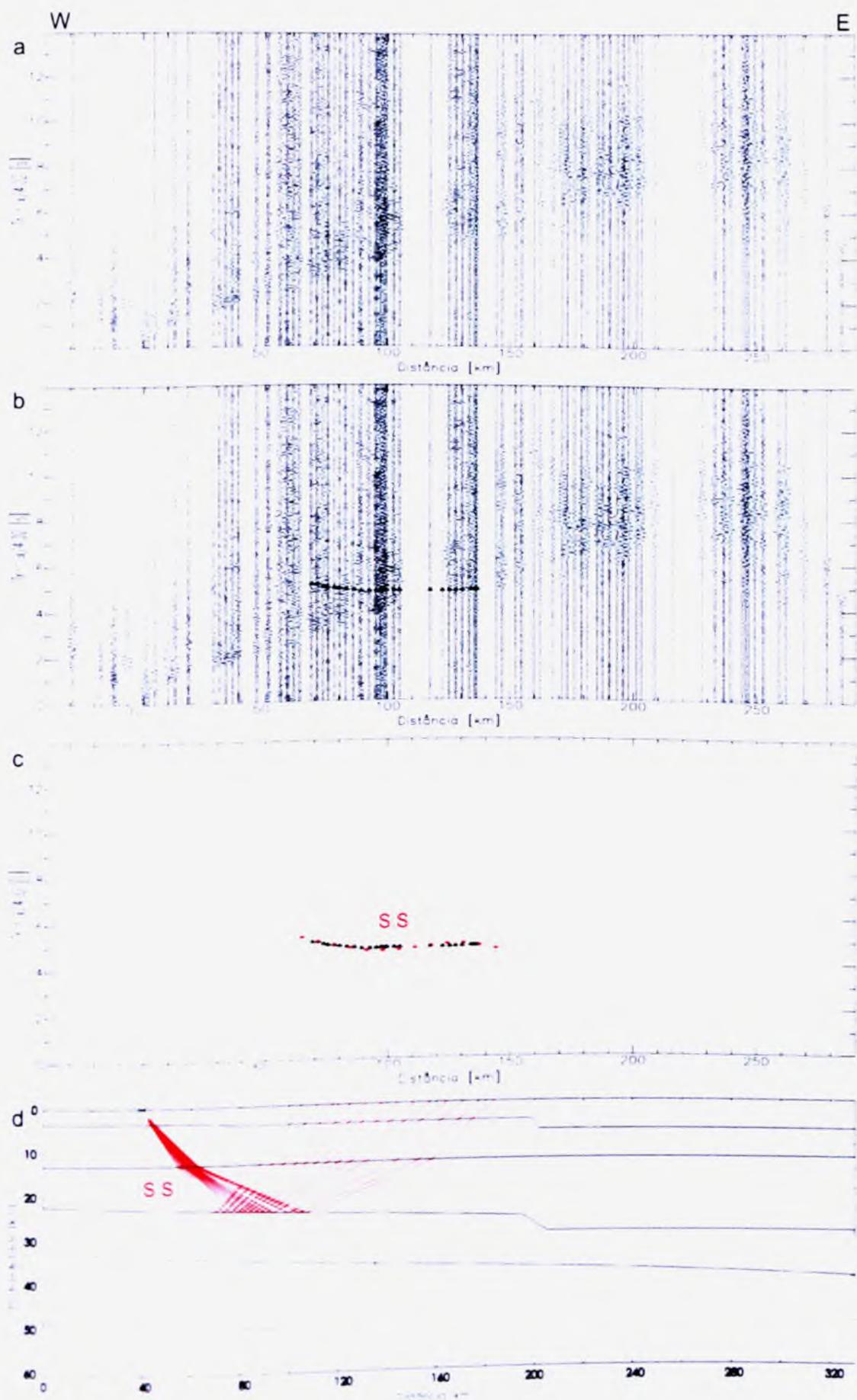




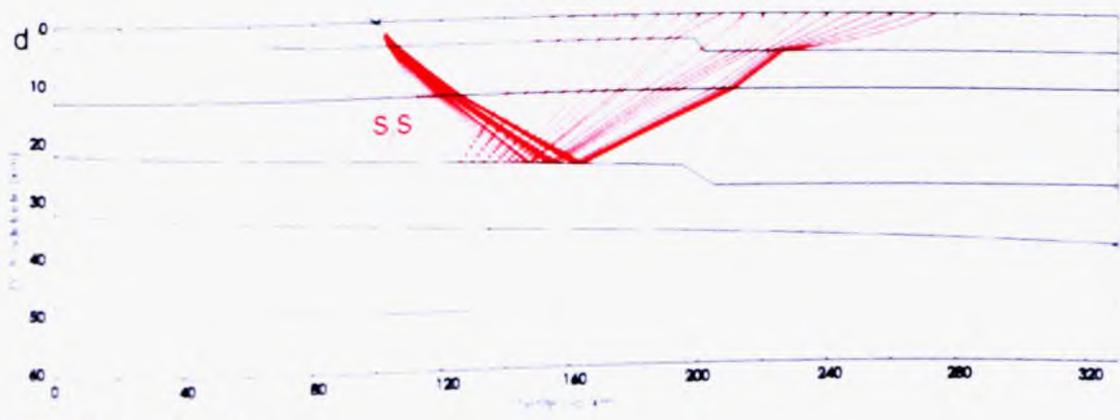
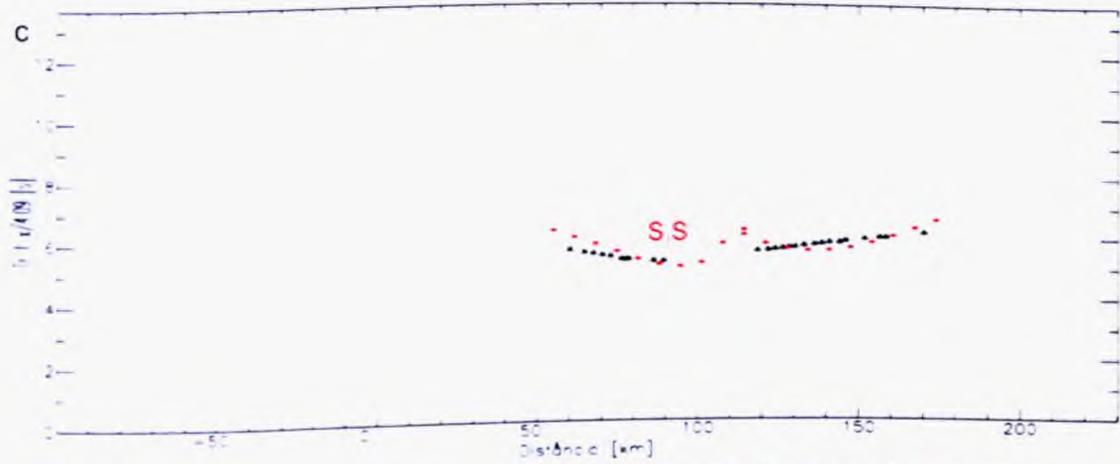
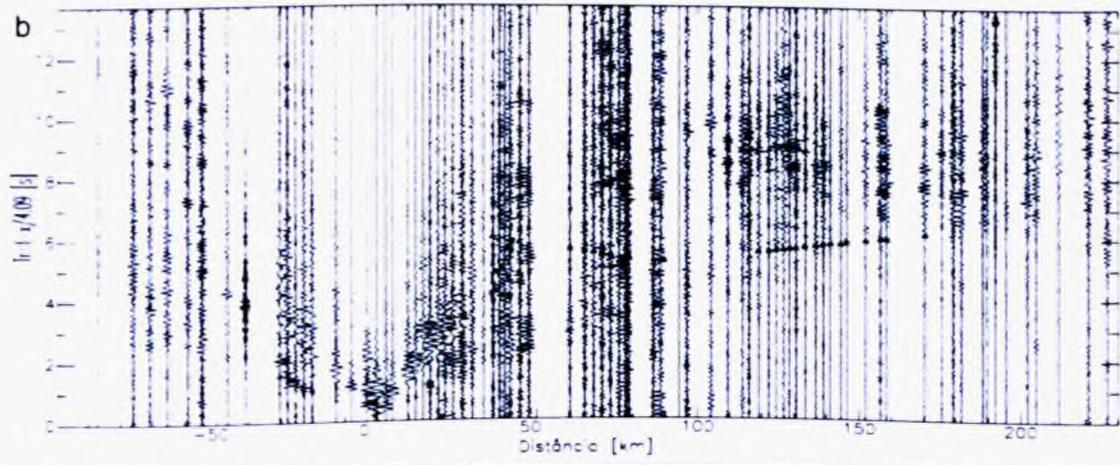
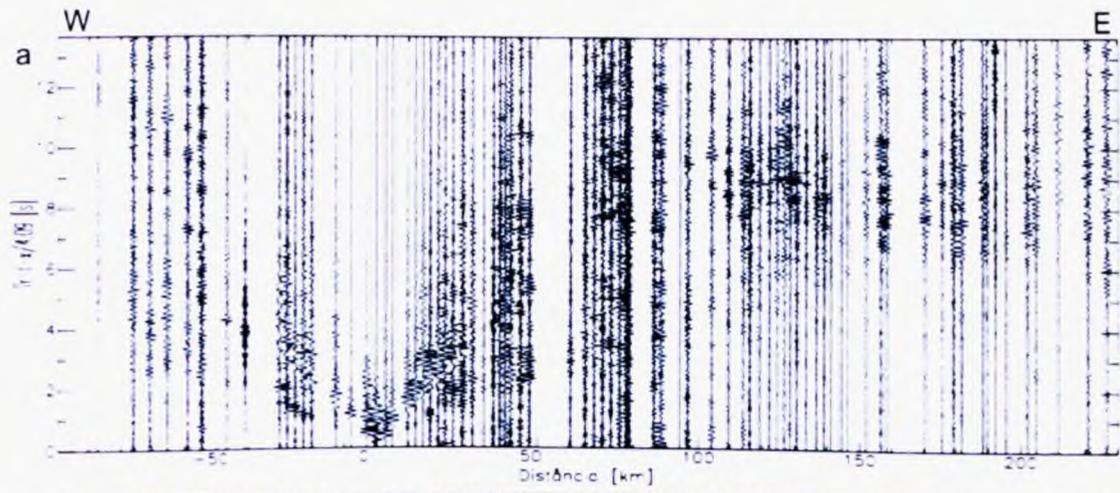
xiii) Camada 2 - tiro 6.



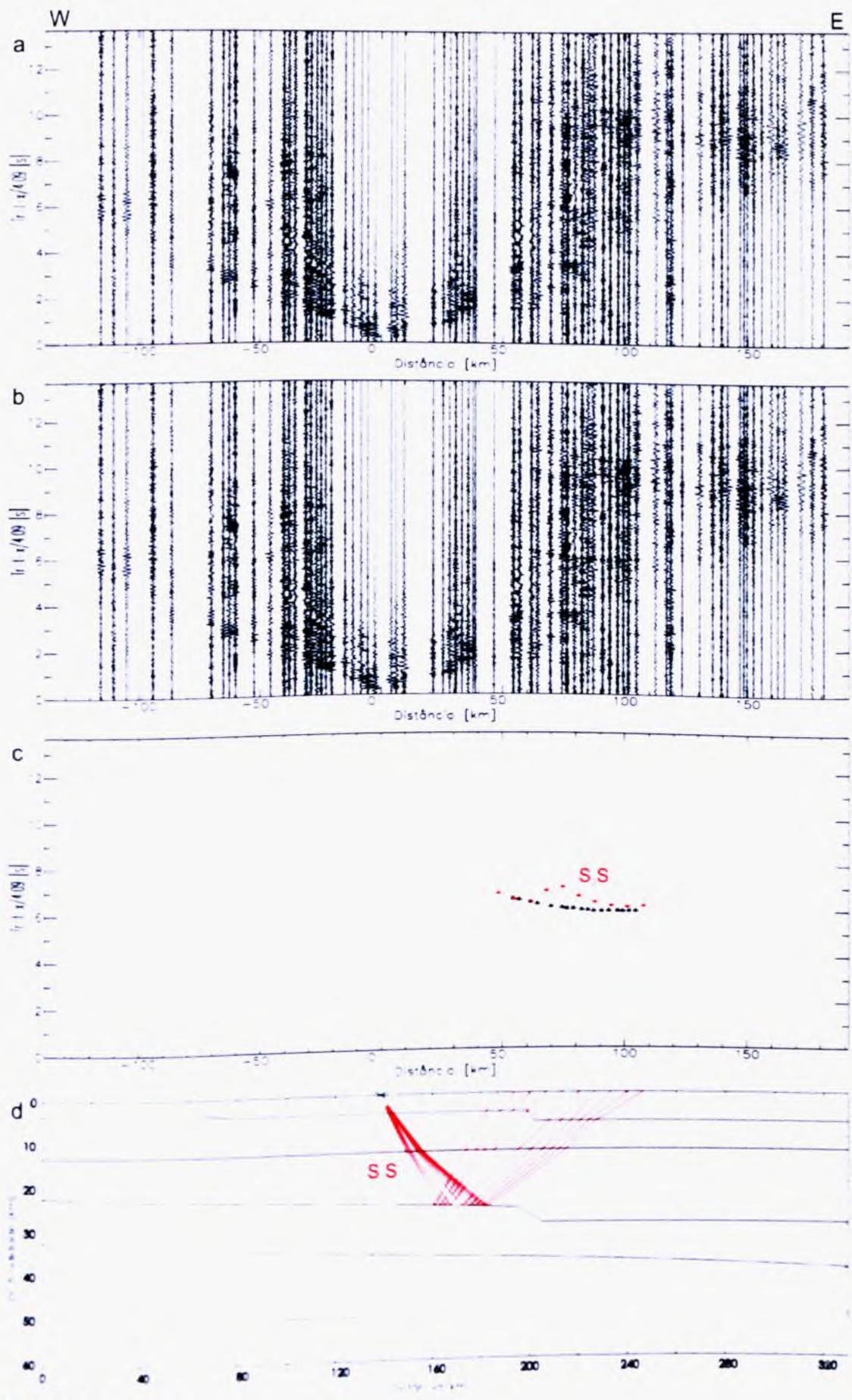
xiv) Camada 2 - tiro 7.



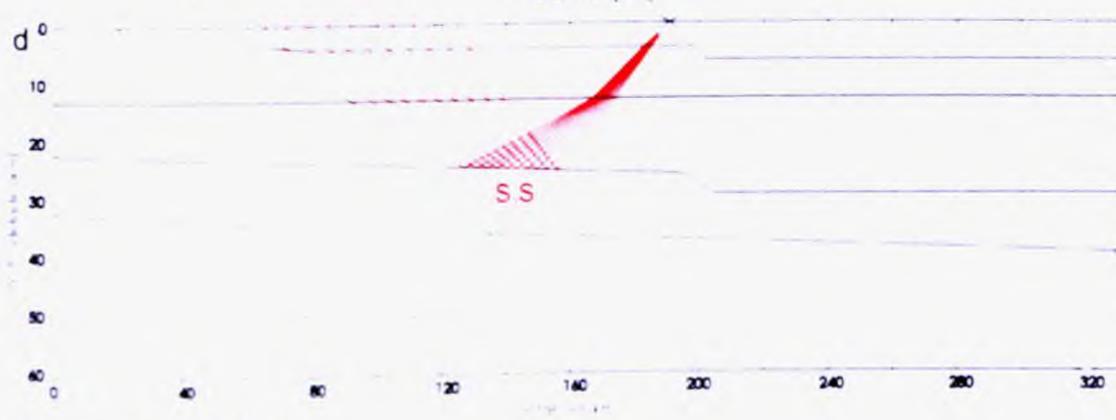
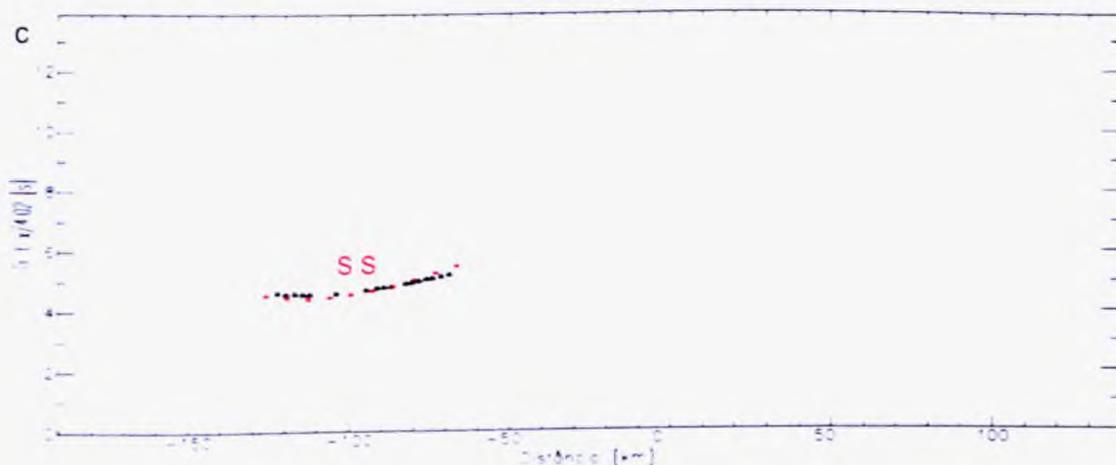
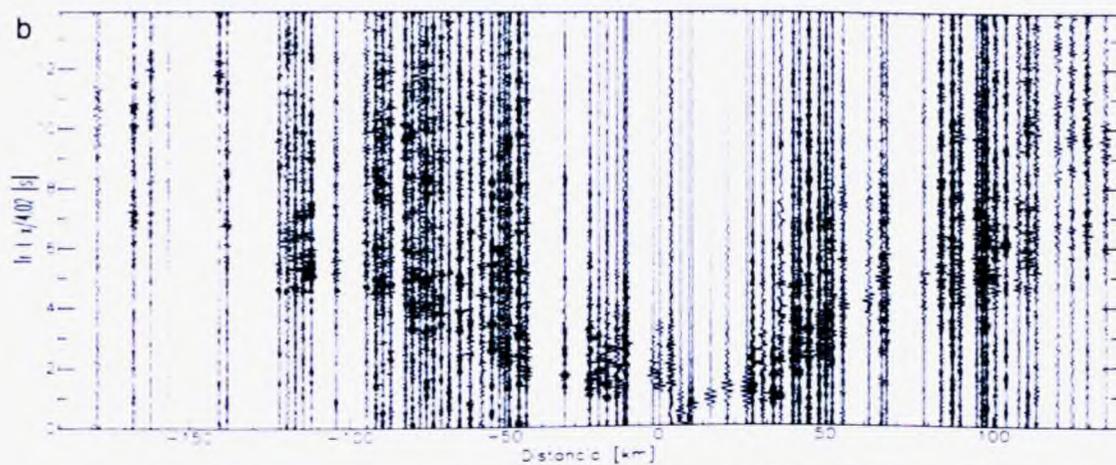
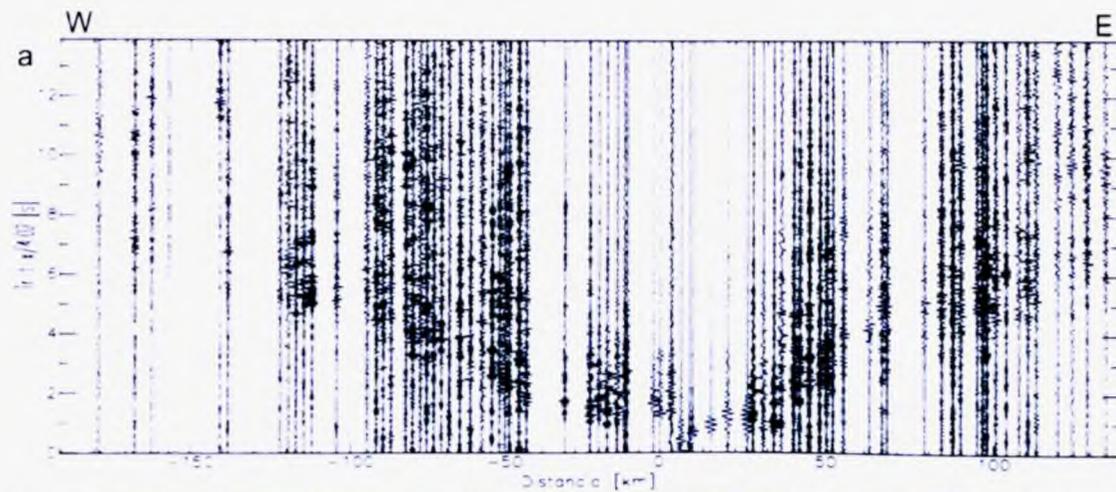
xv) Camada 3 - tiro 1.



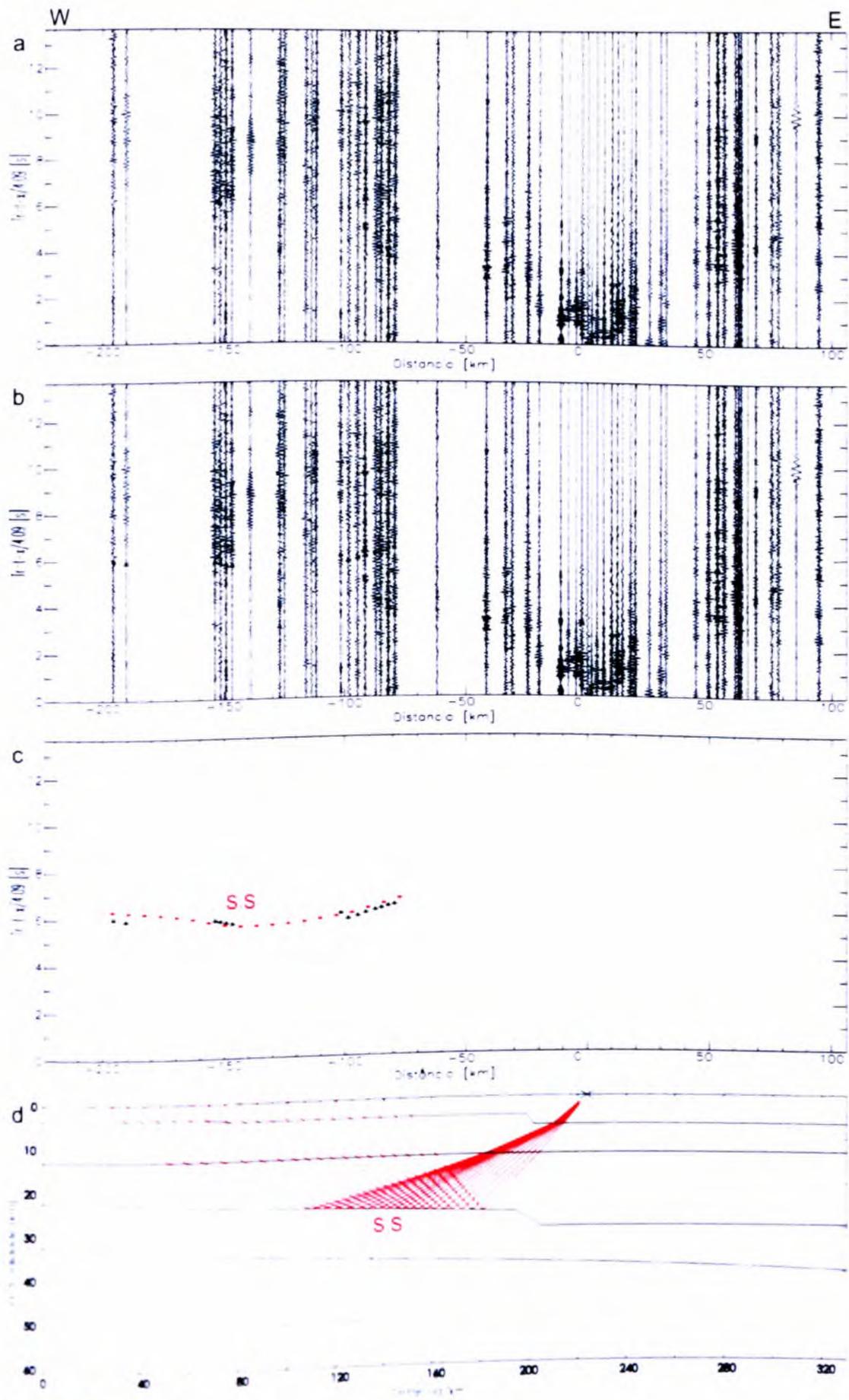
xvi) Camada 3 - tiro 2.



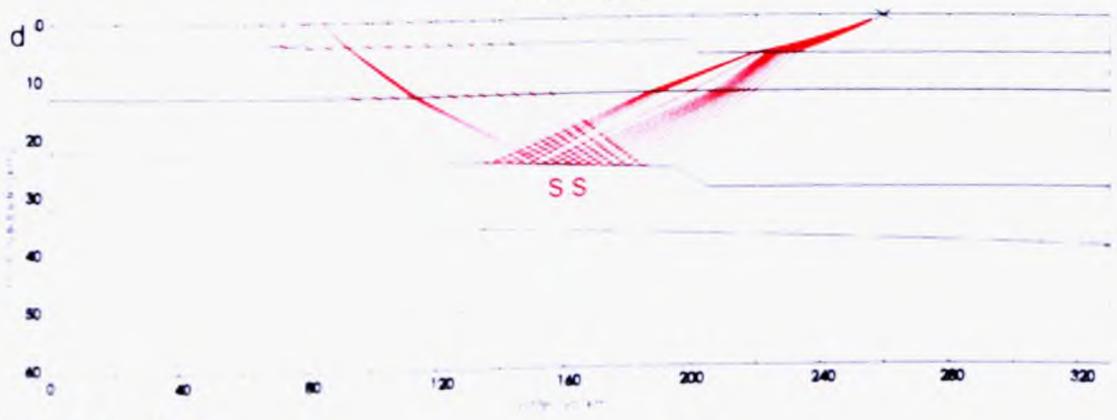
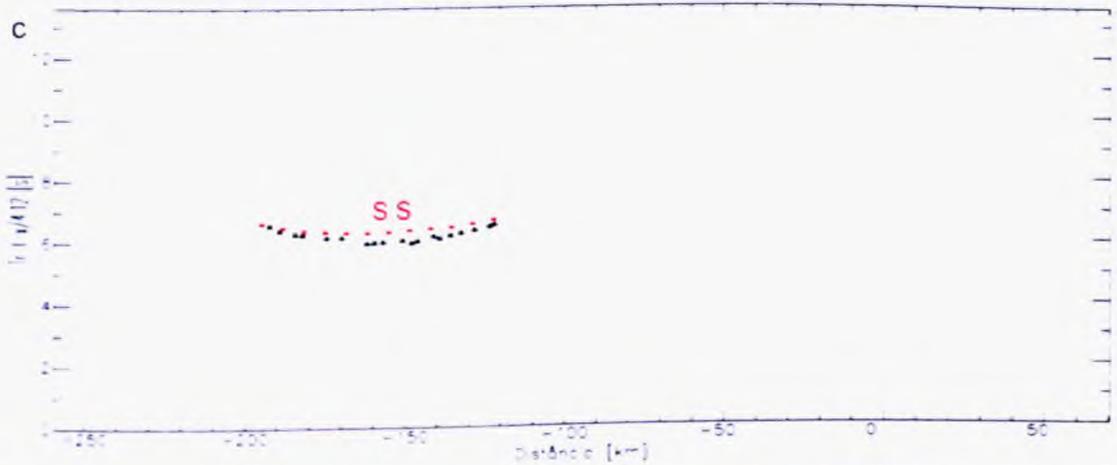
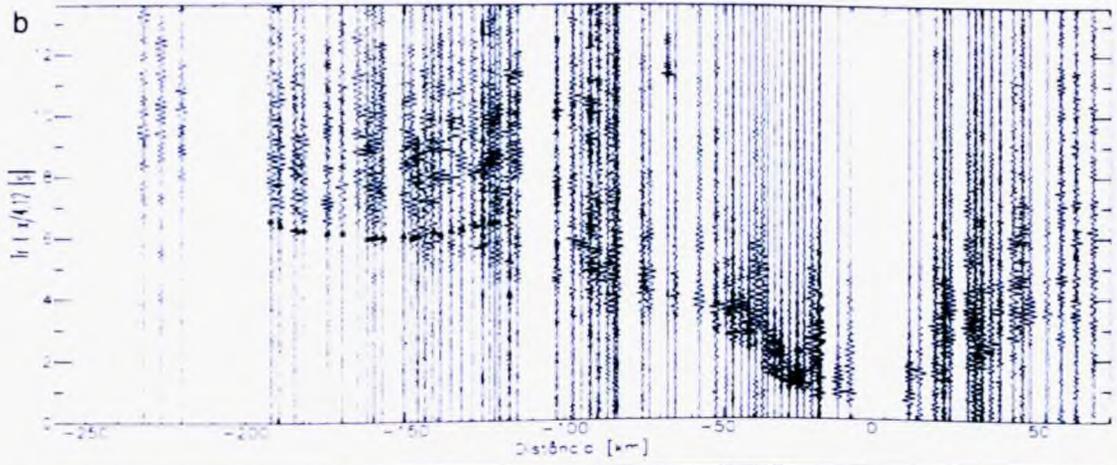
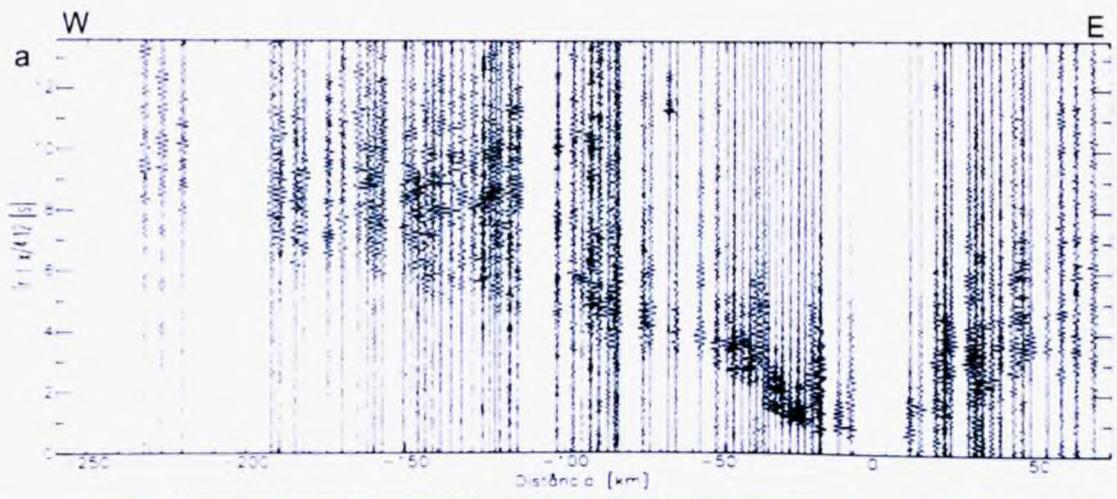
xvii) Camada 3 - tiro 3.



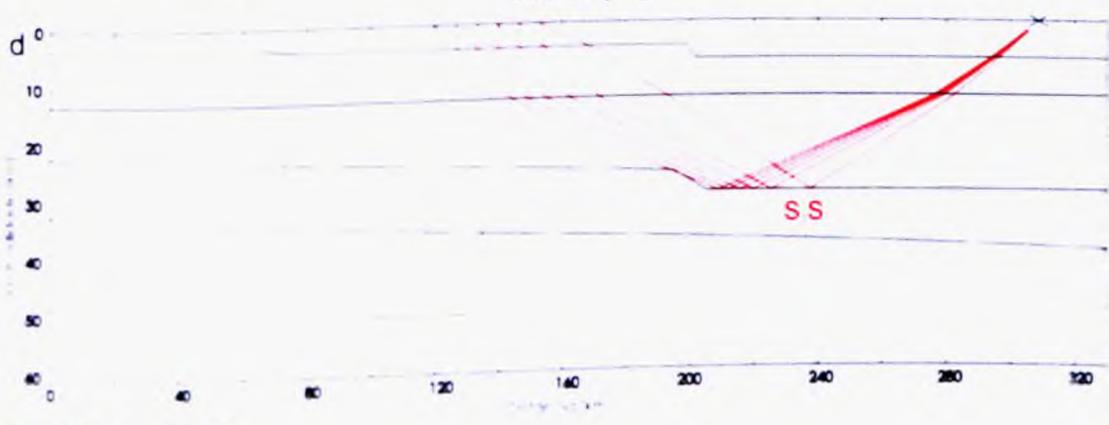
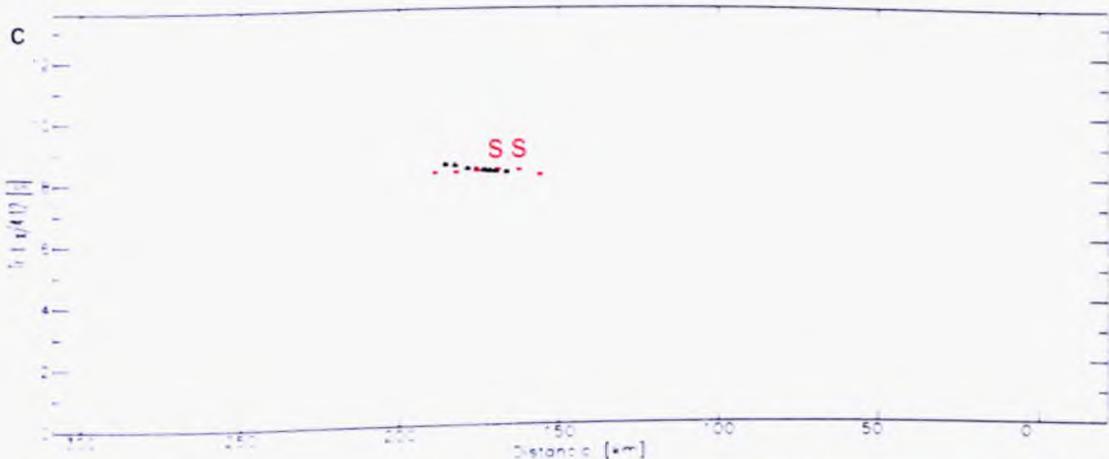
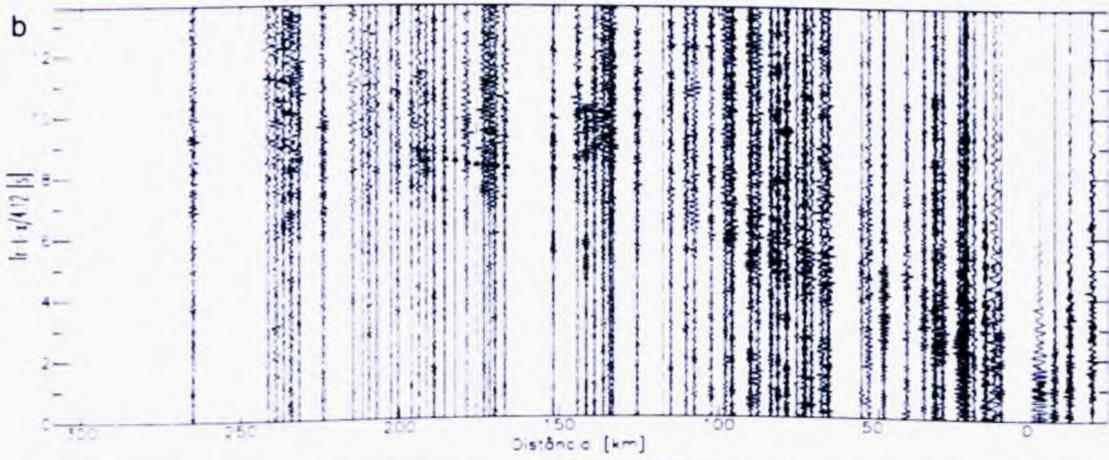
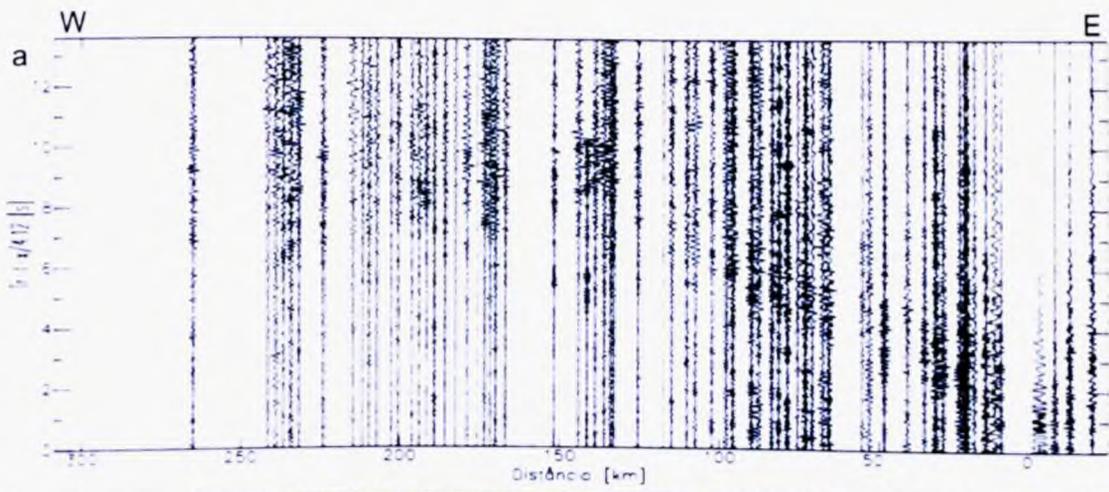
xviii) Camada 3 – tiro 4.



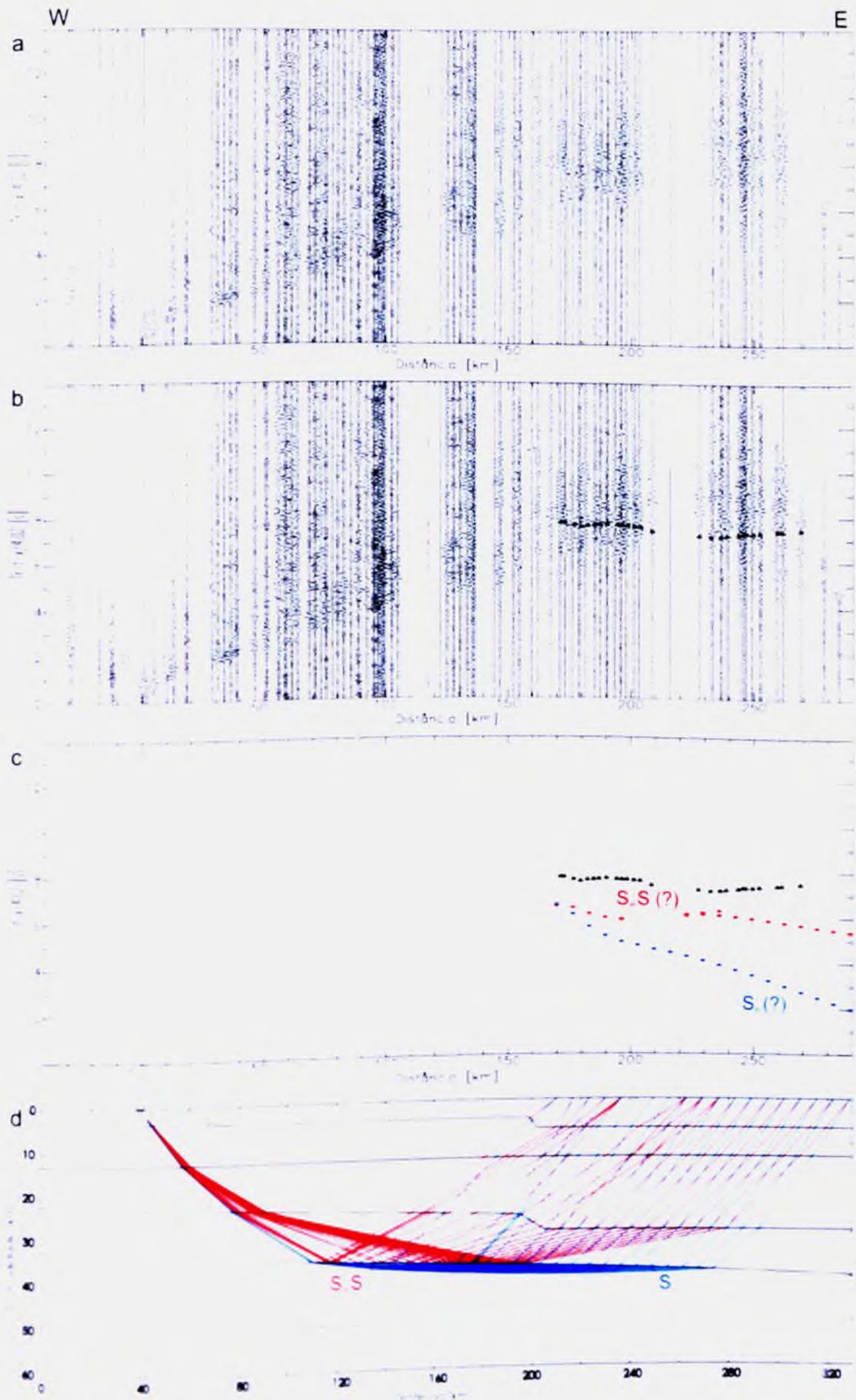
xix) Camada 3 - tiro 5.



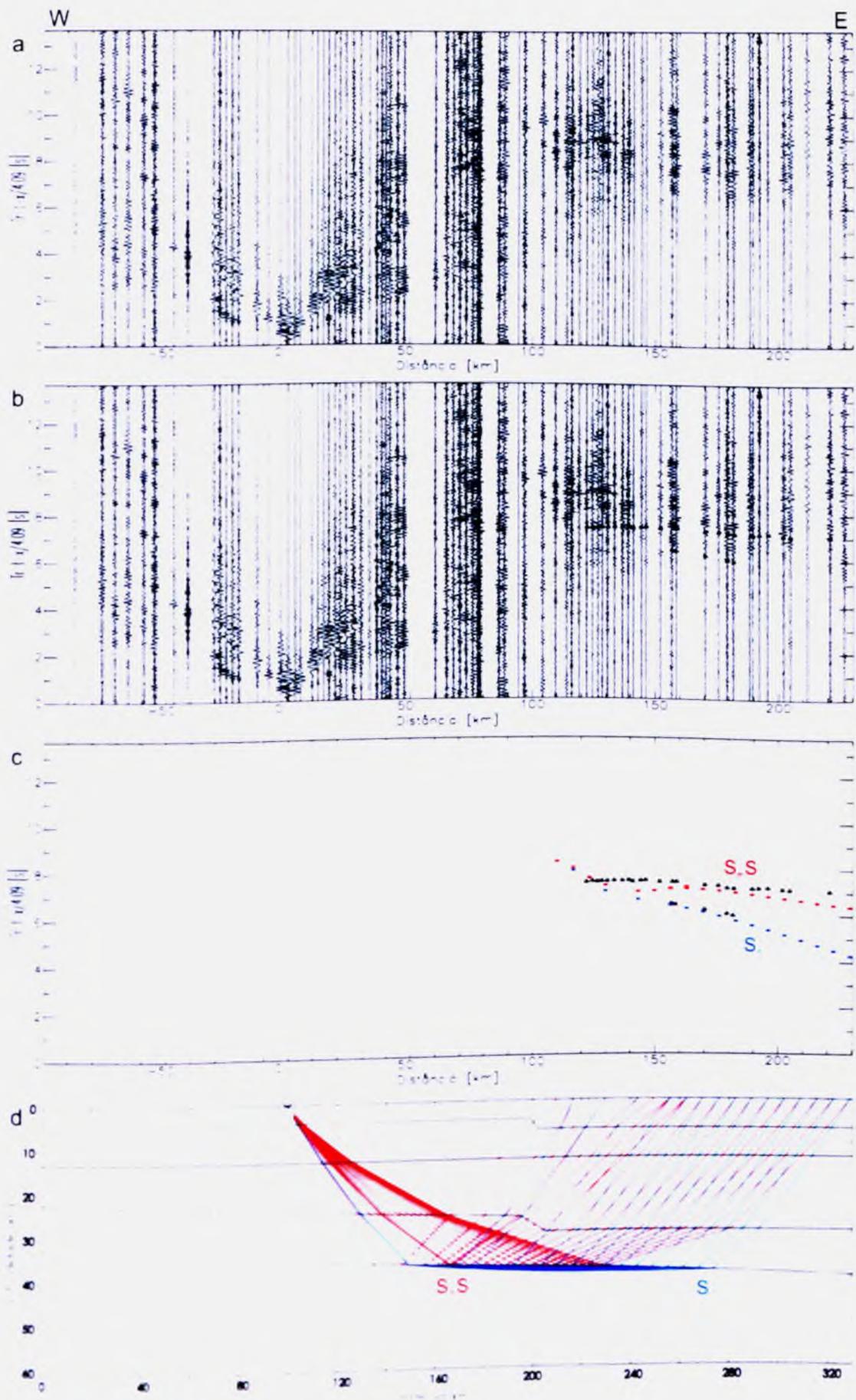
XX) Camada 3 – tiro 6.



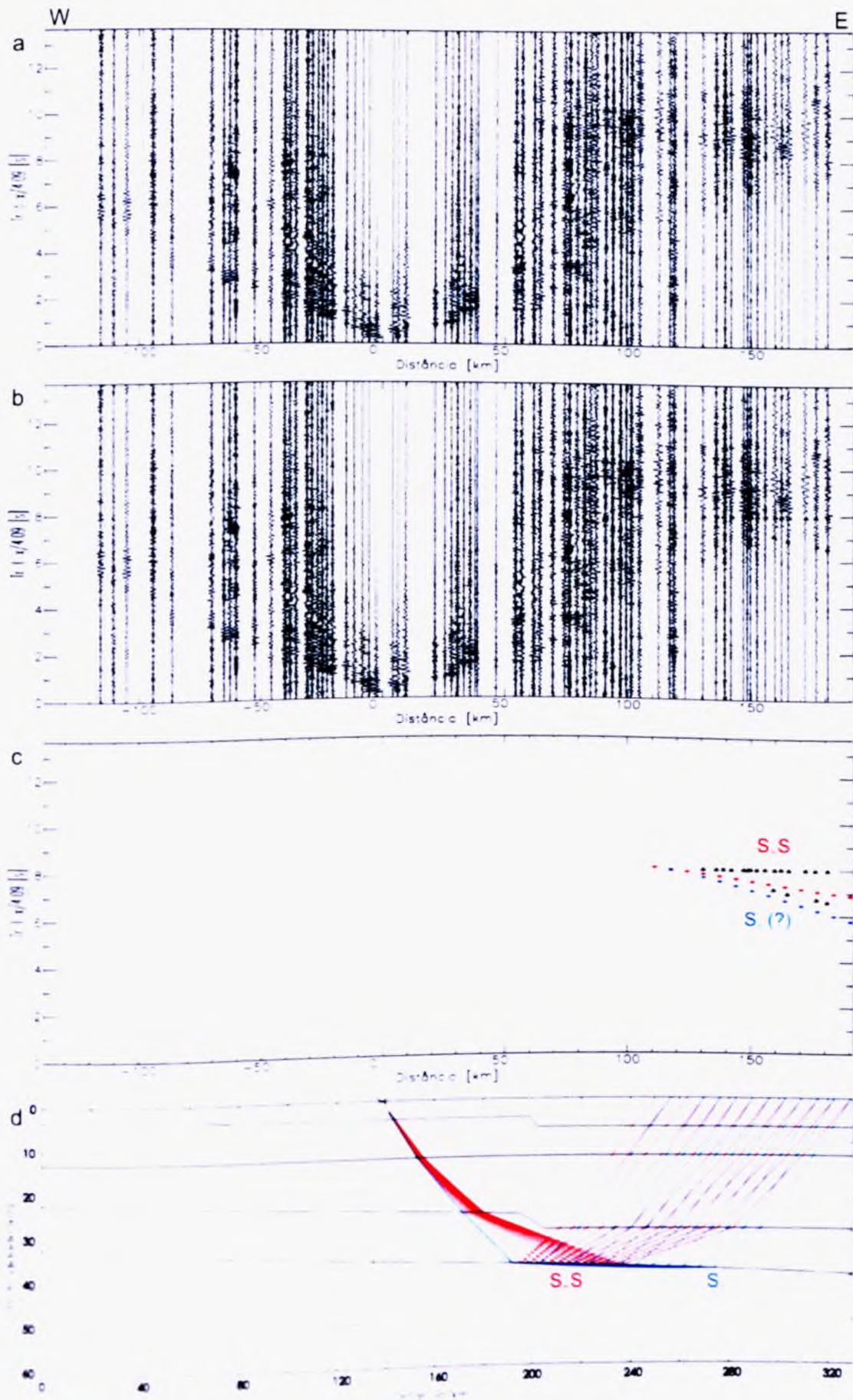
xxi) Camada 3 - tiro 7.



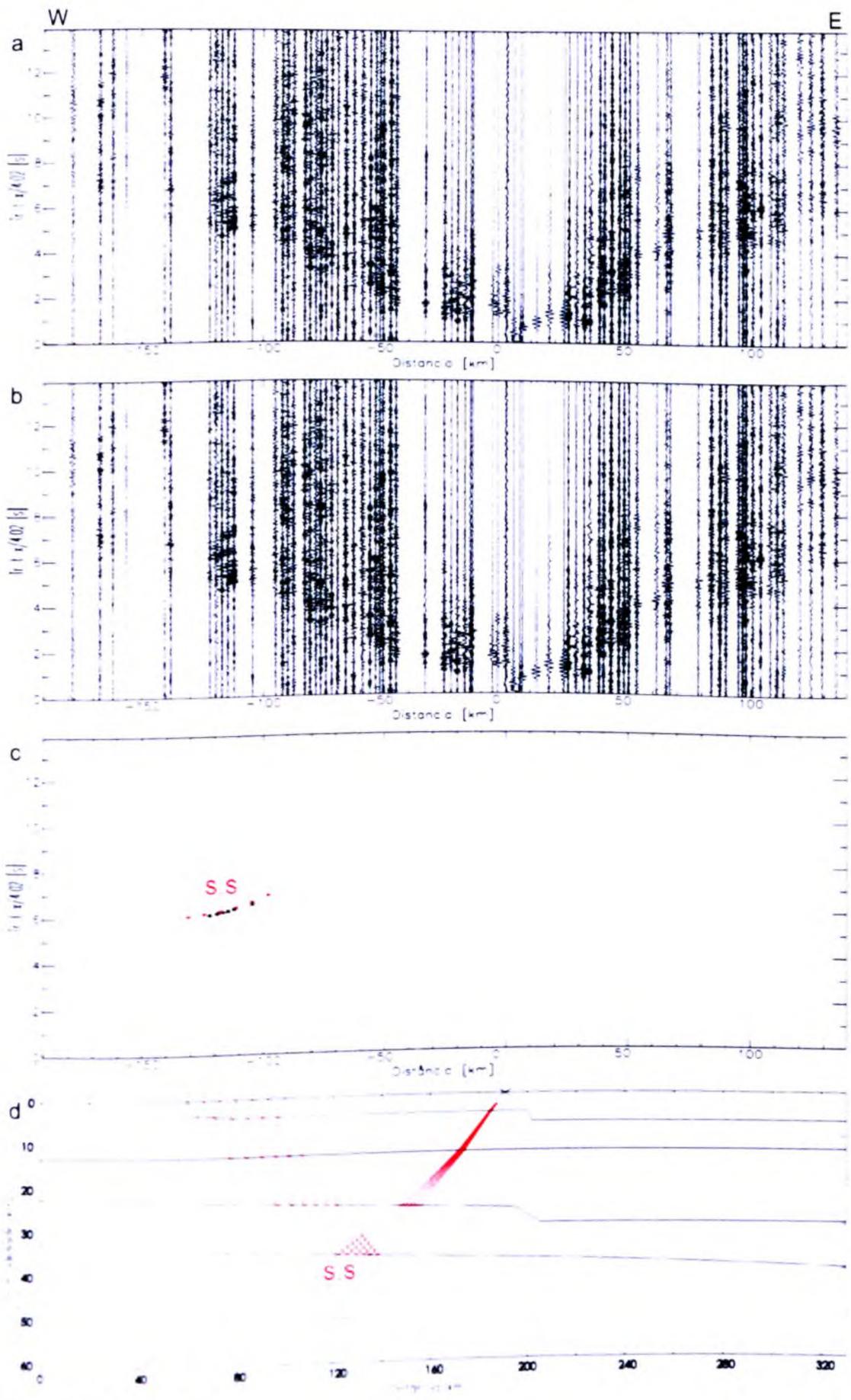
xxii) Camada 4 – tiro 1.



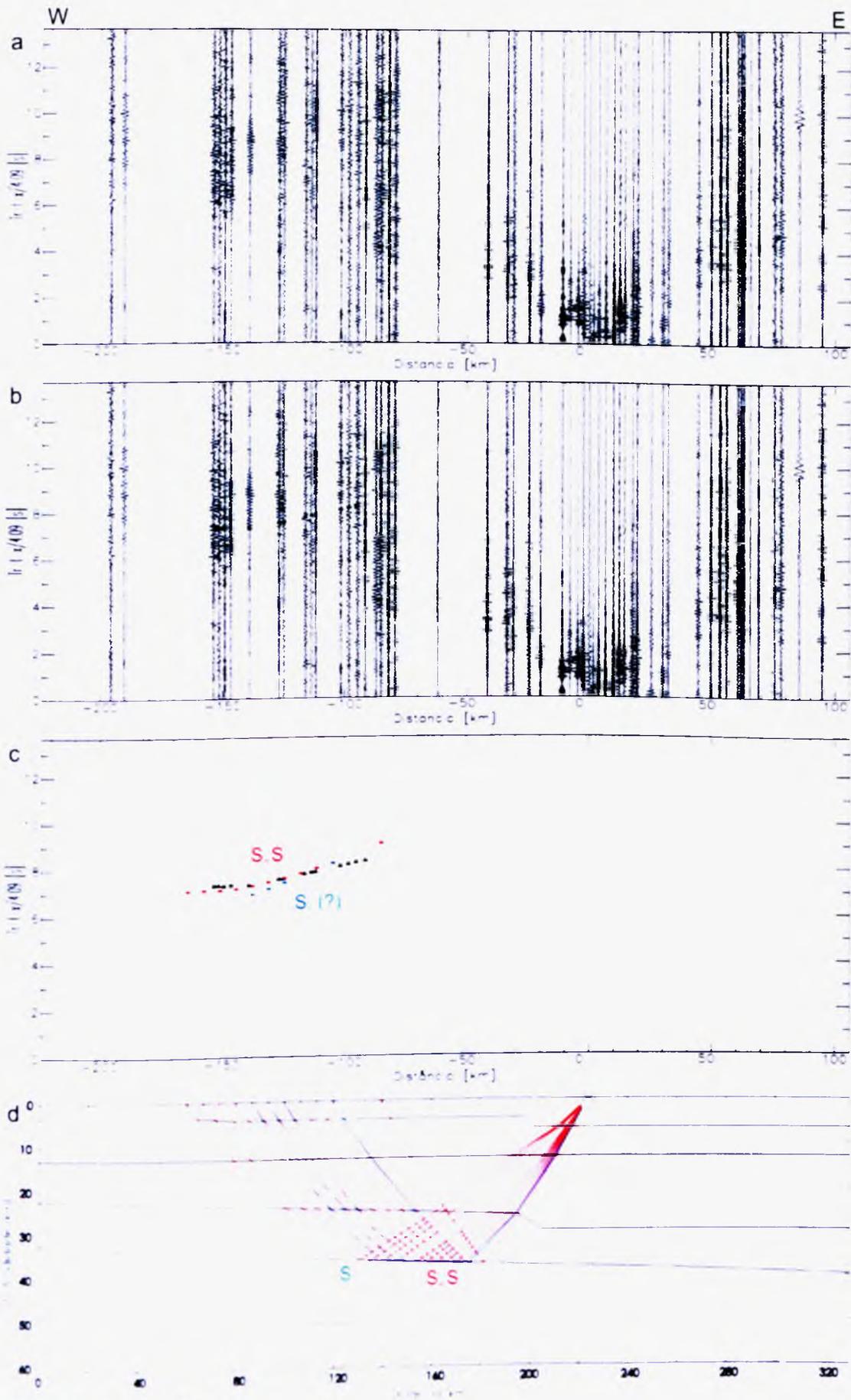
xxiii) Camada 4 - tiro 2.



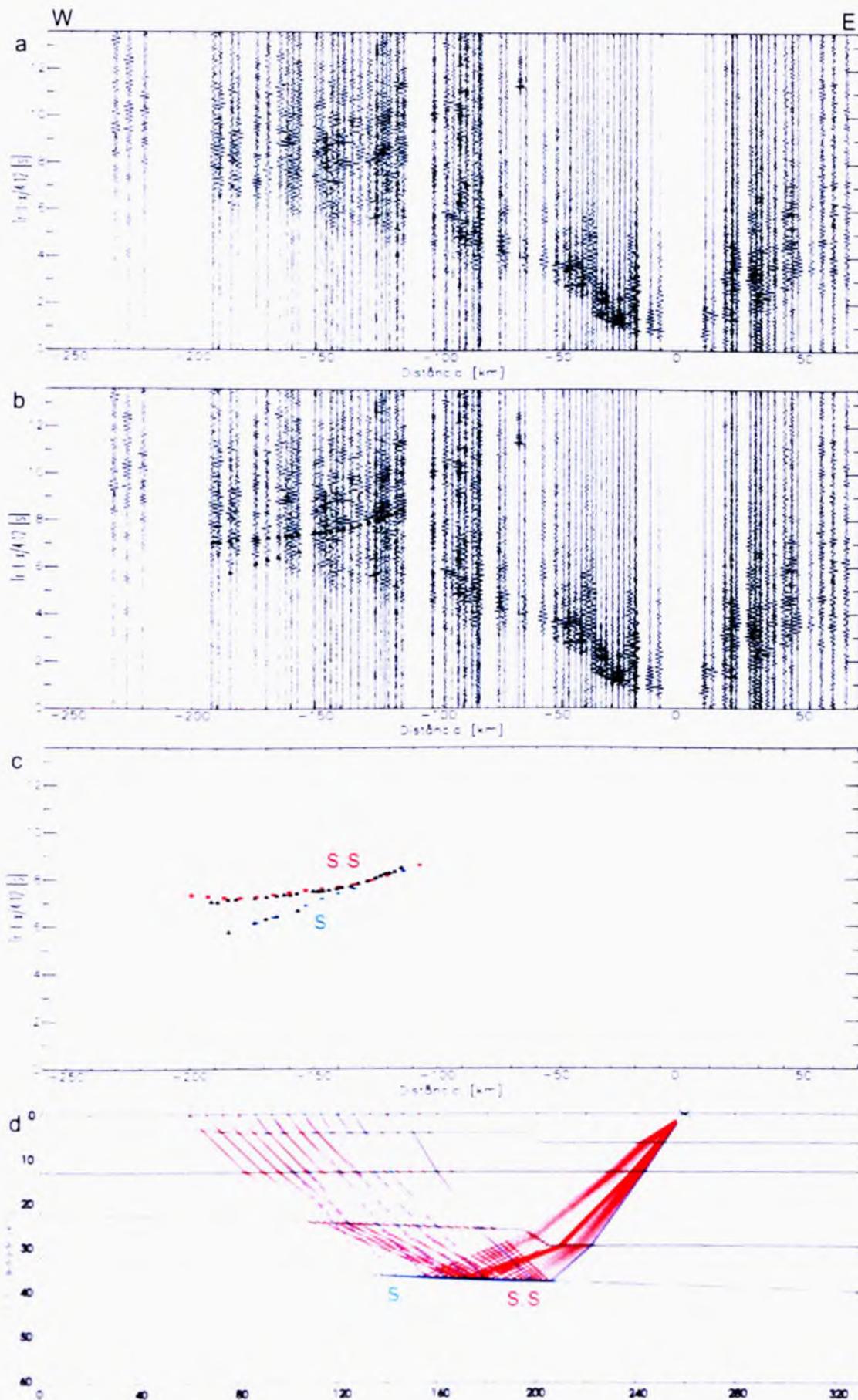
xxiv) Camada 4 - tiro 3.



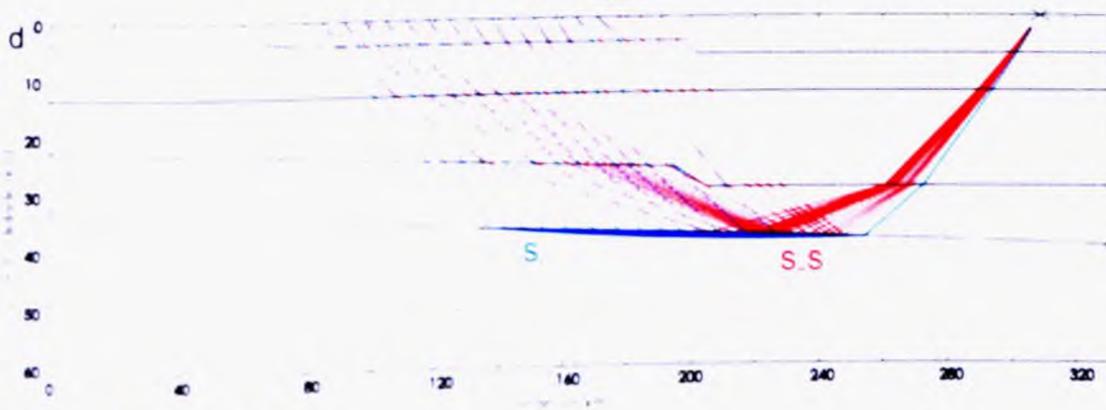
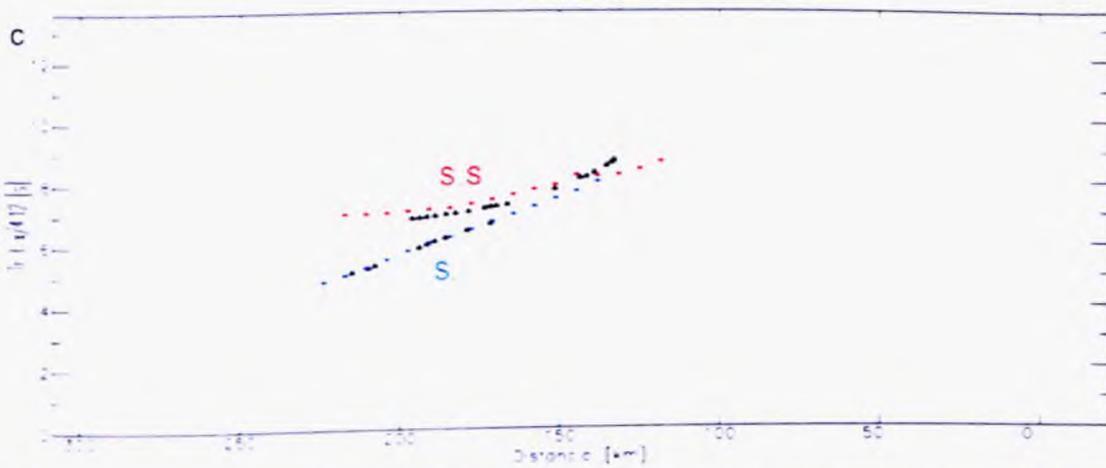
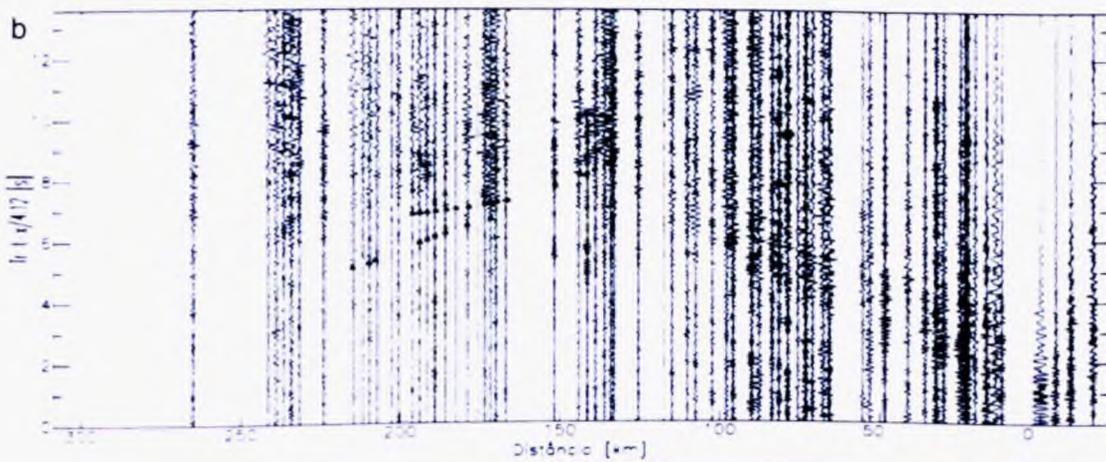
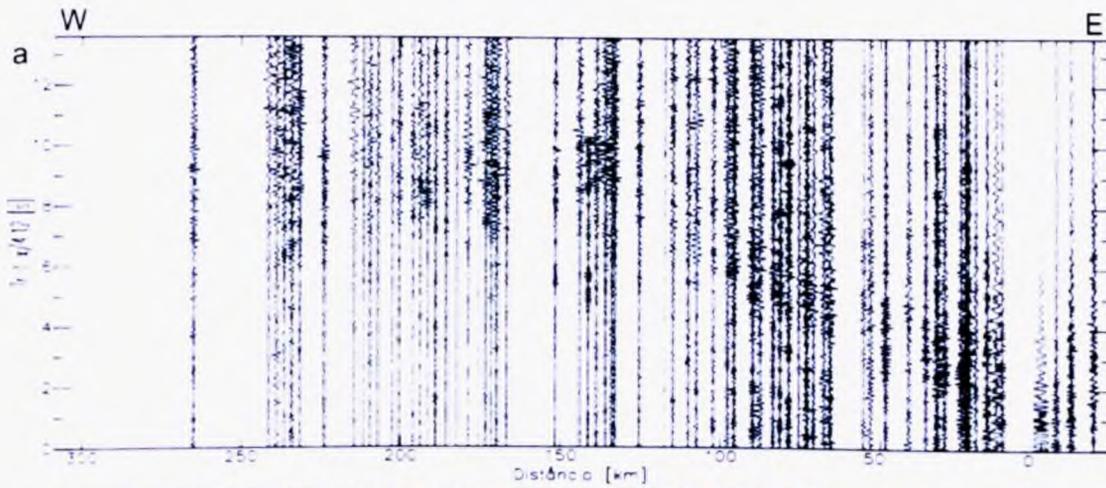
XXV) Camada 4 – tiro 4.



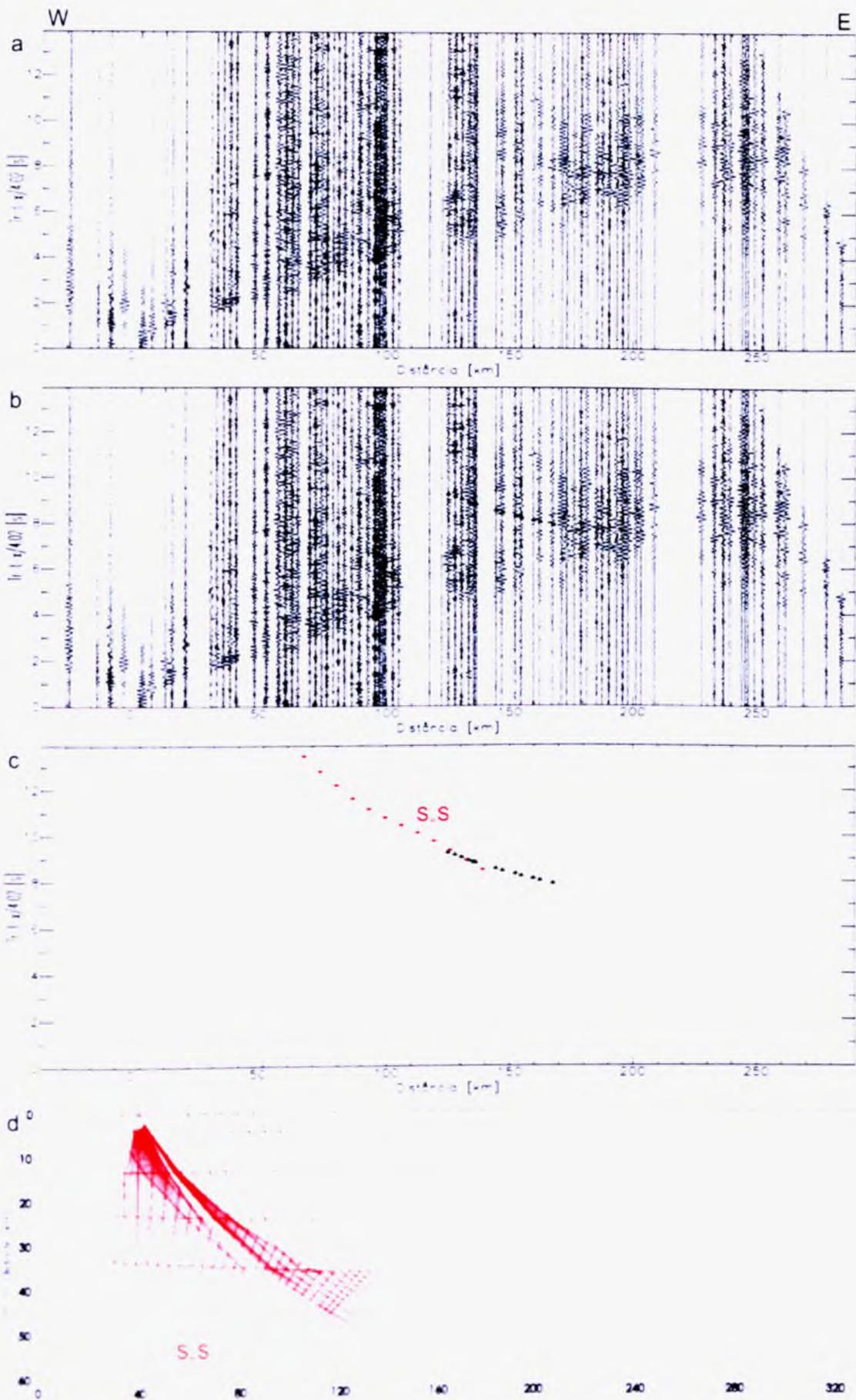
xxvi) Camada 4 – tiro 5.



XXVII) Camada 4 – tiro 6.



xxviii) Camada 4 - tiro 7.



XXIX) Camada 5 – tiro 1.

6.3 Modelagem gravimétrica

A partir do perfil gravimétrico de anomalia Bouguer, definido com base nas coordenadas das estações sísmicas de registro da linha de Porangatu (figura 2.5), foi possível apresentar proposta de distribuição de densidades obtida a partir de modelagem direta 2D para a crosta e o manto superior sob a linha sísmica. Na figura 6.3 são indicados os dados de anomalia Bouguer medidos em campo (círculos pretos) e os calculados durante a modelagem (linha azul), bem como o erro entre ambos (linha vermelha). O erro máximo estimado durante a modelagem ocorreu na porção do perfil com menor distribuição de estações gravimétricas, próximo ao tiro 6, na qual predominavam dados calculados por interpolação, conforme mostrado na figura 2.4.

A estimativa inicial da distribuição de densidades baseou-se na relação entre velocidade das ondas P e densidade proposta por Christensen & Mooney (1995), a partir das velocidades V_p obtidas pela modelagem sísmica (figura 1.2). Na modelagem, as densidades iniciais foram alteradas por tentativa e erro até se obter o modelo mais simples de distribuição de densidades que respondesse aos dados observados de anomalia Bouguer. Para tanto, optou-se pela utilização de valores de densidade com no máximo duas casas decimais e pelo posicionamento de contrastes laterais apenas onde fossem necessários para resolver anomalias locais de densidade e descontinuidades crustais presentes ao longo do perfil gravimétrico. Adicionalmente, a localização de formações geológicas ao longo da linha sísmica permitiram refinar as densidades modeladas em áreas com litotipos aflorantes.

No perfil gravimétrico medido em campo, os valores de anomalia Bouguer variam entre cerca de -17 mGal e -105 mGal, com tendência regional de decréscimo dos valores em direção a leste (figura 6.3). Anomalias Bouguer de período curto foram associadas a fontes localizadas entre a primeira e a terceira camada do modelo, enquanto as de grande período refletem variações mantélicas de densidade.

Ao menos quatro anomalias locais são observadas ao longo do perfil gravimétrico, das quais três correspondem a intrusões conhecidas e aflorantes. De acordo com os resultados da modelagem, a anomalia situada a oeste do tiro 4 corresponde a corpo de baixa densidade. Provavelmente não-aflorante, modelado com densidade de 2.46 g cm^{-3} e profundidade de aproximadamente 2.5 km. Caso um corpo de baixa densidade não seja inserido nesta posição, a curva de anomalia Bouguer não se ajusta às variações medidas em campo. De acordo com a

modelagem, este corpo situa-se na região de Porangatu, onde ocorrem suítes de granitos, granodioritos e tonalitos no Arco Magmático (Chiarini 2006).

Em direção a leste, no tiro 4, aflora um anortosito. Para esta intrusão, a densidade modelada, de 2.80 g/cm^3 , é maior que a média obtida em amostras coletadas em campo por Rosado & Soares (2003), de 2.73 g/cm^3 . Caso seja considerada a densidade de 2.73 g/cm^3 , o ajuste do modelo gravimétrico só é obtido considerando corpo com espessura da ordem de 15 km (Rosado & Soares 2003). Este resultado incomum, associado à composição máfica sugerida para este corpo por Melo (2006) e à densidade de $2,80 \text{ g/cm}^3$ modelada no presente trabalho, indica que o anortosito talvez esteja associado a rochas máficas não-aflorantes. Devido à impossibilidade de compatibilizar os dados gravimétricos medidos com o valor de densidade obtido por amostragem direta, optou-se por manter no modelo a densidade que melhor se ajusta à anomalia Bouguer medida, obtendo corpo com cerca de 1.2 km de profundidade.

O Granito Serra Dourada, no tiro 5, foi modelado com densidade de $2,54 \text{ g/cm}^3$ e profundidade de aproximadamente 4.3 km. A densidade modelada é similar àquela obtida para o corpo a oeste do tiro 4, localizado a cerca de 30 km do Granito Serra Dourada.

A anomalia rasa positiva mais a leste no perfil gravimétrico consiste no complexo máfico-ultramáfico acamadado de Cana Brava e na seqüência vulcanossedimentar de Palmeirópolis, sobre o qual se localiza o tiro 6. A densidade modelada é de 2.90 g/cm^3 , para corpo com cerca de 0.9 km de profundidade. Amostras coletadas no complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava apresentam densidade média de 3.02 g/cm^3 , enquanto que na seqüência vulcanossedimentar de Palmeirópolis obteve-se o valor de 2.94 g/cm^3 (Carminatti 2006). Considerando que o perfil gravimétrico deste trabalho utilizou pontos de amostragem localizados fora do complexo e da seqüência, que os pontos de amostragem nesta região consistem em valores interpolados de anomalia Bouguer (figura 2.4) e que não se faz distinção entre a densidade do complexo e da seqüência associada, o valor modelado de 2.90 g/cm^3 mostra-se compatível com a média de densidades das rochas da área.

À exceção das quatro anomalias rasas, a porção superior da crosta, composta pelas camadas 1 e 2 do modelo, apresenta densidades entre 2.56 g/cm^3 e 2.70 g/cm^3 . Na primeira camada, as densidades estimadas foram de 2.63 g/cm^3 na Faixa Araguaia, $2.56\text{-}2.60 \text{ g/cm}^3$ no Arco Magmático de Goiás, 2.64 g/cm^3 no Maciço de Goiás e 2.57 g/cm^3 na zona externa da

Faixa Brasília. A segunda camada do modelo, que apresenta densidade média de 2.70 g/cm^3 , é bastante homogênea em termos de distribuição de densidades.

A densidade da porção intermediária da crosta, constituída pela terceira camada, é de 2.80 g/cm^3 , com pequena região de 2.90 g/cm^3 sob o tiro 3, a qual é necessária para permitir a modelagem do maior valor de anomalia Bouguer positiva observado ao longo do perfil gravimétrico. À exceção desta zona de densidade mais elevada, a crosta intermediária apresenta distribuição de densidades homogênea.

A porção inferior da crosta, composta pelas camadas 4 e 5 do modelo, apresenta densidades entre 3.00 g/cm^3 e 3.08 g/cm^3 , com descontinuidade sob a Serra Azul. Segundo a modelagem, a densidade da quinta camada crustal é idêntica à da porção imediatamente superior na quarta camada, o que reforça a hipótese sugerida por Soares (2005) de superposição de crostas inferiores ocasionada por subducção envolvendo o Cráton Amazônico durante o amálgama da Província Tocantins.

Ao longo do perfil gravimétrico, a maior densidade mantélica ocorre na porção central do modelo. A oeste, associada ao Cráton Amazônico, ocorre cunha mantélica de 3.32 g/cm^3 . A cunha junto ao Cráton São Francisco é menos densa, da ordem de 3.25 g/cm^3 . Entre as duas cunhas, o manto associado à crosta neoproterozóica da Província Tocantins apresenta

3.4 g/cm^3 .

A curva de anomalia Bouguer modelada forneceu bom ajuste em relação aos dados medidos em campo. De modo geral, o perfil gravimétrico demonstrou forte influência de anomalias rasas de densidade, resolvidas com o posicionamento de intrusões na crosta superior, e de cunhas mantélicas, responsáveis pelo balizamento da tendência gravimétrica regional. O Lineamento Transbrasiliano, a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois e o Sistema de Falhas Rio Maranhão não apresentam expressão em termos de gravimetria.

As variações laterais mais marcantes do modelo posicionam-se imediatamente acima do degrau confinado pela quinta camada crustal. Os contrastes verticais de densidade no modelo gravimétrico variam de 0.06 g/cm^3 a 0.14 g/cm^3 entre as camadas 1 e 2; 0.10 g/cm^3 a 0.21 g/cm^3 entre as camadas 2 e 3; de 0.20 g/cm^3 a 0.28 g/cm^3 entre as camadas 3 e 4; e de 0.24 g/cm^3 a 0.34 g/cm^3 entre as camadas 4 e 5 e o manto.

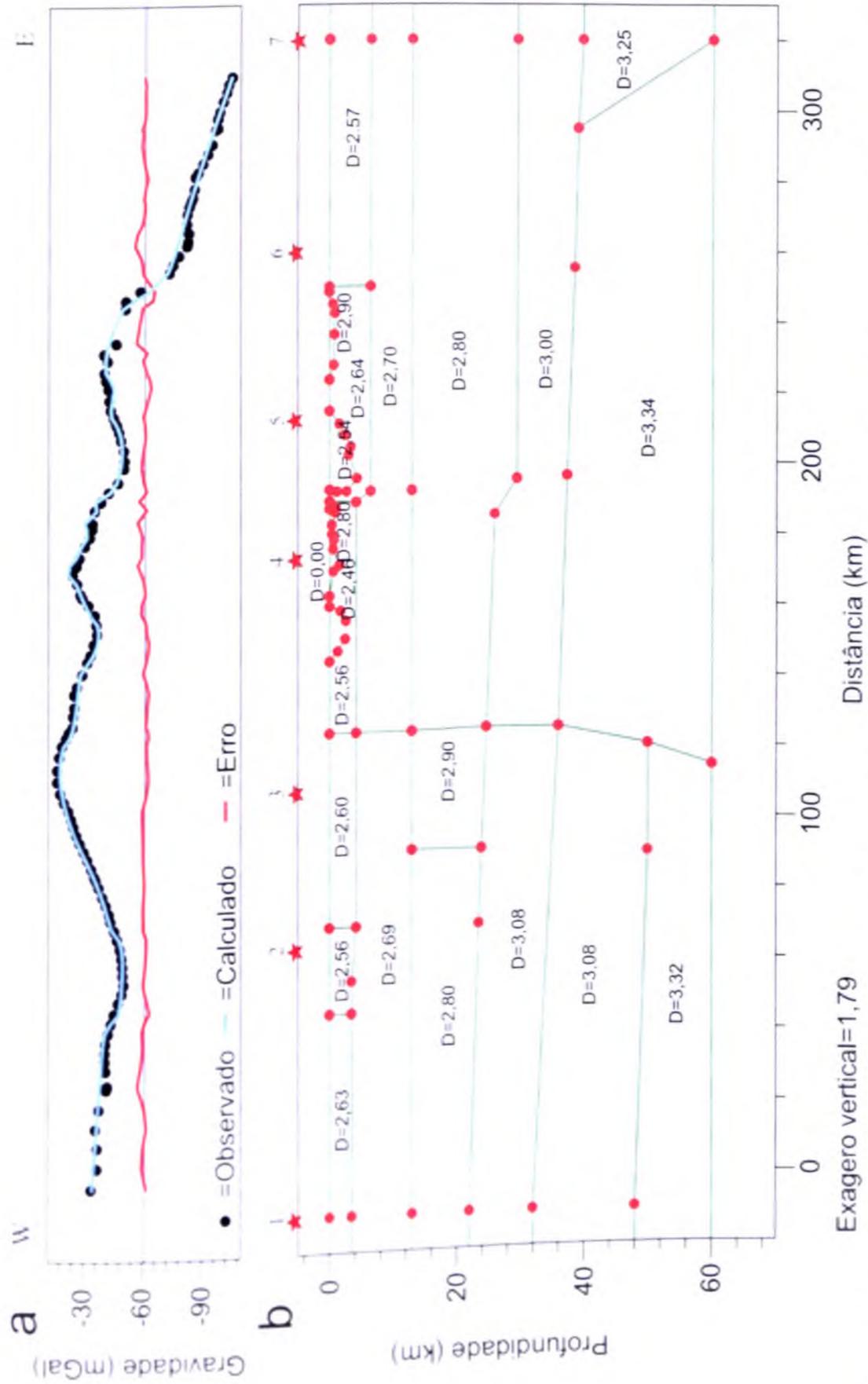


Figura 6.3 – Modelagem gravimétrica de anomalia Bouguer obtida para a região da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Dados de densidade fornecidos em g/cm^3 . No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) da linha sísmica.

DISCUSSÃO

7.1 Apresentação

Identificada como região de escudo (figura 4.2) e abarcando o extremo leste da Faixa Araguaia e unidades geológicas da Faixa Brasília - Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e porção oeste da zona externa - a área atravessada pela linha de refração sísmica profunda de Porangatu é representativa de extensa porção da Província Tocantins (figura 5.1). A localização dos crátons Amazônico e São Francisco, respectivamente nos extremos oeste e leste da linha, aumenta a complexidade geológica da área, visto que toda a região configura orógeno neoproterozóico com diferentes terrenos amalgamados por meio de zonas de subducção atuantes nas bordas destes crátons.

Sob a linha de Porangatu a crosta é estruturada em cinco camadas. As duas primeiras, que se estendem até 13 km de profundidade, são interpretadas como crosta superior. A terceira camada é a crosta intermediária, entre 13 km e 29,5 km de profundidade. Por fim, a quarta e a quinta camadas do modelo crustal constituem a crosta inferior, com profundidade de até 50 km.

Na linha sísmica, a utilização de tiros direto-reverso e divisor do arranjo (*split*) reduziu as incertezas das modelagens sísmicas V_p e V_s . A modelagem V_p foi realizada com alteração interativa tanto da distribuição de velocidades quanto das interfaces, enquanto nas modelagens V_s e gravimétrica alterou-se somente a distribuição de velocidades e de densidades, uma vez que a arquitetura crustal já estava estabelecida pelos trabalhos prévios de V_p e função do receptor.

A modelagem V_p realizada no presente trabalho teve a finalidade de refinar o modelo crustal proposto por Soares *et al.* (2006), assimilando os novos dados de espessura da crosta da porção oeste da linha sísmica provenientes de função do receptor (Caridade & Soares 2009). Apesar de dificultada pela qualidade dos dados, a modelagem V_s pôde ser concluída de forma satisfatória e coerente com os alinhamentos de fases considerados na modelagem V_p que a precedeu.

A modelagem gravimétrica mostrou que as anomalias de baixa frequência são devidas a variações de densidade no manto, enquanto as de alta frequência são determinadas

principalmente por corpos intrusivos rasos e, na maioria, aflorantes. Os valores de densidade admitem pequenas variações, possibilitando obter ajustes bons a partir de conjuntos de densidade ligeiramente distintos. O modelo gravimétrico adotado nesta dissertação responde de forma satisfatória à Geologia de superfície e apresenta relação linear entre V_p e densidade, consistente com o proposto na literatura para a crosta (anexo 2).

As modelagens sísmica e gravimétrica indicam para a crosta sob a linha de Porangatu valores máximos de V_p , V_s e densidade iguais a, respectivamente, 7,29 km/s, 4,30 km/s e 3,08 g/cm³. Excetuando as anomalias rasas, a V_p e a V_s variam 27%, respectivamente de 5,78 km/s a 7,29 km/s e de 3,39 km/s a 4,30 km/s. A V_p/V_s varia 8%, de 1,63 (razão de Poisson=0,20), a 1,76 (razão de Poisson=0,26).

No manto litosférico, os valores de V_p e V_s são de, respectivamente, 8,06 km/s (Soares *et al.* 2006) e 4,72 km/s. As densidades modeladas para as porções mantélicas das extremidades da linha sísmica, influenciadas pelos crátons Amazônico (3,32 g/cm³) e São Francisco (3,25 g/cm³), e da porção central, sob o Arco Magmático de Goiás (3,34 g/cm³), são compatíveis com as médias dos mantos litosféricos arqueano e proterozóico mundiais (O'Reilly *et al.* 2001).

7.2 Distribuição de V_p , V_s , V_p/V_s e parâmetros elásticos

A distribuição de velocidades V_p e V_s (figuras 6.1 e 6.2) e a modelagem gravimétrica (figura 6.3) permitiram obter os parâmetros elásticos razão de Poisson, módulo de bulk, módulo de Young, módulo de Rigidez e constante de Lamé X para a crosta e o manto superior sob a linha de Porangatu (figuras 7.1 a 7.6). Estas variáveis foram agrupadas segundo setores crustais e mantélicos com características semelhantes, definidos com base em contrastes laterais de V_p/V_s e de distribuição de densidades.

As velocidades sísmicas foram interpoladas de forma que, para cada nó do *grid* V_s , houvesse o valor correspondente de V_p . Com base nas velocidades interpoladas, as razões V_p/V_s foram calculadas para cada linha do *grid*, o que permitiu evidenciar variações laterais nas camadas crustais e na cunha mantélica subjacente. Adicionalmente, as variações laterais provenientes da modelagem gravimétrica permitiram propor outras subdivisões (anexo 3).

É importante destacar que os valores de V_p , V_s , V_p/V_s e parâmetros elásticos dos extremos leste e oeste da linha de Porangatu não foram calculados, uma vez que as ondas

sísmicas não se propagam nas extremidades do modelo (figuras 6.1 e 6.2). Assim, nas figuras 7.1 a 7.6 estas porções foram representadas em branco.

Com base nesses critérios, para a primeira camada do modelo crustal foram identificados oito setores com contraste de V_p/V_s , dos quais sete coincidem com variações de densidade do modelo gravimétrico (tabela 1 do anexo 3). Os setores correspondem a quatro anomalias locais - anortosito, anomalia de baixa velocidade associada à Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, Granito Serra Dourada e complexo máfico-ultramáfico acamadado Cana Brava - e quatro unidades geológicas - Faixa Araguaia, Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e zona externa da Faixa Brasília. Esta subdivisão é apresentada nas figuras 7.1 e 7.2.

A anomalia de baixa velocidade associada à Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, embora marcada por baixo valor de V_p/V_s , não apresenta variação lateral de densidade. Devido a este fato, esta anomalia de velocidade não é representada nas figuras 7.3 a 7.6. Adicionalmente, a anomalia de baixa densidade a oeste do tiro 4, constatada por gravimetria, não foi incluída entre os setores da primeira camada por não apresentar expressão em termos de V_p/V_s .

O anortosito é marcado por V_p/V_s 1,83 e a 0,29, que são valores mais altos que os dos terrenos adjacentes. Apresenta 85 GPa de k , 113 GPa de E , 42 GPa de λ e 57 GPa de A_1 , os maiores valores dentre todos os setores da primeira camada. Para a anomalia de baixa velocidade associada à Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, identificada por V_p/V_s 1,52 e a 0,12, a ausência de variação de densidade impossibilitou o cálculo dos demais parâmetros elásticos. O Granito Serra Dourada, marcado por V_p/V_s 1,68 e a 0,23, apresenta 44 GPa de κ , 76 GPa de E , 29 GPa de μ e 24 GPa de X . Por fim, o complexo máfico-ultramáfico acamadado Cana Brava é caracterizado por V_p/V_s 1,77, a 0,27, 69 GPa de κ , 101 GPa de E , 38 GPa de λ e 43 GPa de X .

Os quatro setores restantes da primeira camada do modelo correspondem às grandes unidades geológicas regionais. A Faixa Araguaia apresenta V_p/V_s 1,76, a 0,26, 53 GPa de κ , 80 GPa de E , 30 GPa de μ e 33 GPa de X . O Arco Magmático de Goiás, com V_p/V_s 1,70, a 0,24, 51 GPa de k , 86 GPa de E , 33 GPa de λ e 30 GPa de X , apresenta valores menores que os da Faixa Araguaia, à exceção de E e μ . Com V_p/V_s 1,69, a 0,23, 56 GPa de κ , 96 GPa de E , 37 GPa de μ e 32 GPa de X , o Maciço de Goiás apresenta, à exceção de V_p/V_s e a , valores maiores que aqueles do Arco Magmático de Goiás. No extremo leste da linha de Porangatu, a

zona externa da Faixa Brasília apresenta V_p/V_s 1,65, ρ 0,21, 44 GPa de κ , 81 GPa de E, 31 GPa de μ e 23 GPa de X , valores inferiores aos do Maciço de Goiás.

Na segunda camada do modelo, dados gravimétricos indicam a existência de apenas dois setores, separados pela Serra Azul, com contraste lateral da ordem de 0,01 g/cm³. No entanto, com base nos resultados de V_p/V_s , esta camada foi subdividida em quatro setores, sendo dois correspondentes ao Arco Magmático de Goiás e os restantes, ao Maciço de Goiás e à zona externa da Faixa Brasília (tabela 2 do anexo 3), padrão adotado nas figuras 7.1 a 7.6.

O Arco Magmático de Goiás pode ser dividido em duas regiões, com limite aproximado sob o tiro 2. A oeste, apresenta V_p/V_s 1,69, ρ 0,23, 54 GPa de κ , 92 GPa de E, 35 GPa de μ e 30 GPa de X . A região leste, com V_p/V_s 1,63, ρ 0,20, 50 GPa de κ , 98 GPa de E, 38 GPa de μ e 25 GPa de X , tem valores menores que os de oeste, à exceção de E e μ . Os valores do Maciço de Goiás, com V_p/V_s 1,73, ρ 0,25, 57 GPa de κ , 90 GPa de E, 34 GPa de μ e 34 GPa de X , são maiores que os do Arco Magmático de Goiás, excetuando E e μ . Em direção a leste, ocorre diminuição dos valores em relação ao Maciço de Goiás, com V_p/V_s 1,69, ρ 0,23, 55 GPa de κ , 94 GPa de E, 36 GPa de μ e 31 GPa de X na zona externa da Faixa Brasília.

Em termos de V_p/V_s , a terceira camada do modelo apresenta contraste lateral marcante na região da Zona de Cisalhamento Rio dos Bois. Após análise conjunta com dados gravimétricos, a camada foi subdividida em quatro setores, sendo três deles no domínio do Arco Magmático de Goiás (tabela 3 do anexo 3).

O Arco Magmático de Goiás é caracterizado por valores muito semelhantes ou idênticos em suas porções leste e oeste (V_p/V_s 1,67, ρ 0,22, 62 GPa de κ , 110 GPa de E, 43 GPa de μ e 34 GPa de X), localmente, sob o tiro 3, valores ligeiramente mais elevados que os dos extremos do Arco (V_p/V_s 1,70, ρ 0,23, 67 GPa de κ , 113 GPa de E, 44 GPa de μ e 38 GPa de X). Sob o Maciço de Goiás, a crosta apresenta V_p/V_s 1,75, ρ 0,26, 66 GPa de κ , 99 GPa de E, 38 GPa de μ e 41 GPa de X .

Em termos de V_p/V_s e densidade, a quarta camada do modelo crustal apresenta, respectivamente, contraste lateral na região da Zona de Cisalhamento Rio dos Bois e sob a Serra Azul, o que permite individualizar três setores (tabela 4 do anexo 3). O setor mais a oeste apresenta V_p/V_s 1,67, ρ 0,22, 75 GPa de κ , 133 GPa de E, 51 GPa de μ e 41 GPa de X , valores muito semelhantes aos do setor central. A leste, os valores sob o Maciço de Goiás correspondem a V_p/V_s 1,63, ρ 0,20, 68 GPa de κ , 134 GPa de E, 52 GPa de μ e 33 GPa de X .

A quinta camada do modelo, sem subdivisões internas, apresenta V_p/V_s 1,69, σ 0,23, 88 GPa de κ , 148 GPa de E , 57 GPa de μ e 50 GPa de X (tabela 5 do anexo 3).

O manto superior sob a linha de Porangatu é homogêneo em termos de V_p/V_s (tabela 6 do anexo 3). O levantamento de refração permitiu imagear o manto litosférico sob o Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás, região do Brasil Central caracterizada por alto gravimétrico Bouguer. Esta porção mantélica apresenta V_p/V_s 1,71, σ 0,24, 118 GPa de κ , 194 GPa de E , 74 GPa de μ e 69 GPa de X .

Em termos de contrastes verticais de propriedades físicas, observa-se que a razão V_p/V_s e a razão de Poisson σ apresentam valores elevados na primeira camada crustal em relação ao restante da crosta. Por outro lado, κ , E , μ e X aumentam com a profundidade, com forte contraste entre as crostas intermediária e inferior, e atingem os maiores valores no manto superior. De modo geral, o contraste lateral entre os terrenos geológicos diminui em profundidade em termos de V_p , V_s , densidade, V_p/V_s e parâmetros elásticos, o que demonstra que, ao contrário das porções superficiais, a crosta subjacente é mais homogênea.

A Faixa Araguaia foi imageada apenas na primeira camada crustal. O Arco Magmático de Goiás, mapeado até a quinta camada, apresenta variação de 1,63-1,70 de V_p/V_s , 0,20-0,24 de σ , 50-88 de κ , 86-148 de E , 33-57 de μ e 25-50 de X . No Maciço de Goiás, imageado até a quarta camada, a variação é de 1,63-1,75 de V_p/V_s e 0,20-0,26 de σ , 56-68 de κ , 90-134 de E , 34-52 de μ e 32-41 de X . A zona externa da Faixa Brasília, mapeada nas duas primeiras camadas crustais, apresenta variação de 1,65-1,69 de V_p/V_s e 0,21-0,23 de σ , 44-55 de κ , 81-94 de E , 31-36 de μ e 23-31 de X .

A porção central da linha de Porangatu apresenta os menores valores de razão V_p/V_s (razão de Poisson σ) do perfil sísmico na região sob o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás. Observa-se também que os maiores valores de κ , E , μ e X ocorrem do extremo oeste da linha sísmica até cerca de 140 km a partir do início da linha, abarcando aproximadamente toda a porção crustal acima do degrau da Moho.

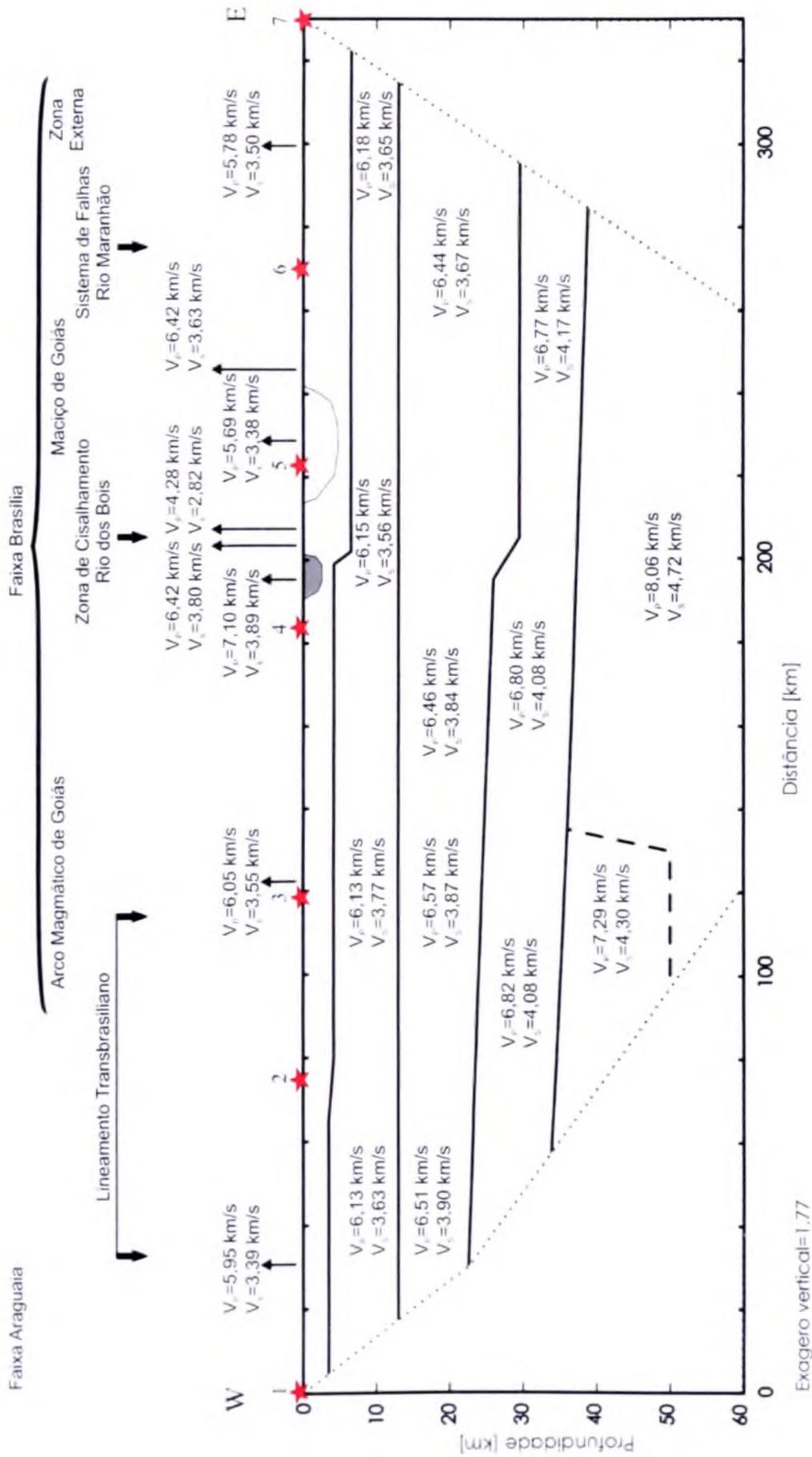


Figura 7.1 – Distribuição de V_p e V_s da crosta sob a linha de Porangatu, obtida por compilação dos resultados de Melo (2006) e Soares (2005) e dos dados gerados no presente mestrado. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito – cinza – e granito Serra Dourada – cruzeiros vermelhas).

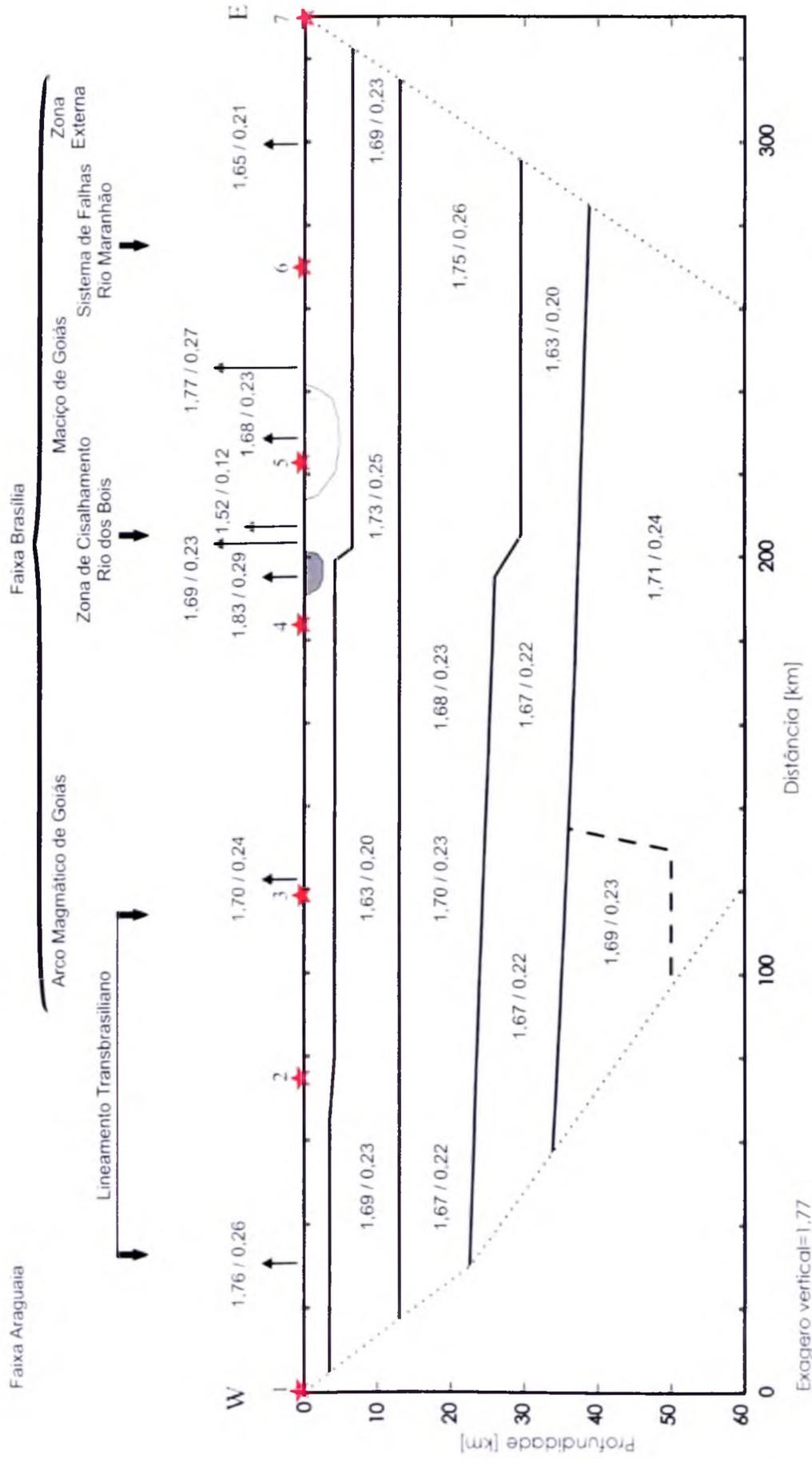


Figura 7.2 – Distribuição de V_p/V_s e razão de Poisson da crosta sob a linha de Porangatu, obtida por compilação dos resultados de Melo (2006) e Soares (2005) e dos dados gerados no presente mestrado. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões atlorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito - cinza - e granito Serra Dourada - cruzeiros vermelhas).

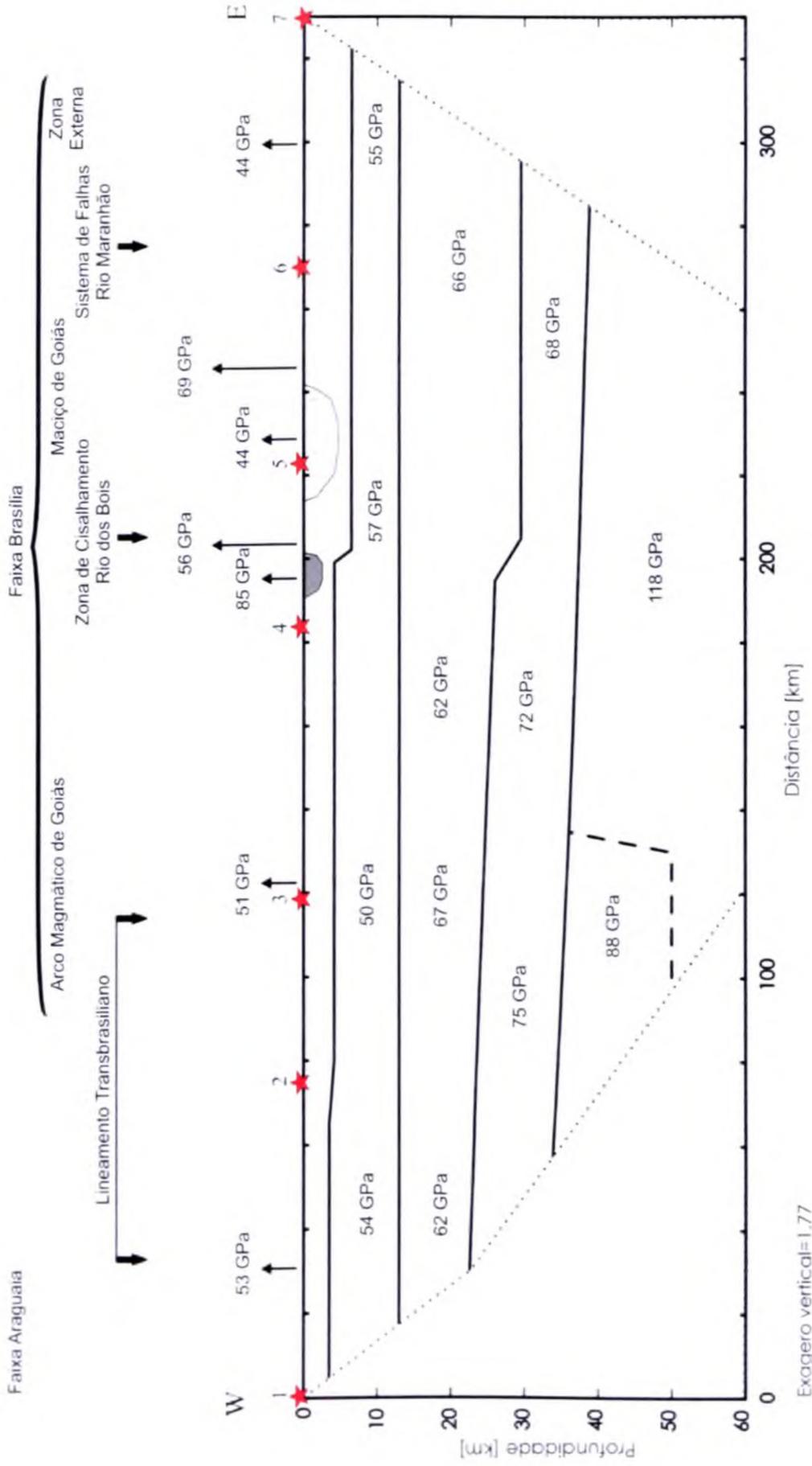


Figura 7.3 – Distribuição do módulo de bulk (κ) da crosta sob a linha de Porangatu, obtida a partir da distribuição de velocidades V_p e V_s e de densidades. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito – cinza – e granito Serra Dourada – cruzeiros vermelhas).

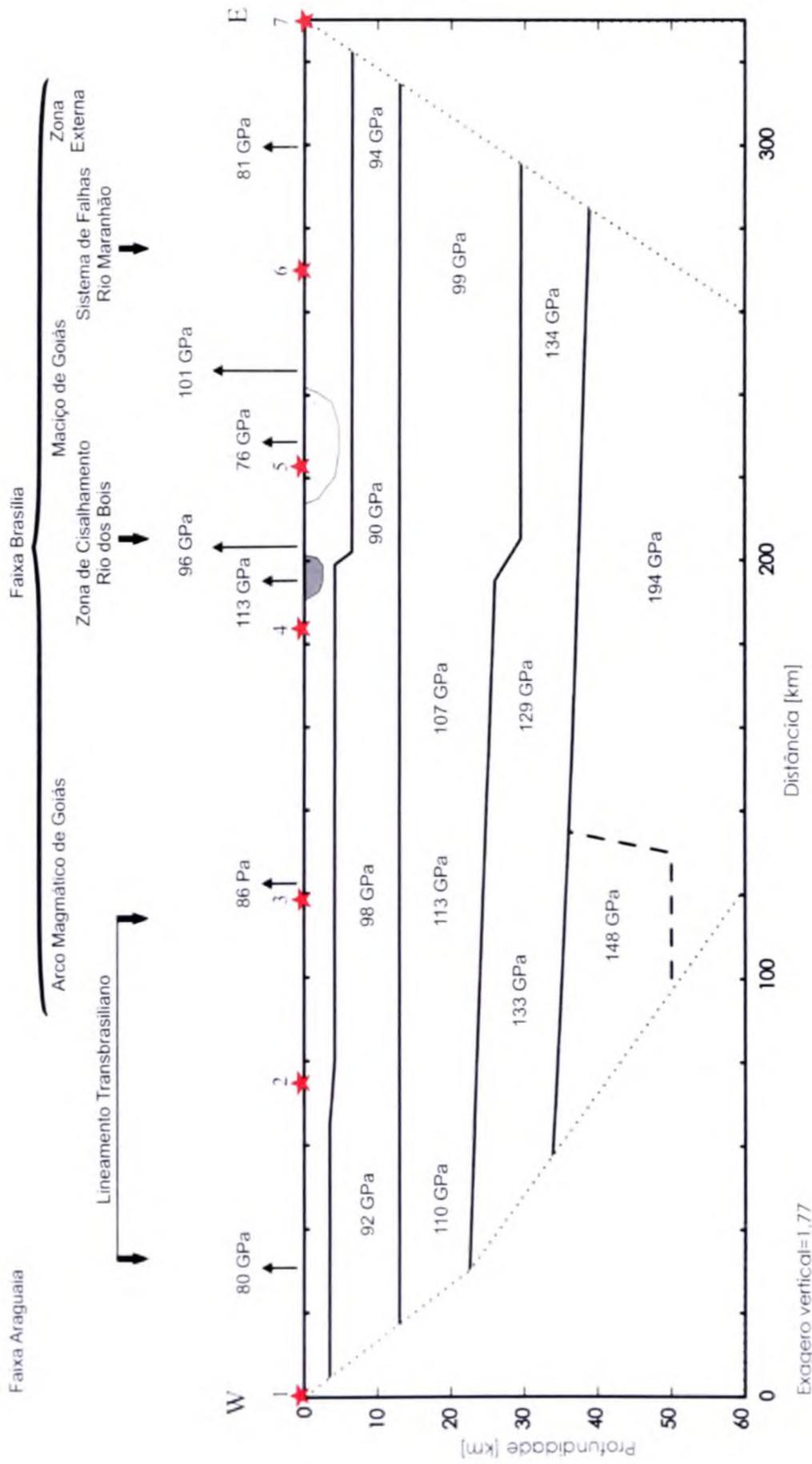


Figura 7.4 – Distribuição do módulo de Young (E) da crosta sob a linha de Porangatu, obtida a partir da distribuição de velocidades V_p e V_s e de densidades. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito – cinza – e granito Serra Dourada – cruces vermelhas).

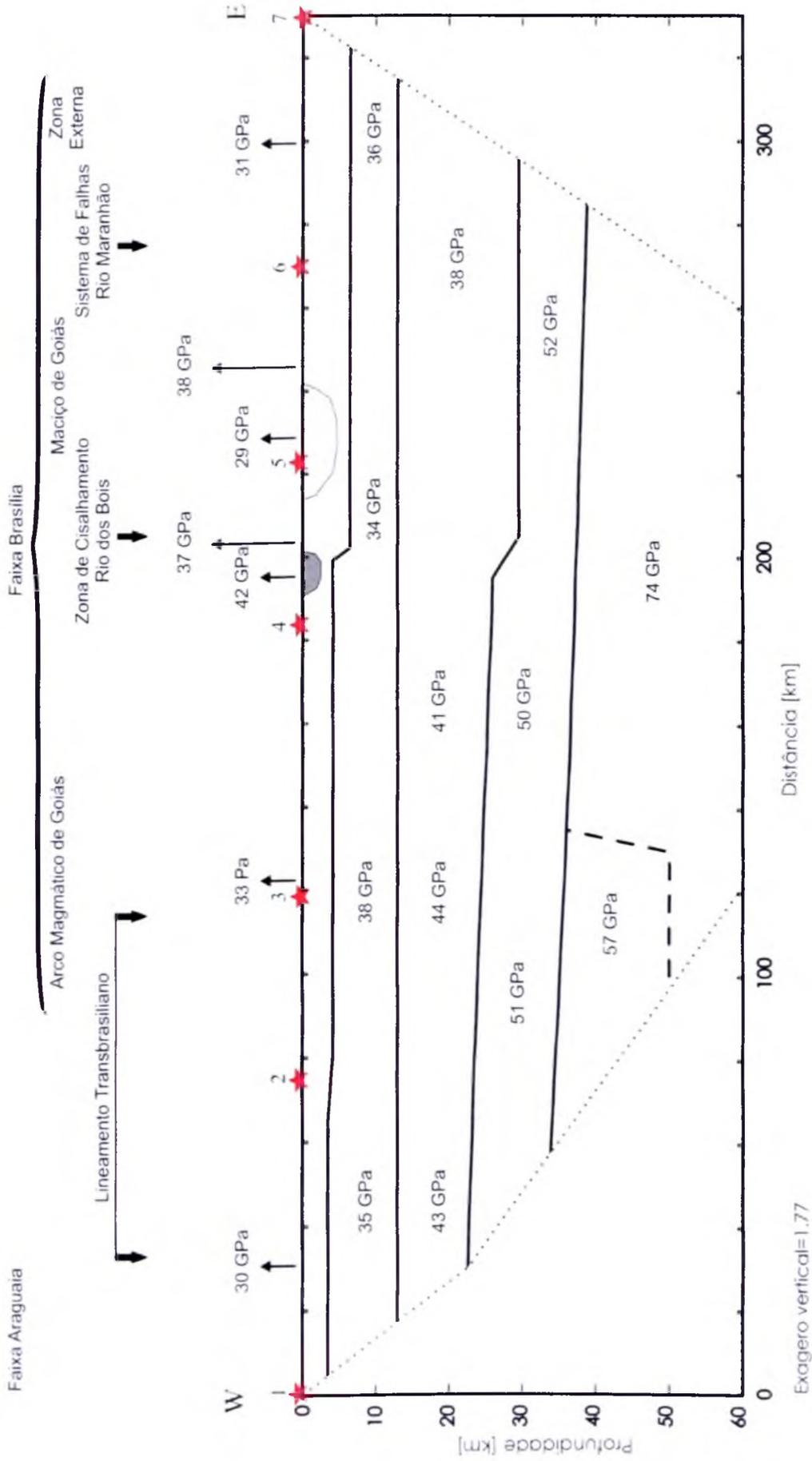


Figura 7.5 – Distribuição do módulo de Rigidez (μ) da crosta sob a linha de Porangatu, obtida a partir da distribuição de velocidades V_s e de densidades. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito – cinza – e granito Serra Dourada – cruces vermelhas).

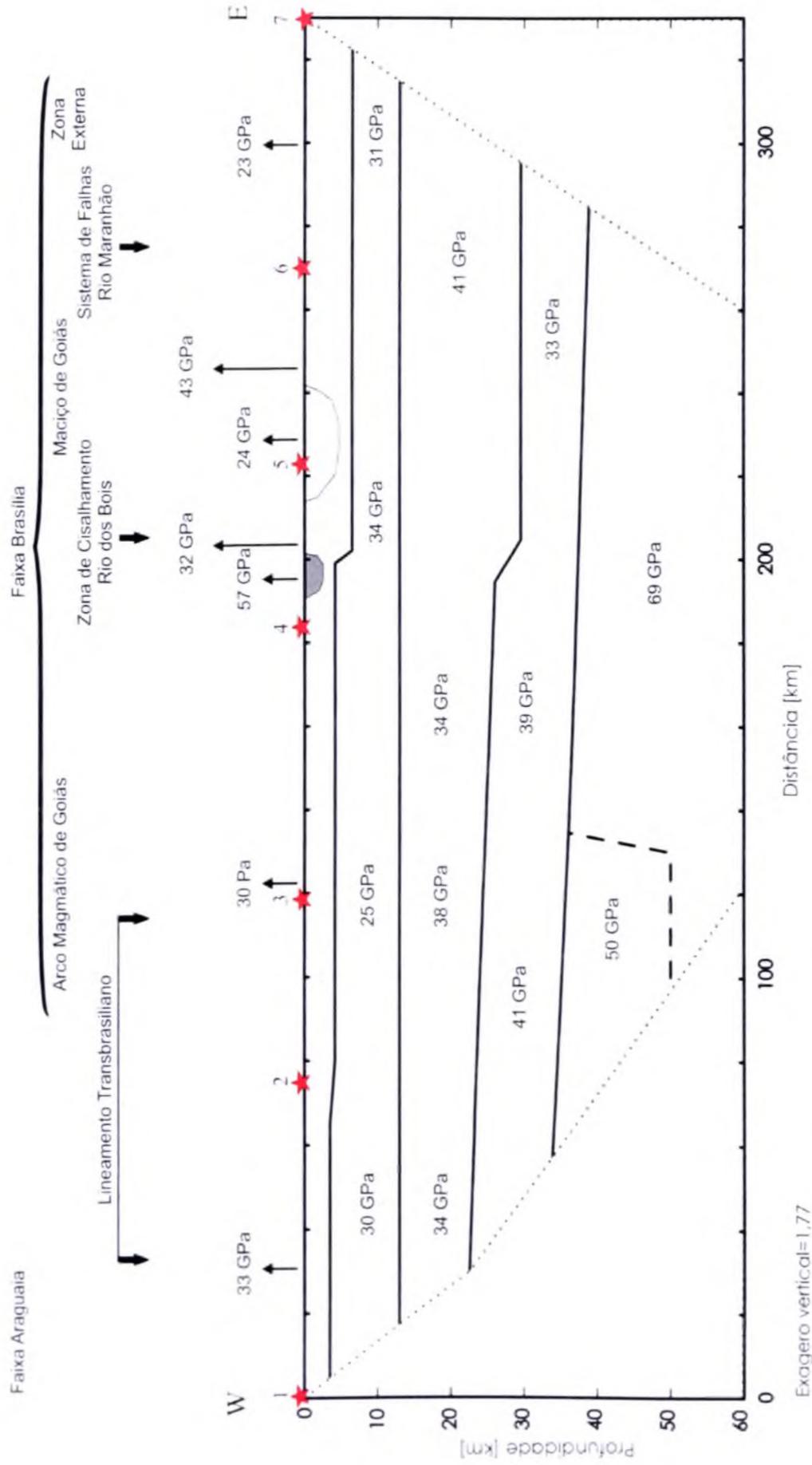


Figura 7.6 – Distribuição da constante de Lamé λ da crosta sob a linha de Porangatu, obtida a partir da distribuição de velocidades V_p e V_s e de densidades. No modelo está indicada a localização das fontes de energia (estrelas vermelhas) e de intrusões aflorantes entre os tiros 4 e 5 (anortosito – cinza – e granito Serra Dourada – cruces vermelhas).

7.3 Composição da crosta e do manto

Inferências sobre a composição da crosta e do manto litosférico sob a linha de Porangatu podem ser obtidas a partir da análise de V_p , V_p/V_s , densidade e módulos elásticos calculados. A figura 7.7 mostra gráficos de V_p em função de V_p/V_s a pressões características das crostas superior, intermediária e inferior, com áreas sombreadas correspondentes a campos de composição félsica, máfica e anortositica obtidas em laboratório (Musacchio *et al.* 1997). A plotagem de pontos nos gráficos permite inferir a composição de litotipos a partir de características sísmicas modeladas. Na figura, os pontos pretos correspondem aos dados da linha de Porangatu.

Para a crosta superior, foram plotados doze pontos provenientes da linha sísmica, sendo que quatro ficaram fora dos limites composicionais do gráfico por apresentarem V_p ou V_p/V_s inferiores a, respectivamente, 5,70 km/s e 1,65 (figura 7.7a). Da primeira camada crustal, ficaram de fora a zona anômala associada à Zona de Cisalhamento Rio dos Bois ($V_p=4,28$ km/s e $V_p/V_s =1,52$), o granito Serra Dourada ($V_p=5,69$ km/s e $V_p/V_s =1,68$) e a zona externa da Faixa Brasília ($V_p=5,78$ km/s e $V_p/V_s =1,65$) e, da segunda camada, parte da crosta sob o Arco Magmático de Goiás ($V_p=6,13$ km/s e $V_p/V_s =1,63$). À exceção da zona anômala associada à Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, os demais pontos fora dos limites composicionais situam-se nas imediações do campo de composição félsica. Dos oito pontos que aparecem no gráfico, somente o anortosito coincidiu com o domínio de rochas máficas.

Os valores de razão de Poisson e módulos de Young e Rigidez obtidos para a intrusão anortositica, respectivamente 0,29, 113 GPa e 42 GPa, mais elevados que aqueles medidos para este tipo de rocha, aproximam-se dos valores tabelados para diabásio e gabro (tabela 7.1). O granito Serra Dourada apresenta razão de Poisson, módulo de Young e módulo de Rigidez de respectivamente 0,23, 76 GPa e 29 GPa, compatíveis com os valores tabelados para granitos.

Embora a densidade não tenha o potencial de distinguir a composição de terrenos, por ser um dos parâmetros geofísicos com menor faixa de variação e grande superposição de valores entre rochas, pode auxiliar a inferência de litotipos crustais e mantélicos quando analisada em conjunto com outros dados. Na crosta superior de Porangatu, excetuando as anomalias rasas geradas por intrusões, as densidades modeladas são compatíveis com aquelas tabeladas para granito-granodiorito, cuja variação vai de 2,65 g/cm³ a 2,67 g/cm³ desde a superfície até 15 km de profundidade (Christensen & Mooney 1995). Estes resultados

mostram que, em termos de densidade, V_p e V_p/V_s , os primeiros 15 km da crosta sob a linha de Porangatu são compatíveis com composição félsica, conforme proposto para a crosta superior por meio de compilação de V_p de dados mundiais (figura 4.7).

Para a crosta intermediária, os quatro pontos plotados provenientes da linha sísmica coincidiram com o campo de composição félsica (figura 7.7b). A densidade modelada, variando entre 2.8 g/cm^3 e 2.9 g/cm^3 , comporta a associação litológica de gnaisses graníticos e tonalíticos proposta por Christensen & Mooney (1995) para esta porção crustal, tendo em vista que a densidade média dos anfibolitos, de cerca de 3.0 g/cm^3 a 20 km de profundidade, é bem superior às dos gnaisses, da ordem de 2.68 g/cm^3 para a mesma profundidade (Christensen & Mooney 1995). Assim, com proporções variáveis destas rochas seria possível obter as densidades modeladas para Porangatu. Esses dados de densidade corroboram a composição félsica indicada por sísmica para a crosta intermediária sob a linha.

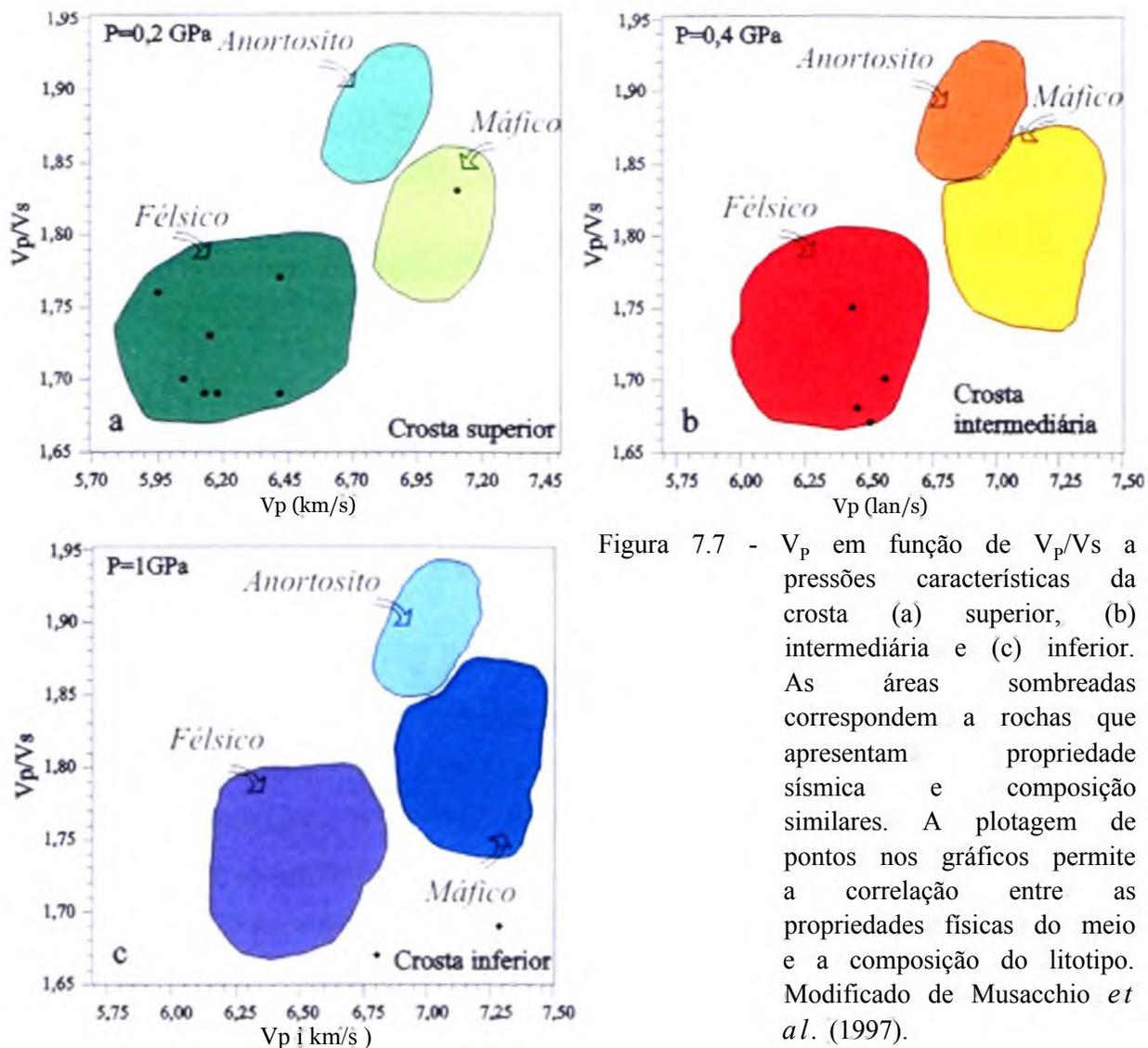


Figura 7.7 - V_p em função de V_p/V_s a pressões características da crosta (a) superior, (b) intermediária e (c) inferior. As áreas sombreadas correspondem a rochas que apresentam propriedade sísmica e composição similares. A plotagem de pontos nos gráficos permite a correlação entre as propriedades físicas do meio e a composição do litotipo. Modificado de Musacchio *et al.* (1997).

Tabela 7.1 - Razão de Poisson, módulo de Young e módulo de rigidez médios de diferentes rochas.

[a = razão de Poisson; E = módulo de Young; (J. = módulo de rigidez.)

Rocha	a	E (GPa)	H (GPa)
Sedimentar			
Folhelho	0,1 -0,2*	10-70*	10-30*
Arenito	0,1-0,3*	10-60*/57**	4-20*/26**
Calcário	0,15-0,3*	50-80*/62**	20-30*/25**
Dolomito	0,1-0,4*	50-90*	20-64*
Metamórfica			
Gnaisse	0,15-0,25*	40-60*	20-30*
Anfibolito	0,4*	-	50-100*
Mármore	0,2-0,3*	30-80*	20-35*
Ígnea			
Basalto	0,2-0,25*	60-80*	25-35*
Granito	0,2-0,25*	40-70*/42**	20-30*/20**
Diabásio	0,25*	80-110*	30-45*
Gabro	0,15-0,2*	60-100*	20-35*
Diorito	0,25-0,3*	60-80*	30-35*
Piroxenito	-	100*	40*
Anortosito	0,25*	83*	35*
Granodiorito	0,25*	70*	30*
Manto			
Dunito	-	140-160*	60-70*

Extraído de Turcotte & Schubert (2002).

** Extraído de Kulháněk (1993).

Para a crosta inferior, dos três pontos plotados nenhum coincidiu com os campos composicionais indicados (figura 7.7c) e um deles ficou fora da área do gráfico ($V|>=6,77$ km/s e $V_p/V_s = 1,63$). Além disso, os dois pontos localizados nos limites do gráfico se posicionam entre os campos de composição félsica e máfica, não sendo conclusivos em termos de composição.

As densidades obtidas de $3,00$ g/cm³ e $3,08$ g/cm³, significativamente mais elevadas que as das crostas superior e intermediária, são superiores às de rochas félsicas comuns, inclusive granulitos félsicos, que variam de $2,78$ g/cm³ a $2,80$ g/cm³ entre 25 km a 50 km de profundidade (Christensen & Mooney 1995). Uma hipótese possível é a de que a crosta inferior de Porangatu seja composta por granulitos máficos, cuja densidade é de $3,00$ g/cm³ a $3,02$ g/cm³ entre 25 km e 50 km de profundidade (Christensen & Mooney 1995).

Em relação à composição da crosta como um todo, os resultados sísmicos e as densidades de rochas indicam composição félsica para as crostas superior e intermediária de

Porangatu. Para a crosta inferior, os dados de V_p/V_s em função de $V|>$ não são conclusivos quanto à composição, enquanto os gravimétricos são incompatíveis com rochas félsicas comuns. As densidades modeladas (3.00 g/cm^3 e 3.08 g/cm^3) e a distribuição de $V|>$ (6.8 km/s a 7.29 km/s) indicam composição máfica para esse setor.

Coincidentemente, apenas a quarta camada crustal da porção oeste da linha sísmica, região situada sobre o degrau da Moho, apresentou problemas de ajuste na modelagem V_s . O tiro 1 não foi devidamente ajustado, enquanto o tiro 2, situado 50 km a leste e com raios sísmicos não influenciados pela crosta inferior sobre o degrau, apresentou ajuste satisfatório (figura 6.2 xxii e xxiii). Este fato, associado à composição incerta e às elevadas densidades modeladas, sugere que o extremo oeste da crosta inferior sob a linha de Porangatu apresente estrutura crustal complexa e diferente daquela que foi proposta pelo modelo.

Embora os módulos de bulk, Young e Rigidez e a constante de Lamé Λ , calculados para a crosta de Porangatu indiquem padrões claros de variação lateral somente para as unidades geológicas aflorantes, observa-se sutil tendência de concentração de valores mais elevados destes parâmetros elásticos na porção oeste da linha sísmica, do início da linha até cerca de 140 km a leste. Esta região situa-se exatamente acima da quinta camada crustal.

Considera-se o degrau da Moho a principal feição do modelo de Porangatu. O degrau é interpretado como característico de região de sutura, provavelmente relacionada ao fechamento de bacia de retroarco existente entre a Placa Amazônica e o Arco Magmático de Goiás, que teria resultado na superposição de crostas inferiores dos terrenos do Arco Magmático de Goiás e da placa Amazônica (Soares 2005). Em superfície, esta região abarca o extremo oeste do Arco Magmático de Goiás, região situada a oeste da Serra Azul. Como o degrau se relaciona à paleozona de subducção instalada no flanco leste do cráton Amazônico, sugere-se que a falta de ajuste do tiro 1 do modelo V_s seja reflexo da complexa interação de terrenos característicos de região de sutura.

A linha de Porangatu também permitiu obter informações sobre o topo do manto litosférico. Segundo O'Reilly *et al.* (2001), a descontinuidade crosta-manto é estimada no limite entre a profundidade máxima de xenólitos de granulitos máficos e a profundidade mínima de ocorrência abundante de rochas ultramáficas. Para o manto sob a linha de Porangatu, os valores de densidade modelados, entre 3.25 g/cm^3 e 3.34 g/cm^3 , são compatíveis com dunito e piroxenito, rochas ultramáficas coerentes com estimativas de composição mantélica mundial.

Os maiores valores de módulo de Young estão relacionados a dunito (tabela 7.1). No manto superior sob a linha de Porangatu, o valor de módulo de Young , de 194 GPa, embora 21% superior ao tabelado, sugere composição dunitica. Reforçando esta hipótese, o valor de módulo de Rigidez, de 74 GPa, é compatível com dunito, sendo apenas 0,5% superior ao da tabela 7.1.

CONCLUSÕES

Da análise dos resultados das modelagens sísmica (V_p e V_s) e gravimétrica (ρ) ao longo da linha de refração sísmica profunda de Porangatu, bem como dos parâmetros elásticos calculados, conclui-se que:

1. As modelagens V_p , V_s e de distribuição de densidades apresentaram resultados compatíveis com as grandes tendências crustais e mantélicas obtidas a partir de compilações de estudos mundiais.
2. As variações gravimétricas são determinadas em nível local por anomalias de densidade na crosta superior e em nível regional, pelo manto litosférico.
3. Setores crustais definidos com base na análise dos dados sísmicos e gravimétricos apresentam limites laterais que nem sempre coincidem em superfície com os grandes contatos geológicos regionais. Além disso, o número de setores com diferentes características geofísicas diminui do topo para a base da crosta, o que pode refletir a menor resolução dos métodos geofísicos com o aumento da profundidade.
4. Excetuando a primeira camada, os parâmetros elásticos calculados para a crosta sob a Faixa Araguaia, o Arco Magmático de Goiás, o Maciço de Goiás e a zona externa da Faixa Brasília apresentam grande superposição de valores.
5. Dados sísmicos e gravimétricos, bem como parâmetros elásticos, sugerem que o anortosito aflorante a leste do tiro 4 esteja associado em profundidade a rochas máficas, tais como diabásio e gabro, o que corrobora os resultados de Rosado & Soares (2003) e Melo (2006).
6. O comportamento geofísico da Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, marcado por variações laterais de V_p/V_s em todas as camadas crustais, não se repete com o Lineamento Transbrasiliiano, nem com o Sistema de Falhas Rio Maranhão. A Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, caracterizada por separar terrenos distintos, apresenta expressão do topo da crosta até a Moho.
7. Dados sísmicos e gravimétricos corroboram a hipótese das crostas superior e intermediária apresentarem composição félsica. Para a crosta inferior, no entanto, composição

granulítica máfica parece ser a mais provável, considerando-se os valores de V_p e a distribuição de densidades obtida.

8. Os resultados de distribuição de densidades foram decisivos para discutir a composição da crosta inferior. A grandes profundidades, a razão V_p/V_s nem sempre é conclusiva, uma vez que fases da crosta inferior são as mais difíceis de serem determinadas e que os erros na modelagem das porções superiores da crosta são propagados para as porções profundas, aumentando as incertezas.

9. Composição máfica para a quinta camada do modelo sugere ou que a mesma constitua porção reliquiar da crosta oceânica do extremo oeste da Placa Amazônica, ou que a crosta inferior da porção continental da Placa Amazônica apresente composição máfica. O extremo oeste da Placa Amazônica subductou sob os terrenos da Província Tocantins, fechando bacia de retroarco existente entre o Cráton Amazônico e os terrenos do Arco Magmático de Goiás.

10. A falta de ajuste na modelagem sísmica da crosta inferior da porção a oeste da Serra Azul (tiro 3), associada à concentração de valores mais elevados dos módulos de bulk, Young e Rigidez e a constante de Lamé X , sugere que esses terrenos sejam distintos daqueles situados a leste. Possivelmente essa região represente a interação entre os terrenos da borda leste da Placa Amazônica com os da borda oeste da Província Tocantins (e.g. interdigitação de crostas), produzindo estruturação crustal complexa e distinta do comportamento suave do modelo crustal.

11. Embora tenham contribuído com a discussão, os parâmetros elásticos calculados não foram decisivos na interpretação das características da crosta e do manto litosférico, uma vez que não evidenciaram características distintivas de terrenos como as obtidas com V_p , V_p/V_s e densidade. A maioria das inferências deste trabalho foi derivada das análises de distribuição de V_p , V_p/V_s e densidade.

12. O manto litosférico neoproterozóico, que determina o alto gravimétrico Bouguer do Brasil Central, foi modelado com V_p de 8.06 km/s, V_p/V_s de 1,71 e densidade de 3,34 g/cm³.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarenga C.J.S.de. Moura C.A.V., Gorayeb P.S.deS., Abreu F.deA.M.de. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Edits). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. 854 pp.
- Anderson D.L. 1989. *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publications, EUA, 366 pp.
- Antunes J.A. 2002. *Estruturação da crosta superior na região de Minaçu (GO), utilizando o método da refração sísmica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 122 pp.
- Araújo Filho J.O.de. 2000. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 144-148.
- Assumpção M. & Bamford D. 1978. LISBP - V. Studies of crustal shear waves. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 54: 61-73.
- Bassin C., Laske G. and Masters G. 2000. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America. *EOS Trans AGU*. 81: 897.
- Berrocal J., Assumpção M., Antazena R., Dias Neto C.M., Ortega R., França H., Veloso J.A.V. 1984. Sismicidade do Brasil. IAG/USP-CNEN, São Paulo. 320 p.
- Berrocal J., Assumpção M., Côgo de Sá N., Marangoni Y., Fuck R.A., Pimentel M., D'el-Rey Silva L.J.H. 1998. Estudos geofísicos e modelo tectônico dos setores central e sudeste da Província Tocantins, Brasil Central. Projeto Temático - Processo FAPESP 96/1566-0.
- Berrocal J., Marangoni Y., Côgo de Sá N., Fuck R.A., Soares J.E.P., Dantas E., Perosi F., Fernandes C. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province. Central Brazil. *Tectonophysics*. 388: 187-199.
- Caridade L.daC.C & Soares J.E.P. 2009. Estimativa da espessura e Vp/Vs da crosta continental a leste e a oeste do gradiente gravimétrico do Brasil Central: um estudo por função do receptor. Projeto de Iniciação Científica. IG/UnB.

- Carminatti M.G. 2006. *Modelagem geofísica dos corpos máfico-ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, Centro de Goiás*. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 293 pp.
- Červeny V., Molotkov J., Psencik I. 1977. *Ray methods in seismology*. Charles University, Prague, 214 pp.
- Chiarini M.F.N. 2006. *Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu*. Dissertação de Mestrado n° 231, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 108 pp.
- Christensen N.I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*. 101(B2): 3.139-3.156.
- Christensen N.I. & Mooney W.D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *Journal of Geophysical Research*. 100(B7): 9761-9788.
- Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Platform. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Edits). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 854 pp.
- Costa J.B.S. & Hasui Y. 1988. Aspecto do Lineamento Transbrasiliano na região de Porto Nacional - Natividade (GO). In: SBG, XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, *Atas*, pp. 2.208-2.216.
- Cruz E.L.C.C. da & Kuyumjian R.M. 1993. O embasamento da porção norte da Faixa Brasília na região de Almas-Dianópolis (TO) e seu contexto geodinâmico durante o Brasiliano. In: SBG, II Simpósio Craton São Francisco. Salvador. *Anais*. pp. 302-304.
- Dantas E.L., Araújo Filho J.O., Oliveira C.G.de, Chiarini M.F.N., Fuck R.A., Sordi D.A.de. 2007. Folha Porangatu — SD.22-X-D-I. escala 1:100.000. In: C.J.S. de Alvarenga (Coord.). *Nota explicativa*. UnB. CPRM. PGB/LGB. Brasília.
- Dantas E.L., Jost H., Fuck R.A., Brod J.A., Pimentel M.M., Meneses P.R. 2001. Proveniência e idade deposicional de seqüências vulcanossedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocrystal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências*. 31(3): 329-334.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Edits). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro. 854 pp.

- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Editora Universidade de Brasília. Brasília, 392 pp.
- Delgado I.deM., Souza J.D.de, Silva L.C.da. Silveira Filho N.C.da. Santos R.A.dos. Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.deA., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V.de, Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Edits.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM. Brasília, 674 pp.
- D'el-Rey Silva L.J.H., Vasconcelos M.A.R.de. Silva D.V.G. 2008. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasilia Belt and Tocantins Province, central Brazil. *Gondwana Research*, 13(2008): 352-374.
- Domenico S.N. 1984. Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. *Geophysics*, 49(8): 1.188-1.195.
- Duarte O.deO. 1997. Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia. PETROBRAS, Rio de Janeiro, 304 pp.
- Fernandes E.P., Blum M., Ribeiro R. 1991. The Goiás Seismic Zone, a new approach. In: SBGf, II Congresso Intemcional da SBGf. *Volume de Resumos Expandidos*, pp. 553:558.
- Fonseca M.A. 1996. *Estilos estruturais e arcabouço tectônico do segmento setentrional da Faixa Brasília*. Tese de Doutorado n° 9, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 172 pp.
- Fonseca M.A., Dardenne M.A., Uhlein A. 1995. Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(4): 267-278.
- Fountain D.M. & Christensen N.I. 1989. Composition of the continental crust and upper mantle: a review. In L.C. Pakiser & W.D. Mooney (Edits.). *Geophysical framework of the continental United States*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 172.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG. IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. *Atas*, pp. 184-187.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Junges S.L., Moraes R. 2001. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: 3th South American Symposium on Isotope Geology. *Atas*. pp. 311-313.

- Fuck R.A., Dantas E.L., Sordi D.A.de, Chiarini M.F.N., Oliveira C.G.de. 2007. Folha Santa Terezinha de Goiás - SD.22-Z-A-III, escala 1:100.000. In: C.J.S. de Alvarenga (Coord.). Nota explicativa. UnB, CPRM. PGB/LGB. Brasília.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Dantas E.L., Oliveira C.G., Junges S.L., Laux J.H. 2009. Episodic crust forming events recorded in the Goiás Magmatic Arc, central Brazil: tectonic implications to Neoproterozoic crustal growth. In: Geological Society of London. Jane Watson Meeting: Evolution of the Continental Crust. *Abstract Book*. p. 33.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Silva L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia. 1, *Atas*. pp. 215-216.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Soares J.E.P., Dantas E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG. IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, *Atas*, pp. 26-27.
- Giese P. 1976. Depth Calculation. In: Giese P., Prodehl C., Stein A (Edits). *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer-Verlag. Berlin, p.146-161.
- Holbrook W.S., Mooney W.D., Christensen N.I. 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust. In: Fountain D.M., Arculus R., Kay R.W. (Edits.) *Continental lower crust*. Elsevier, New York, pp. 1-43.
- Jarvis A, Reuter H.I., Nelson A. Guevara E. 2006. Hole-filled seamless SRTM data V3. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). Disponível em <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- Jost H., Fuck R., Brod J.A., Dantas E.L., Meneses P.R., Assad M.L.L., Pimentel M.M., Blum M.deL.B., Silva A.M., Spigolon A.L.D., Maas M.V.R., Souza M.M.de, Femadez B.P., Faulstich F.R.L., Macedo Júnior P.M.de, Schobbenhaus C.N., Almeida L.de, Silva A.A.C.da., Anjos C.W.D.dos, Santos A.P.M.R., Bubenick A.N., Teixeira A.deA., Lima B.E.M., Campos M.deO., Baijud R.M., Carvalho D.R.de, Scilewski L.R., Lucianisarli C., Oliveira D.P.L.de. 2001. Geologia de terrenos arqueanos e proterozóicos da região Crixás-Cedrolina. Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. 31(3): 315-328.
- Jost H., Fuck R.A., Dantas E.L., Rancan C.C., Rezende D.deB., Santos E., Portela J.F., Mattos L., Chiarini M.F.N., Oliveira R.C.de, Silva S.E.e. 2005. Geologia e geocronologia do Complexo Uvá. Bloco Arqueano de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. 35(4): 559-572.

- Junges S.L., Pimentel M.M., Laux J.H., Fuck R.A., Buhn B.M., Dantas E.L., Oliveira C.G. 2008. U-Pb LA-ICPMS ages and a new tectonic context for the neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, *Abstract Volume*, volume 1, p. 69.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. 2009. Geofísica de Exploração. Oficina de Textos, São Paulo, 438 pp.
- Kearey P. & Vine F.J. 1996. Global Tectonics. Blackwell Science, Londres, 333 pp.
- Koosah M., Vidotti R., Soares J.E.P., Fuck R.A. 2007. Gravimetric and seismic data integration in a 2D forward gravimetric modeling for the crust and lid mantle beneath northern Brasília Belt. In: SBGf, 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, *Expanded Abstract Volume*, CD-ROM.
- Kulhánek O. 1993. Propagation of Seismic Waves. Lecture Notes. Uppsala, Suécia, 161 pp.
- Kuyumjian R.M., Oliveira C.G.de, Guimarães Campos J.E., Queiroz C.L. 2004. Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(3): 329-334.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson A.A. 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*. 16: 599-614.
- Luiz J.G. & Silva L.M.daC.e. 1995. Geofísica de Prospecção - vol. 1. Editora Universitária UFPA. Belém, 311 pp.
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Danni J.C.M. 1984. Província Tocantins - setores central e sudeste. In: F.F.M.de Almeida & Y. Hasui (Coords). *O Pré-cambriano do Brasil*. Editora Edgar Blücher Ltda.. São Paulo, pp. 205-264.
- Meissner R. 1986. The continental crust: a geophysical approach. Academic Press Inc. Orlando. 426 pp.
- Melo S.S.V.de. 2006. *Razão de Poisson da crosta superior da região de Porangatu, Goiás, Província Tocantins: um estudo por refração sísmica*. Dissertação de Mestrado n° 203, Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. 84 pp.
- Melo S.S.V.de, Soares J.E.P., Fuck R.A., Moragas F. 2005. Poisson ratio upper crust of western Tocantins Province, central Brazil. In: General Assembly - International

- Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI). Santiago, Chile, *Abstract* n° 665.
- Mooney W.D. & Meissner R. 1991. Continental crustal evolution observations. *EOS Trans AGU*, 72(48): 537-537.
- Moraes R., Fuck R.A., Pimentel M.M., Gioia S.M.C.L., Hollanda M.H.B.M.de. Armstrong R. 2006. The bimodal rift-related Juscelândia volcanosedimentary sequence in central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences*. 20: 287-301.
- Motta-Araújo J.G. & Pimentel M.M. 2002. U-Pb ages , Sm-Nd isotopes and structural analysis of the Moiporá-Novo Brasil Shear Zone System: the limits between neoproterozoic Goiás Magmatic Arc and the archaean Uvã Complex, Tocantins Province, Central Brasil. In: South Am. Symp. Isotopic Geology. 4, Salvador. *Short Papers Volume*, pp. 221-224.
- Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S., Nogueira A.C.R., Gorayeb P.S.S., Galarza M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (Edits). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publications. 422 pp.
- Musacchio G., Mooney W.D., Luetgert J.H., Christensen N.I. 1997. 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.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Djomani Y.H.P., Morgan P. 2001. Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinental lithospheric mantle through time. *GSA Today*, 11(4): 4-10.
- Oliveira C.G.de, Oliveira F.B., Dantas E.L., Fuck R.A. 2007. Folha Campinorte - SD.22-Z-B-I, escala 1:100.000. In: C.J.S. de Alvarenga (Coord.). Nota explicativa. UnB, CPRM, PGB/LGB. Brasília.
- Perosi F.A. 2006. *Estrutura crustal do setor central da Província Tocantins utilizando ondas P, S e fases refletidas com dados de refração sísmica profunda*. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 136 pp.

- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis. GO. *Revista Brasileira e Geociências*, 17(1): 2-14.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20: 375-379.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gióia S.M.C.L. 2000b. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 035-039.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000a. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Edits). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro. 854 pp.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Machado N., Fuck R.F., Ribeiro R.K., Viana M.dasG. 1993. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa. Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no centro-oeste. In: SBGq, IV Congresso Brasileiro de Geoquímica, *Atas*, 255-258.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. 1991. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 4(4): 295-305.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.de Brito-Neves (Organizadores) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca. São Paulo, 673 pp.
- Portela J.F., Ribas M.P. de P., Soares J.E.P. 2004. VP/VS da crosta inferior sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu - GO. Estágio Supervisionado. IG/UnB.
- Queiroz C.L., Jost H., Silva L.C.da, McNaughton N.J. 2008. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the Central Brasil Archean Terrain. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(2008): 100-124.
- Rodrigues J.B., Gioia S.M.L.C., Pimentel M.M. 1999. Geocronologia e geoquímica de ortognaisses da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. 29(2): 207-216.

- Rosado T.M.S. & Soares J.E.P. 2003. Modelagem gravimétrica. Estágio Supervisionado. IG/UnB.
- Saadi A., Machette M.N., Haller K.M., Dart R.L., Bradley L., Souza A.M.P.D.de. 2002. Map and Database of Quaternary Faults and Lineaments in Brazil - Open-File Report 02-230. USGS. Denver.
- Schobbenhaus C. 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Brasília. DNPM.
- Sheriff R.E. & Geldart L.P. 1982. Exploration seismology: history, theory & data acquisition. Cambridge University Press, EUA, volume 1, 253 pp.
- Soares J.E.P. 2005. *Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central*. Tese de Doutorado n° 73, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 167 pp.
- Soares J.E.P., Berrocal J., Fuck R.A. 2003. Seismic crustal structure in central Brazil. In: SBGf, 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Expanded abstract volume, CD-ROM.
- Soares J.P., Berrocal J., Fuck R.A., Mooney W., Ventura D.B.R. 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*. Ill, B12302, doi:10.1029/2005JB003769.
- Soares J.P., Fuck R.A., Berrocal J. 2005. Geophysical signature of the lithosphere at the western border of São Francisco Plate. In: SBGeo. III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Anais, 48-51.
- Sordi D.A.de. 2007. *Aerogeofísica aplicada à compreensão do sistema de empurrões da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, Brasil Central*. Dissertação de Mestrado n° 236, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 118 pp.
- Strieder A.J., Gottardo E., Cunha F.S.S., Binotto R.B., Mesquita M.J.M. 1994. O significado tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos no processo colisional neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins: uma hipótese de trabalho. In: SBG. 38° Congresso Brasileiro de Geologia. *Atas*. 267-269.
- Talwani M., Worzel J.L., Landisman M. 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mondocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*. 64(1): 49-59.
- Turcotte D.L. & Schubert G. 2002. Geodynamics - second edition. Cambridge University Press. EUA. 456 pp.

- Ussami N., Molina E.C. 1999. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 87-98.
- Valeriano C.deM., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.de Brito-Neves (Organizadores) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo. 673 pp.
- Ventura D.B.R. & Soares J.E.P. 2003. Razão de Poisson no Brasil Central. Estágio Supervisionado. IG/UnB.
- Ventura D.B.R., Soares J.E.P., Melo S.S.V.de, Fuck R.A. 2005. Razão de Poisson da crosta sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu. In: SBGF, IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. *Atas*, pp. 126-127.
- Zandt G. & Ammon C.J. 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374: 152-154.

ANEXO 1

Arquivos de entrada do Programa SEIS88

O Programa SEIS88 foi desenvolvido para o cálculo de raios sísmicos registrados em sistema de receptores dispostos sobre a superfície da Terra ou ao longo de uma interface ou perfil vertical. Executa modelagem numérica, feita pelo método do raio, de ondas sísmicas que se propagam em estruturas acamadadas 2D com variação lateral. A geração de ondas é semi-automática e, nos receptores, os tempos de trânsito são automaticamente determinados. A plotagem de raios e curvas de tempo de trânsito é feita com o programa RAYPLOT, complementar ao SEIS88.

Feita com o SEIS88, a modelagem sísmica 2D tanto de ondas P quanto de S do presente trabalho utilizou dois arquivos de entrada (*inputs*). Entre outros dados, o primeiro arquivo contém as leituras de alinhamentos de fases de referência, traço a traço, refletidas e/ou refratadas, obtidas para as interfaces crustais a partir da detonação de cada tiro. Neste arquivo, é indicada a distância do sensor onde a fase foi lida até o ponto de tiro e o tempo de propagação da frente de onda desde o momento da detonação até o registro da fase de referência pelo sensor.

O segundo arquivo de entrada descreve duas variáveis: as interfaces do modelo adotado e a distribuição de velocidades nas camadas crustais. As interfaces são representadas por pontos para os quais são conhecidos a posição horizontal e a profundidade e o tipo de comportamento - se de inflexão ou não, entre outras características. A distribuição de velocidades é fornecida para cada camada do modelo para o topo e a base de linhas de *grid* dispostas em rede retangular com coordenadas horizontais e verticais conhecidas. Para cada camada do modelo a distribuição das linhas de *grid* pode variar.

Primeiro *input*: arquivos de entrada com as leituras de alinhamentos de fases de ondas P e S. traço a traço, originadas por cada tiro detonado, utilizados neste trabalho para a modelagem sísmica da linha de Porangatu.

4- Leituras de fases P do tiro 1

```

2      3      3
      Porangatu - tiro 1 P corrigido
1      1      1      0      0      3      0      100      1      1      -1      -1
0.00000 330.00000 15.00000 20.00000 0.50000
0.00000 60.00000 9.00000 10.00000
0.00000 8.00000 10.00000 1.00000 7.00000

```

Camada 5

```

12
0164.471000023.699240167.087960023.982580170.004290024.318800173.146070024.69724
0175.278750024.919180184.130350025.923390186.051910026.179060191.904860026.80581
0194.350060027.080080201.833540027.944250207.548130028.671880211.237390029.12660
-----

```

4- Leituras de fases S do tiro 1

```
2      3      3
      Porangatu - tiro 1 S corrigido
1      1      1      0      0      3      0      100      1      1      -1      -1
0.00000 330.00000 18.00000 20.00000 0.50000
0.00000 60.00000 10.00000 10.00000
0.00000 14.00000 10.00000 2.00000 4.02000
```

Camada 1 - Saulo (primeiras quebras)

33

```
0044.514340001.373340050.118130003.059380052.846390003.898570058.293650005.46693
0068.649260008.338820071.004050009.028350073.651540009.864130076.318200010.57893
0078.858730011.317070086.261570013.481450091.071010014.785350095.991930016.17603
0098.892320016.985630101.494220017.742960103.877940018.348380108.694790019.76687
0111.080560020.356990113.477050021.123540115.641770021.644950118.159000022.38041
0120.309520022.995050122.756750023.672690125.773480024.553840128.831820025.40051
0132.241480026.347080135.207150027.233000137.009140027.724490138.389930028.04528
0139.478290028.600690011.253020008.579070022.614770005.156600027.856390003.65434
0033.286630002.030140000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000
```

Camada 2

12

```
0096.447530017.749130102.313800019.102600104.868800019.702250110.243240021.01658
0114.444930022.027980118.683670023.113920126.254120025.053350129.357160025.91075
0132.423160026.630690135.735710027.508820139.652520028.618050145.216020030.03808
```

Camada 3

24

```
0109.930860022.493670111.562730022.899610113.713820023.341950115.642390023.77531
0118.238540024.405660120.389630024.894380123.282480025.575350126.397860026.31940
0130.848400027.372390132.702790027.825950135.744000028.590200137.746740029.11931
0138.859370029.372890139.675310029.591320142.642330030.329390145.535180031.04900
0157.403290034.009000162.447240035.248250165.340090035.967870167.713710036.56605
0169.493930037.016620174.092820038.191540175.353800038.497490176.614790038.81890
```

Camada 4

Reflexão

26

```
0212.110780050.586340213.126040050.821260216.974220051.681790220.189440052.39798
0222.599450053.063480225.094890053.706230226.912550054.176010230.337820055.05444
0235.244670056.239940236.894290056.637030238.247030056.969170242.095210057.89117
0244.674670058.510830249.538110059.531550267.343640063.775920273.178920065.17037
0277.027100066.154000279.480520066.795040284.385970068.059300286.247050068.58387
0287.896660068.989860290.180650069.562380292.928140070.272210300.118970072.11385
0301.978650072.589570309.971880074.648300000.000000000.000000000.000000000.00000
```

Refração

Sem referência

Camada 5

13

```
0165.110630040.370630167.502440040.869320170.588820041.524760173.983290042.23265
0175.681920042.574920176.992650042.876940184.708610044.531340187.640960045.16449
0192.501600046.237250195.279900046.831930199.720430047.829760202.850230048.52469
0208.178580049.713800000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000
```

4- Leituras de fases S do tiro 2

2	3	3	Porangatu - tiro 2 S corrigido								
1	1	1	0	0	3	0	100	1	1	-1	-1
0.00000	330.00000	18.00000	20.00000	0.50000							
0.00000	60.00000	10.00000	10.00000								
0.00000	14.00000	10.00000	2.00000	4.09000							

Camada 1 - Saulo (primeiras quebras)

41
0011.869770024.338900022.833950021.208580028.033770019.751250033.423710018.35301
0039.851010016.593050044.276620015.382720052.238380013.275330068.551830008.59785
0070.990120007.819640073.572680007.217380076.140010006.395390078.708600005.75520
0086.259080003.671480090.972160002.291090095.957620000.955000101.849240000.87578
0103.952970001.531970108.742050002.857620111.160590003.573590113.521100004.27402
0115.694330004.844580118.244120005.525920120.335510006.171870122.766760006.90343
0125.782900007.681280128.879630008.578280132.351380009.627440135.379220010.47819
0137.399370010.948620139.030200011.482770140.767230012.055390143.834380012.79073
0146.606970013.641740159.349830017.078420163.962910018.296250166.731480019.07628
0169.359620019.758990171.970090020.484820174.670590021.198350176.659590021.74925
0195.815980026.972850000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 2

13
0138.230430012.670100143.507520014.000870161.147300018.173440165.718060019.34268
0167.958290019.897860170.933300020.628970173.663380021.266820176.577780022.10140
0186.211630024.656340189.279420025.517250197.131960027.669890203.942950029.46076
0209.649280031.188460000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 3

26
0160.140590020.363760164.356620021.296750166.927210021.881800171.246330022.88346
0172.788680023.217110176.181310023.948790178.340870024.455000179.472200024.75341
0186.155710026.322260189.343510027.090770218.596620034.581600221.891580035.41748
0224.112180035.990680226.403320036.581120228.409600037.101910230.270730037.57216
0232.993240038.290880236.288200039.134360238.579340039.732400241.229960040.41834
0244.094910041.118820245.957390041.642320251.471600043.058660256.413360044.32744
0258.419640044.817970269.521300047.698980000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 4

Reflexão
29
0209.188650034.070780214.013110035.326420215.868990035.799100218.838960036.50634
0221.993680037.315630224.406610037.943550226.447240038.423430228.303120038.89624
0230.531300039.441030233.315120040.140730236.654590040.957220239.253660041.61160
0240.923400041.962830244.078120042.772270246.120150043.290450251.501650044.54920
0257.069290045.910480258.740430046.319070270.988410049.199800275.628120050.31515
0279.155130051.082510281.938960051.744250288.248390053.286900289.362480053.54023
0291.960160054.194420295.671920055.120850302.167510056.633080305.137480057.34018
0321.283380061.249870000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000

Refração

6
0256.523020044.843800258.231220045.222650270.062640047.915220279.102130049.95482
0281.607030050.497240326.807250060.636320000.000000000.000000000.000000000.00000

4- Leituras de fases S do tiro 3

2	3	3									
Porangatu - tiro 3 S corrigido											
1	1	1	0	0	3	0	100	1	1	-1	-1
0.00000	330.00000	18.00000	20.00000	0.50000							
0.00000	60.00000	10.00000	10.00000								
0.00000	14.00000	10.00000	2.00000	4.09000							

Camada 1 - Saulo (primeiras quebras)

40
0051.844850024.250910068.156900019.690390073.139690018.314450075.606860017.58629
0078.163940016.889350085.803140014.749670098.253670011.327230100.375130010.72981
0102.819030010.058360107.362220008.785030109.412830008.183360111.739480007.53149
0113.608640007.011650115.553590006.445160117.872970005.792030123.498390004.21277
0126.703940003.275500130.098340002.324880132.766830001.555690135.771610000.72092
0138.400930000.175090142.445820001.114530144.512280001.705670147.771110002.53946
0159.755420005.786230163.768360006.885240166.496000007.545980168.995410008.26959
0171.554890009.712130174.128660010.412570176.054520009.890330177.063070011.99832
0184.711610014.142450192.676450014.767480195.179880015.373960200.045920016.85610
0202.582740018.100260207.819780019.363120225.403140026.131770229.216060026.95465

Camada 2 - oeste

7
0052.150570024.417920068.152150020.267170074.146560018.771750076.722660018.10018
0079.496930017.380160086.531680015.564820093.368270013.851560000.000000000.00000

Camada 2 - leste

9
0193.588730016.409960196.313460017.195350200.673020018.124190204.190400018.94842
0207.955480019.737870212.414120020.935280214.891150021.558780217.913120022.24998
0221.133250023.192240000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 3

17
0192.993800019.753180195.568730020.328470200.277440021.363320203.882600022.17489
0209.473600023.409990213.667870024.388800215.507100024.799680217.787480025.35723
0221.465950026.202340222.789380026.510450227.203540027.543020229.337320028.06473
0232.280100028.799840236.620960029.861180238.386890030.285210240.593970030.83258
0242.285250031.246090000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 4

Reflexão
15
0269.437390039.982050275.211520041.393820277.602120041.988480280.887620042.77146
0285.766850043.974590287.460020044.388560288.654620044.690800291.143250045.28911
0294.430150046.102920298.413080047.066570301.001150047.709520304.087780048.44387
0310.859050050.109600314.841980051.073260319.820650052.300700000.000000000.00000

Refração

4
0297.893440046.098280303.507020047.297240315.295700049.948870319.625260050.89331

 Leituras de fases S do tiro 4

2 3 3
Porangatu - tiro 4 S corrigido
1 1 1 0 0 3 0 100 1 1 -1 -1
0.00000 330.00000 18.00000 20.00000 0.50000
0.00000 60.00000 10.00000 10.00000
0.00000 14.00000 10.00000 2.00000 4.02000

Camada 1 - Saalo (primeiras quebras)

48
0095.038220026.868620097.989770026.078500100.141770025.409870102.590040024.73027
0107.207030023.417020109.356160022.785360111.739290022.188350113.736980021.52262
0115.942810020.971200118.279380020.316430124.066080018.688880127.353480017.7124 6
0130.968920016.705940134.090150015.860e20136.388990015.194510138.101230014.70358
0139.512990014.320690142.535760013.43927014 4.861110012.761370156.807650009.45244
0164.663350007.221570167.449630006.419120170.037680005.717260173.108540004.84441
0175.352330004.238860176.232530004.725960184.407340002.289080186.54 6360001.43812
0193.087230000.093380195.653680000.954090196.716320001.679570202.409880003.10215
0207.621540004.316900213.704790005.201180215.489870006.740790218.654390007.26863
0221.944300008.327310224.309500009.017910228.079550010.598320230.001920011.37224
0232.982470012.255260236.190370013.160640238.339720013.753120240.276280014.32086
0243.553880015.256270251.570900017.561490255.496600018.565030257.039280019.14682

Camada 2

12
0108.064770023.7 58980110.839790023.068670113.060060022.372210115.036740022.00406
0117.361580021.409240121.663110020.405080125.825630019.340850128.600650018.72475
0135.468040017.069890141.088210015.737710144.105530014.999550146.117930014.56482

Camada 3

17
0068.267490035.041010071.089010034.301300073.819520033.631530076.27 6980033.00131
0078.552400032.435280086.743910030.416510096.573740028.075310099.395260027.43019
0101.57 9660026.915180103.855090026.368070109.043050025.172110110.226270024.90615
0112.956770024.274210116.142360023.547980116.688460023.440510119.418970022.81802
0121.967440022.250280000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 4

Reflexão
6
0068.73506C036.467750072.389450035.617150074.709490035.105740076.958130034.58287
0079.488200034.041020086.938390032.377470000.000000000.000000000.000000000.00000

Reiração
3ex referência

 Leituras de fases S do tiro S

2	3	3					
			Porangatu - tiro 5	S corrigido			
i	i	1	0	03	0100	1	1 -1 -1
C.00	oco330.00000	ie.ooooo	20.00000	0.50000			
0.00000	60.00000	10.00000	10.00000				
0.00000	14.00000	10.00000	2.00000	4.09000			

Camada 1 - Saulo (primeiras quebras)

41
0125.336630027.766210128.S57800026.782110132.081000025.914840136.531080024.7 3012
0138.548190024.183270141.615170023.323700144.3491B0022.548470161.744550017.78262
0182.081100012.139060190.056420009.875620192.693190009.125080199.168790007.29429
0203.796930005.974270212.634370003.4 66230215.779140002.673320218.917810001.70288
0221.266090000.854 520225.308830000.488420227.484260001.048170230.283800001.79333
0233.496360002.619910235.863340003.4 68420237.977890004.118580241.239470005.11448
0243.162060005.650390248.950870007.349450253.544150008.729970255.744110009.20676
0267.955160012.753400273.097170014.248390276.783790015.245310279.483370015.95067
0284.062100017.303880285.372580017.611750286.484160017.992520289.070380018.65482
0292.444270019.578930298.940840021.338000301.629400022.044170308.956270024.09744
0318.268750026.523590000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 2 - oeste

6
0126.2874 90028.191700132.742020026.485910137.94 4010025.155920139.291850024.88448
0143.001190023.855540145.649840023.388060000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 2 - leste

8
0268.903470015.079170277.139020016.941690279.4 99290017.478100284.749550018.75016
0286.820190019.314540292.938070020.816160299.054710022.253570302.040010023.01252

Camada 3

14
0070.190870043.4e3790071.893370043.018530075.143620042.166680077.310450041.57973
0120.879200031.302870125.367630029.952300128.541850029.290540132.643350028.41839
0136.588720027.568080139.065090027.044270141.541470026.528630143.863070026.01816
0028.335480053.812510033.193200052.528090000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 4

Reflexão
14
0070.559070044.807360072.319450044.387840074.596960043.809210077.497460043.13286
0085.160640041.248180097.380190038.501110098.934270038.14 3060107.633050036.21296
0110.429040035.594970112.189430035.186340122.339130032.945340125.652240032.21181
0128.759050031.528720132.590640030.657530000.000000000.000000000.000000000.00000

Refração
Sem referência

^ Leituras de fases S do tiro 6

2	3	3	Porangatu - tiro 6 S corrigido								
1	1	1	0	0	3	0	100	1	1	-1	-1
0.00000	330.00000	18.00000	20.00000	0.50000							
0.00000	60.00000	10.00000	10.00000								
0.00000	14.00000	10.00000	2.00000	4.12000							

Camada 1 - Saulo (primeiras quebras)

46
0162.200930026.860620164.876050026.015590167.689760025.563260170.433470024.89731
0173.314370024.194640175.442150023.772430176.295120023.628920184.163420021.56228
0186.363880020.847660192.063270019.547570194.484950018.982950201.988060016.80785
0207.217470015.341610210.394580014.953170212.516920013.860750215.116530013.06352
0217.495640012.364940219.568020011.728450221.765010010.513450223.379360010.08141
0225.559290009.240080227.637090008.628230230.129040008.014020232.635650007.34378
0234.722320006.759970237.101500006.135840239.436430005.496150245.284650003.71213
0248.939620002.800460267.389160002.183680270.595030003.111640275.560940004.56966
0278.216080005.198490280.192270005.885070285.726110007.345170287.946980007.96599
0290.017830008.640210292.851570009.569060295.587810010.390990299.777390011.58120
0302.565160012.442160304.921330013.080840310.257900014.513250314.611590015.64914
0319.259910017.045470324.698850018.266710000.000000000.000000000.000000000.00000

Camada 2 - oeste

8
0157.130240028.903050162.169160027.551890164.917540026.803240167.665920026.11295
0170.816120025.243570173.221470024.479240175.405610023.873090184.014760021.77225

Camada 2 - leste

7
0186.497120021.180980292.775120011.967510300.363210013.645730310.251040016.04838
0314.995950017.284330319.515430018.274100324.636960019.792930000.000000000.00000

Camada 3

19
0067.358370053.357900070.504000052.413220075.328130051.135720077.738800050.51858
0085.183590048.615670089.902730047.470240097.766100045.359130100.178170044.79503
0102.798820044.169480108.985080042.721330111.817130041.938020113.704220041.54389
0118.631950040.507810120.624040039.949570123.979660039.231170127.335270038.49128
0131.529440037.569200136.247180036.530720137.715700036.238180000.000000000.00000

Camada 4

Reflexão
25
0067.880660053.595790070.921340052.836410075.220560051.899540078.366230051.14671
0086.334700049.265860090.948910048.199290095.248140047.198360097.973830046.57949
0100.594520045.932720103.321610045.334730110.451520043.700130111.185090043.51154
0113.073610043.074370115.589300042.495800118.734980041.796210120.832090041.34059
0124.397740040.528390128.171990039.729620131.107670039.113030134.358330038.45202
0136.455450038.038970138.343970037.666010140.021100037.280150142.223210036.82040
0145.682470036.140650000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000

Refração

5
0075.003890050.566300085.325890048.450000090.057790047.466320094.491500046.49580
0102.926330044.695920000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000

4- Leituras de fases S do tiro 7

```

2      3      3
      Porangatu - tiro 7 S corrigido
1      1      1      0      0      3      0      100      1      1      -1      -1
0.00000 330.00000 18.00000 20.00000 0.50000
0.00000 60.00000 10.00000 10.00000
0.00000 14.00000 10.00000 2.00000 4.12000

```

Camada 1 - Dhébora (primeiras quebras)

```

26
0325.280860004.663560296.910690003.691190294.960490004.213510291.832340005.22789
0288.344660006.208380284.146280007.366640279.016170008.946800276.428040009.54922
0273.248130010.532310267.778060011.973460260.229100014.009180255.903410015.36319
0253.274710015.985280194.176850033.181960198.630140031.974500201.445980031.23766
0211.272050027.640210213.563070027.184070219.196160025.237120221.750290024.53732
0225.811720023.538160228.235690022.923190230.919980022.298290236.095430020.97549
0237.994580020.521220243.364560019.051260000.000000000.000000000.000000000.00000
-----

```

Camada 2

```

15
0198.721200031.999550201.352170031.299190206.815640029.753450210.795680028.62286
0213.290900027.969110219.024460026.337320221.318170025.609050225.432560024.41838
0227.456170023.872270230.154310022.942920233.189720022.123890237.844300020.87740
0241.015460020.073400243.173420019.453530000.000000000.000000000.000000000.00000
-----

```

Camada 3

```

8
0123.606820053.474700125.901290052.881340130.836440051.566850132.921830051.03150
0135.424020050.387710137.092600049.960790140.220690049.179760142.444560048.61079
-----

```

Camada 4

```

Reflexão
18
0112.609000054.459900114.876900053.921540117.263710053.378660119.888370052.76595
0123.230750052.003230126.213570051.315680130.270880050.379440135.283750049.27204
0137.789480048.700300139.103210048.405630142.444190047.643390157.362490044.50813
0165.237860042.948650167.386830042.475730169.773650042.029930173.472790041.35058
0175.263600041.025240175.978530040.924590000.000000000.000000000.000000000.00000
-----

```

Refração

```

9
0137.421320048.249300129.798210049.883180122.959930051.300640119.694680051.98755
0117.235250052.481420114.861160052.952020101.587520055.612010099.424680056.04671
0094.420480057.129910000.000000000.000000000.000000000.000000000.000000000.00000
-----

```

Segundo *input*: arquivos de entrada com as interfaces dos modelos P e S e a respectiva distribuição de velocidades utilizados neste trabalho para a modelagem sísmica da linha de Porangatu.

✚ **Modelo P dos tiros 1, 2, 3, 6 e 7, usado somente para a quinta camada do tiro 1**

```

2 3 0 Modelo de Porangatu P-tiros 1, 2, 3, 6 e 7      28/06/09      0 0
  7  2  7  4  5  4  6  2
0.00000 0.00000 0 330.00000 0.00000 0
0.00000 3.50000 0 65.00000 3.50000 -1 80.00000 4.20000 -1
199.00000 4.20000 -1 202.00000 6.50000 -1 314.00000 6.50000 0
330.00000 6.50000 0
0.00000 13.00000 0 195.00000 13.00000 -1 200.00000 13.00000 -1
330.00000 13.00000 0
0.00000 22.00000 0 80.00000 23.50000 -1 195.00000 26.00000 -1
205.00000 29.50000 -1 330.00000 29.50000 0
0.00000 32.00000 0 135.00000 36.00000 0 265.00000 38.50000 0
330.00000 39.70000 0
0.00000 48.00000 0 99.70000 50.00000 -1 130.00000 50.00000 -1
135.00000 36.00000 2 265.00000 38.50000 3 330.00000 39.70000 4
0.00000 60.00000 0 330.00000 60.00000 0
21 2
0.00000 28.00000 32.00000 70.00000 80.00000 90.00000 114.00000 120.00000
125.00000 131.00000 175.00000 185.00000 190.00000 196.00000 204.00000 213.60000
220.00000 249.50000 280.00000 314.00000 330.00000
0.00000 20.00000
5.92000 6.12000
5.92000 6.15000
5.95000 6.18000
5.95000 6.15000
6.00000 6.15000
6.00000 6.25000
6.00000 6.20000
6.00000 6.20001
6.08000 6.28000
6.10000 6.30000
6.95000 7.10000
7.20000 7.40000
7.10000 7.30000
6.40000 6.60000
4.25000 4.45000
5.30000 5.60001
6.00000 6.25000
6.37000 6.67000
5.65000 5.80000
5.80000 6.00000
5.80000 6.00000
8 2
0.00000 70.00000 120.00000 140.00000 165.00000 240.00000 285.00000 330.00000
0.00000 50.00000
6.05000 6.50000
6.05000 6.50000
6.05000 6.50000
6.05000 6.50000
6.10000 6.40000
6.10000 6.40000
6.15000 6.30000
6.15000 6.30000
6 2
0.00000 120.00000 185.00000 235.00000 280.00000 330.00000
0.00000 50.00000
6.45000 6.55000
6.55000 6.65000
6.40000 6.50000
6.40000 6.50000

```


Modelo S dos tiros 1,2, 3, 6 e 7

2 3 0 Modelo de Porangatu S-tiros 1, 2, 3, 6 e 7 01/05/09 0 0									
7	2	7	4	5	4	6	2		
0.00000	0.00000	0	330.00000	0.00000	0				
0.00000	3.50000	0	65.00000	3.50000	-1	80.00000	4.20000	-1	
199.00000	4.20000	-1	202.00000	6.50000	-1	314.00000	6.50000	0	
330.00000	6.50000	0							
0.00000	13.00000	0	195.00000	13.00000	-1	200.00000	13.00000	-1	
330.00000	13.00000	0							
0.00000	22.00000	0	80.00000	23.50000	-1	195.00000	26.00000	-1	
205.00000	29.50000	-1	330.00000	29.50000	0				
0.00000	32.00000	0	135.00000	36.00000	0	265.00000	38.50000	0	
330.00000	39.70000	0							
0.00000	48.00000	0	99.70000	50.00000	-1	130.00000	50.00000	-1	
135.00000	36.00000	2	265.00000	38.50000	3	330.00000	39.70000	4	
0.00000	60.00000	0	330.00000	60.00000	0				
21	2								
0.00000	28.00000	32.00000	70.00000	80.00000	90.00000	114.00000	120.00000		
125.00000	131.00000	175.00000	185.00000	190.00000	196.00000	204.00000	213.60000		
220.00000	249.50000	280.00000	314.00000	330.00000					
0.00000	20.00000								
3.36000	3.56000								
3.36000	3.56000								
3.38000	3.61000								
3.38000	3.60000								
3.50000	3.70000								
3.50000	3.70000								
3.50000	3.70000								
3.50000	3.70001								
3.60000	3.80000								
3.60000	3.80000								
3.80000	4.00000								
3.95000	4.15000								
3.85000	4.05000								
3.78000	3.98000								
2.79000	2.99000								
3.13000	3.43001								
3.55000	3.80000								
3.58000	3.88000								
3.40000	3.60000								
3.50000	3.70000								
3.50000	3.70000								
10	2								
0.00000	70.00000	80.00000	120.00000	150.00000	195.00000	205.00000	220.00000		
314.00000	330.00000								
0.00000	20.00000								
3.64000	3.72000								
3.54000	3.62000								
3.61000	3.69000								
3.74000	3.81000								
3.54000	3.54000								
3.59000	3.67000								
3.53000	3.53000								
3.53000	3.53000								
3.56500	3.64500								
3.64000	3.74000								
13	2								
0.00000	70.00000	80.00000	120.00000	130.00000	175.00000	185.00000	205.00000		
235.00000	260.00000	265.00000	314.00000	330.00000					
0.00000	50.00000								
3.87000	3.95000								
3.87000	3.95000								
3.87000	3.93000								
3.87000	3.93000								
3.80000	3.90000								
3.80000	3.90000								
3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								

3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								
8	2								
0.00000	60.00000	120.00000	130.00000	190.00000	200.00000	235.00000	330.00000		
0.00000	50.00000								
4.05000	4.10000								
4.05000	4.10000								
4.05000	4.10000								
4.05000	4.10000								
4.05000	4.10000								
4.10000	4.15000								
4.15000	4.20000								
4.15000	4.20000								
3	2								
0.00000	100.00000	330.00000							
0.00000	60.00000								
4.30000	4.30000								
4.30000	4.30000								
4.30000	4.30000								
4	2								
0.00000	200.00000	210.00000	330.00000						
0.00000	60.00000								
4.57000	4.75000								
4.57000	4.75000								
4.57000	4.75000								
4.57000	4.75000								
0	0	0	0	0	0				
1.73200	1.73200	1.73200	1.73200	1.73200	1.73200	1.73200	1.73200		
2.50000	5.00000	0.00000	60.00000	0.00000	330.00000				
1 49	2 3	3 0 0	0 0 0	0 1 0 40	1 2 3	0 0 0			
1.00000	6.60000	0.00000							
40.00000	0.04000	0.00000	0.05000	0.03000	0.00000	330.00000			
1.00000	0.00000	0.00100	3.14000	3.14000	-0.00100	0.00000	0.00010		
1 2	1 1								
1 4	1 2	2 1							
1 6	1 2	3 3	2 1						
1 8	1 2	3 4	4 3	2 1					
1 10	1 2	3 4	5 5	4 3	2 1				
0	1 1	1							

Modelo S do tiro 4

2 3 0 Modelo de Porangatu S-tiro 4								01/05/09	0 0
7	2	7	4	5	4	6	2		
0.00000	0.00000	0	330.00000	0.00000	0				
0.00000	3.50000	0	65.00000	3.50000	-1	80.00000	4.20000	-1	
199.00000	4.20000	-1	202.00000	6.50000	-1	314.00000	6.50000	0	
330.00000	6.50000	0							
0.00000	13.00000	0	195.00000	13.00000	-1	200.00000	13.00000	-1	
330.00000	13.00000	0							
0.00000	22.00000	0	80.00000	23.50000	-1	195.00000	26.00000	-1	
205.00000	29.50000	-1	330.00000	29.50000	0				
0.00000	32.00000	0	135.00000	36.00000	0	265.00000	38.50000	0	
330.00000	39.70000	0							
0.00000	48.00000	0	99.70000	50.00000	-1	130.00000	50.00000	-1	
135.00000	36.00000	2	265.00000	38.50000	3	330.00000	39.70000	4	
0.00000	60.00000	0	330.00000	60.00000	0				
21	2								
0.00000	28.00000	32.00000	70.00000	80.00000	90.00000	114.00000	120.00000		
125.00000	131.00000	166.00000	185.00000	190.00000	196.00000	204.00000	213.60000		
220.00000	249.50000	280.00000	314.00000	330.00000					
0.00000	20.00000								
3.36000	3.56000								
3.36000	3.56000								
3.38000	3.61000								
3.38000	3.60000								
3.52000	3.72000								
3.50000	3.70000								
3.50000	3.70000								
3.50000	3.70001								
3.60000	3.80000								
3.60000	3.80000								
3.50000	3.70000								
3.80000	4.00000								
4.00000	4.20000								
4.00000	4.20000								
3.00000	3.20000								
3.40000	3.60001								
3.50000	3.70000								
3.58000	3.78000								
3.35000	3.55000								
3.45000	3.65000								
3.45000	3.65000								
10	2								
0.00000	70.00000	80.00000	120.00000	150.00000	195.00000	205.00000	220.00000		
314.00000	330.00000								
0.00000	20.00000								
3.64000	3.72000								
3.54000	3.62000								
3.61000	3.69000								
3.74000	3.81000								
3.54000	3.54000								
3.59000	3.67000								
3.53000	3.53000								
3.53000	3.53000								
3.56500	3.64500								
3.64000	3.74000								
13	2								
0.00000	70.00000	80.00000	120.00000	130.00000	175.00000	185.00000	205.00000		
235.00000	260.00000	265.00000	314.00000	330.00000					
0.00000	50.00000								
3.87000	3.95000								
3.87000	3.95000								
3.87000	3.93000								
3.87000	3.93000								
3.80000	3.90000								
3.80000	3.90000								
3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								

```

3.65000 3.70000
3.65000 3.70000
3.65000 3.70000
8 2
0.00000 60.00000 120.00000 130.00000 190.00000 200.00000 235.00000 330.00000
0.00000 50.00000
4.05000 4.10000
4.05000 4.10000
4.05000 4.10000
4.05000 4.10000
4.05000 4.10000
4.10000 4.15000
4.15000 4.20000
4.15000 4.20000
3 2
0.00000 100.00000 330.00000
0.00000 60.00000
4.30000 4.30000
4.30000 4.30000
4.30000 4.30000
4 2
0.00000 200.00000 210.00000 330.00000
0.00000 60.00000
4.57000 4.75000
4.57000 4.75000
4.57000 4.75000
4.57000 4.75000
0 0 0 0 0 0
1.73200 1.73200 1.73200 1.73200 1.73200 1.73200
2.50000 5.00000 0.00000 60.00000 0.00000 330.00000
1 6 2 3 3 0 0 0 0 0 0 1 0 40 1 2 3 0 0 0
60.00000 6.60000 0.00000
190.80000 0.04000 0.00000 0.05000 0.03000 0.00000 330.00000
1.00000 0.00000 0.00100 3.14000 3.14000 -0.00100 0.00000 0.00010

1 2 1 1
1 4 1 2 2 1
1 6 1 2 3 3 2 1
1 8 1 2 3 4 4 3 2 1
1 10 1 2 3 4 5 5 4 3 2 1
0 1 1 1

```

✦ Modelo S do tiro 5

2 3 0 Modelo de Porangatu S-tiro 5						01/05/09		0 0	
7	2	7	4	5	4	6	2		
0.00000	0.00000	0	330.00000	0.00000	0				
0.00000	3.50000	0	65.00000	3.50000	-1	80.00000	4.20000	-1	
199.00000	4.20000	-1	202.00000	6.50000	-1	314.00000	6.50000	0	
330.00000	6.50000	0							
0.00000	13.00000	0	195.00000	13.00000	-1	200.00000	13.00000	-1	
330.00000	13.00000	0							
0.00000	22.00000	0	80.00000	23.50000	-1	195.00000	26.00000	-1	
205.00000	29.50000	-1	330.00000	29.50000	0				
0.00000	32.00000	0	135.00000	36.00000	0	265.00000	38.50000	0	
330.00000	39.70000	0							
0.00000	48.00000	0	99.70000	50.00000	-1	130.00000	50.00000	-1	
135.00000	36.00000	2	265.00000	38.50000	3	330.00000	39.70000	4	
0.00000	60.00000	0	330.00000	60.00000	0				
21	2								
0.00000	28.00000	32.00000	70.00000	80.00000	90.00000	114.00000	120.00000		
125.00000	131.00000	175.00000	185.00000	190.00000	196.00000	204.00000	213.60000		
220.00000	249.50000	280.00000	314.00000	330.00000					
0.00000	20.00000								
3.36000	3.56000								
3.36000	3.56000								
3.38000	3.61000								
3.38000	3.60000								
3.52000	3.72000								
3.50000	3.70000								
3.50000	3.70000								
3.50000	3.70001								
3.60000	3.80000								
3.60000	3.80000								
3.58000	3.78000								
3.58000	3.78000								
3.58000	3.78000								
3.60000	3.80000								
3.15000	3.45000								
3.38000	3.58001								
3.45000	3.65000								
3.48000	3.68000								
3.55000	3.75000								
3.55000	3.75000								
3.55000	3.75000								
10	2								
0.00000	70.00000	80.00000	120.00000	150.00000	195.00000	205.00000	220.00000		
314.00000	330.00000								
0.00000	20.00000								
3.64000	3.72000								
3.54000	3.62000								
3.61000	3.69000								
3.74000	3.81000								
3.54000	3.54000								
3.59000	3.67000								
3.53000	3.53000								
3.53000	3.53000								
3.56500	3.64500								
3.64000	3.74000								
13	2								
0.00000	70.00000	80.00000	120.00000	130.00000	175.00000	185.00000	205.00000		
235.00000	260.00000	265.00000	314.00000	330.00000					
0.00000	50.00000								
3.87000	3.95000								
3.87000	3.95000								
3.87000	3.93000								
3.87000	3.93000								
3.80000	3.90000								
3.80000	3.90000								
3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								
3.65000	3.70000								

```

3.65000 3.70000
3.65000 3.70000
3.65000 3.70000
8 2
0.00000 60.00000 120.00000 130.00000 190.00000 200.00000 235.00000 330.00000
0.00000 50.00000
4.05000 4.10000
4.05000 4.10000
4.05000 4.10000
4.05000 4.10000
4.05000 4.10000
4.10000 4.15000
4.15000 4.20000
4.15000 4.20000
3 2
0.00000 100.00000 330.00000
0.00000 60.00000
4.30000 4.30000
4.30000 4.30000
4.30000 4.30000
4 2
0.00000 200.00000 210.00000 330.00000
0.00000 60.00000
4.57000 4.75000
4.57000 4.75000
4.57000 4.75000
4.57000 4.75000
0 0 0 0 0 0
1.73200 1.73200 1.73200 1.73200 1.73200 1.73200
2.50000 5.00000 0.00000 60.00000 0.00000 330.00000
1 13 2 3 3 0 0 0 0 0 0 1 0 40 1 2 3 0 0 0
60.00000 6.60000 0.00000
223.90000 0.04000 0.00000 0.05000 0.03000 0.00000 330.00000
1.00000 0.00000 0.00100 3.14000 3.14000 -0.00100 0.00000 0.00010

1 2 1 1
1 4 1 2 2 1
1 6 1 2 3 3 2 1
1 8 1 2 3 4 4 3 2 1
1 10 1 2 3 4 5 5 4 3 2 1
0 1 1 1

```

ANEXO 2

Teste de consistência da modelagem gravimétrica

As densidades iniciais utilizadas na modelagem gravimétrica são provenientes da conversão das velocidades V_p do modelo sísmico em valores de densidade, conforme relação proposta por Christensen & Mooney (1995). Estes autores, assim como Meissner (1986) e outros, mostram que existe relação linear entre V_p e densidade para diferentes profundidades das rochas crustais. Adicionalmente, Christensen & Mooney (1995) obtiveram parâmetros de regressão distintos para rochas vulcânicas e monominerálicas.

Nesta dissertação, foram definidos 18 setores crustais para o cálculo dos parâmetros elásticos ao longo das cinco camadas do modelo de Porangatu (anexo 2). Com o intuito de checar a consistência da modelagem gravimétrica de Porangatu, foi realizada regressão linear entre dados modelados de V_p e densidade, sem individualização de faixas de profundidade. Optou-se, então, por comparar o coeficiente linear (intercepto do eixo y), a inclinação da reta e o coeficiente da regressão linear dos dados utilizados na modelagem gravimétrica com os de literatura. Para tanto utilizou-se a fórmula geral:

$$V_p^{bp+a}, \quad (a.1)$$

onde a é o intercepto do eixo y e b , a inclinação da reta.

Utilizando os valores dos 18 setores crustais definidos no presente trabalho (figura I), obtém-se o coeficiente de determinação $r^2=0.69$ para a regressão linear:

$$Y = 0.0021x^{0.623}, \quad (a.2)$$

onde Y é V_p e X é p .

O baixo valor de r^2 evidencia alta dispersão de pontos. Observando-se a figura I, nota-se que a dispersão é causada pelo anortosito e anomalia relacionada à Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, que se comportam como *outliers*, talvez devido ao reduzido número de sensores utilizados para modelá-los. Excluindo estes pontos, obtém-se $r^2=0,91$ para a figura II:

$$Y = 0.0023.X-0.018. \quad (a.3)$$

A equação a.3 apresenta inclinação da reta e coeficiente de determinação da mesma ordem que os valores tabelados por Christensen & Mooney (1995) para rochas localizadas a 40 km de profundidade, excluídas destas as vulcânicas e as monominerálicas:

$$Y = 0.0023x-0.318. \quad (a.4)$$

onde $r^2=0.93$.

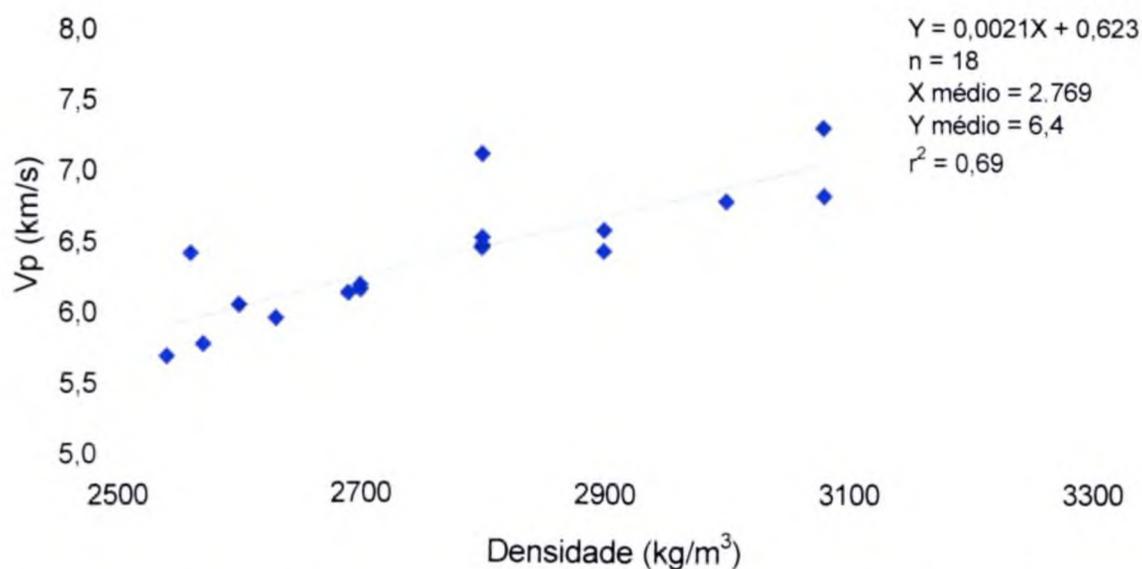


Figura I – Velocidade V_p em função da densidade, segundo dados provenientes da modelagem gravimétrica da crosta sob a linha de Porangatu.

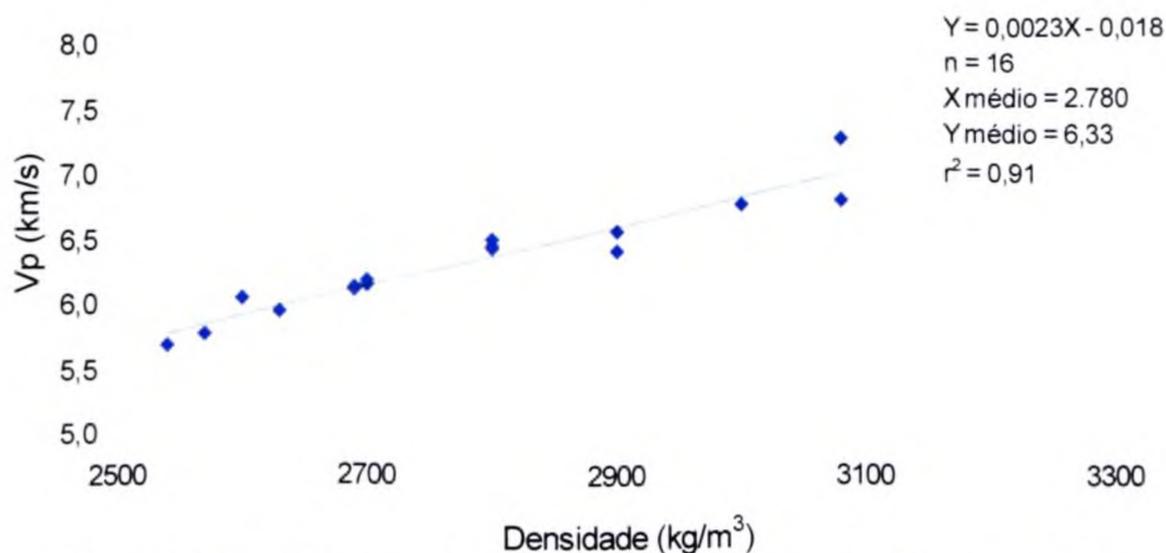


Figura II – Velocidade V_p em função da densidade, segundo dados provenientes da modelagem gravimétrica da crosta sob a linha de Porangatu, excetuando o anortosito e anomalia relacionada à Zona de Cisalhamento Rio dos Bois.

Os parâmetros de regressão linear tabelados por Christensen & Mooney (1995) não se referem à crosta total, mas sim a faixas de profundidades crustais. Por este motivo, a semelhança entre $a_1 \cdot her'$ das equações a.3 e a.4 não representa um ajuste, visto que os dados de Porangatu abarcam seção crustal até 50 km de profundidade e que o número de setores crustais plotados nas figuras I e II não é estatisticamente significativo. Contudo, o fato do

coeficiente de determinação e do coeficiente angular da reta ajustada aos dados modelados da linha sísmica serem da mesma ordem que os valores experimentais tabelados indica que a relação entre os valores de velocidades V_p e as densidade obtidas na modelagem gravimétrica é consistente.

ANEXO 3

Determinação de setores crustais e mantélicos sob a linha de Porangatu

- Camada 1

Tabela 1 – Determinação dos setores da primeira camada da crosta sob a linha de Porangatu.

[Símbolos: ρ = densidade; σ = razão de Poisson; κ = módulo de Bulk; E = módulo de Young; μ = módulo de Rigidez; λ = constante de Lamé]

Grid (km)	V_p média (km/s)	V_s média (km/s)	V_p/V_s	V_p setor (m/s)	V_s setor (m/s)	V_p/V_s setor	ρ (g/cm ³)	ρ (kg/m ³)	σ setor	κ setor (GPa)	E setor (GPa)	μ setor (GPa)	λ setor (GPa)
0,00	5,93750	3,37750	1,76										
28,00	5,94013	3,37750	1,76	5954,10	3388,91	1,76	2,63	2630,00	0,26	53	80	30	33
32,00	5,97013	3,40013	1,76										
70,00	5,96865	3,40052	1,76										
80,00	6,01575	3,52100	1,71										
90,00	6,02625	3,52100	1,71										
114,00	6,02100	3,52100	1,71	6051,00	3554,33	1,70	2,60	2600,00	0,24	51	86	33	30
120,00	6,02100	3,52100	1,71										
125,00	6,10100	3,62100	1,68										
131,00	6,12100	3,62100	1,69										
175,00	6,96575	3,82100	1,82										
185,00	7,22100	3,97100	1,82	7102,58	3887,67	1,83	2,80	2800,00	0,29	85	113	42	57
190,00	7,12100	3,87100	1,84										
196,00	6,42100	3,80100	1,69	6421,00	3801,00	1,69	2,56	2560,00	0,23	56	96	37	32
204,00	4,28250	2,82250	1,52	4282,50	2822,50	1,52	-	-	0,12	-	-	-	-
213,60	5,34875	3,17875	1,68										
220,00	6,04063	3,59063	1,68	5694,69	3384,69	1,68	2,54	2540,00	0,23	44	76	29	24
249,50	6,41875	3,62875	1,77	6418,75	3628,75	1,77	2,90	2900,00	0,27	69	101	38	43
280,00	5,67438	3,43250	1,65										
314,00	5,83250	3,53250	1,65	5779,79	3499,17	1,65	2,57	2570,00	0,21	44	81	31	23
330,00	5,83250	3,53250	1,65										

- Camada 2

Tabela 2 – Determinação dos setores da segunda camada da crosta sob a linha de Porangatu.

[Símbolos: ρ = densidade; σ = razão de Poisson; κ = módulo de bulk; E = módulo de Young; μ = módulo de Rigidez; λ = constante de Lamé]

Grid (km)	$V_{p\text{-média}}$ (km/s)	$V_{S\text{-média}}$ (km/s)	V_p/V_S	$V_{p\text{-setor}}$ (m/s)	$V_{S\text{-setor}}$ (m/s)	V_p/V_S	ρ (g/cm ³)	ρ (kg/m ³)	σ_{setor}	κ_{setor} (GPa)	E_{setor} (GPa)	μ_{setor} (GPa)	λ_{setor} (GPa)
0,00	6,12425	3,67300	1,67										
70,00	6,12529	3,57346	1,71	6125,65	3630,29	1,69	2,69	2690,00	0,23	54	92	35	30
80,00	6,12740	3,64440	1,68										
120,00	6,12740	3,77010	1,63	6127,40	3770,10	1,63	2,69	2690,00	0,20	50	98	38	25
150,00	6,13708	3,54000	1,73										
195,00	6,15160	3,62440	1,70	6151,42	3556,10	1,73	2,70	2700,00	0,25	57	90	34	34
205,00	6,15850	3,53000	1,74										
220,00	6,15850	3,53000	1,74										
314,00	6,17925	3,60400	1,71	6179,25	3646,38	1,69	2,70	2700,00	0,23	55	94	36	31
330,00	6,17925	3,68875	1,68										

- Camada 3

Tabela 3 – Determinação dos setores da terceira camada da crosta sob a linha de Porangatu.

[Símbolos: ρ = densidade; σ = razão de Poisson; κ = módulo de bulk; E = módulo de Young; μ = módulo de Rigidez; λ = constante de Lamé]

Grid (km)	V_p média (km/s)	V_s média (km/s)	V_p/V_s	V_p setor (m/s)	V_s setor (m/s)	V_p/V_s setor	ρ (g/cm ³)	ρ (kg/m ³)	σ setor	κ setor (GPa)	E setor (GPa)	μ setor (GPa)	λ setor (GPa)
0,00	6,48500	3,89800	1,66	6514,82	3898,52	1,67	2,80	2800,00	0,22	62	110	43	34
70,00	6,54464	3,89905	1,68										
80,00	6,55317	3,89190	1,68	6568,35	3873,97	1,70	2,90	2900,00	0,23	67	113	44	38
120,00	6,58737	3,89242	1,69										
130,00	6,56451	3,83759	1,71	6461,64	3838,56	1,68	2,80	2800,00	0,23	62	107	41	34
175,00	6,46164	3,83856	1,68										
185,00	6,43878	3,66939	1,75	6441,97	3670,98	1,75	2,80	2800,00	0,26	66	99	38	41
205,00	6,44250	3,67125	1,75										
235,00	6,44250	3,67125	1,75	6441,97	3670,98	1,75	2,80	2800,00	0,26	66	99	38	41
260,00	6,44250	3,67125	1,75										
265,00	6,44250	3,67125	1,75	6441,97	3670,98	1,75	2,80	2800,00	0,26	66	99	38	41
314,00	6,44250	3,67125	1,75										
330,00	6,44250	3,67125	1,75	6441,97	3670,98	1,75	2,80	2800,00	0,26	66	99	38	41
330,00	6,44250	3,67125	1,75										

- Camada 4

Tabela 4 – Determinação dos setores da quarta camada da crosta sob a linha de Porangatu.

[Símbolos: ρ = densidade; σ = razão de Poisson; κ = módulo de Young; E = módulo de Rigidez; λ = constante de Lamé]

Grid (km)	V_p média (km/s)	V_s média (km/s)	V_p/V_s	V_p setor (m/s)	V_s setor (m/s)	V_p/V_s setor	ρ (g/cm ³)	ρ (kg/m ³)	σ setor	κ setor (GPa)	E setor (GPa)	μ setor (GPa)	λ setor (GPa)
0,00	6,86200	4,07700	1,68										
60,00	6,79573	4,07846	1,67	6821,41	4078,47	1,67	3,08	3080,00	0,22	75	133	51	41
120,00	6,80651	4,07997	1,67										
130,00	6,81429	4,08022	1,67										
190,00	6,78022	4,08148	1,66	6797,25	4080,85	1,67	3,00	3000,00	0,22	72	129	50	39
200,00	6,78100	4,13250	1,64										
235,00	6,76975	4,18371	1,62	6773,32	4166,94	1,63	3,00	3000,00	0,20	68	134	52	33
330,00	6,76920	4,18460	1,62										

- Camada 5

Tabela 5 – Determinação dos setores da quinta camada da crosta sob a linha de Porangatu.

[Símbolos: ρ = densidade; σ = razão de Poisson; κ = módulo de Poisson; μ = módulo de Young; μ = módulo de Rigidez; λ = constante de Lamé]

Grid (km)	V_p média (km/s)	V_s média (km/s)	V_p/V_s	V_p setor (m/s)	V_s setor (m/s)	V_p/V_s	ρ (g/cm ³)	ρ (kg/m ³)	σ setor	κ setor (GPa)	E setor (GPa)	μ setor (GPa)	λ setor (GPa)
0,00	7,29600	4,30000	1,70										
100,00	7,28496	4,30000	1,69	7286,79	4300,00	1,69	3,08	3080,00	0,23	88	148	57	50
330,00	7,27940	4,30000	1,69										

- Manto superior

Tabela 6 – Determinação dos setores do manto superior sob a linha de Porangatu.

[Símbolos: ρ = densidade; σ = razão de Poisson; κ = módulo de bulk; E = módulo de Young; μ = módulo de Rigidez; λ = constante de Lamé]

Grid (km)	V_p média (km/s)	V_s média (km/s)	V_p/V_s	V_p setor (m/s)	V_s setor (m/s)	V_p/V_s setor	ρ (g/cm ³)	ρ (kg/m ³)	σ setor	κ setor (GPa)	E setor (GPa)	μ setor (GPa)	λ setor (GPa)
0,00	8,08000	4,73200	1,71										
200,00	8,06209	4,71588	1,71	8062,24	4716,02	1,71	3,34	3340,00	0,24	118	194	74	69
210,00	8,06240	4,71616	1,71										
330,00	8,06617	4,71955	1,71										

----- EM BRANCO NO MODELO -----
 ----- EM BRANCO NO MODELO -----