



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**RAZÃO DE POISSON DA CROSTA SUPERIOR DA REGIÃO DE  
PORANGATU, GOIÁS, PROVÍNCIA TOCANTINS: UM ESTUDO  
POR REFRAÇÃO SÍSMICA**

**SAULO SAMPAIO VAZ DE MELO**

**Dissertação de Mestrado**

**Nº 203**

Orientador: Prof. Dr. Reinhardt A. Fuck (UnB)

Co-orientador: Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares (UnB)

Examinadores: Prof. Dr. Marcelo Sousa de Assumpção (USP)

Prof. Dr. José Oswaldo de Araújo Filho (UnB)

Brasília, 3 de março de 2006

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Razão de Poisson da crosta superior da região de Porangatu, Goiás, Província  
Tocantins: um estudo por refração sísmica

Saulo Sampaio Vaz de Melo

Dissertação de Mestrado  
Nº 203

Orientador: Prof. Dr. Reinhardt A. Fuck (UnB)

Co-orientador: Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares (UnB)

Examinadores: Prof. Dr. Marcelo Sousa de Assumpção (USP)  
Prof. Dr. José Oswaldo de Araújo Filho (UnB)

Brasília, 3 de março de 2006

*À minha filha Pietra e em memória de meus avôs Osório e Juvenil, enaltecendo o amanhecer e o entardecer da vida.*

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer às pessoas e instituições que contribuíram para o desfecho desta dissertação.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pela oportunidade e acolhimento dos funcionários e professores.

Ao Prof. Dr. Reinhardt A. Fuck, por quem possuo grande admiração, pela orientação, ensinamentos e prontidão.

Ao Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares, pelas lições de sismica e matemática, pelas discussões, críticas e sugestões, além do apoio ininterrupto.

Aos Prof. Dr. Roberto A. V. de Moraes e Prof. Dr. Carlos Tadeu C. Nascimento, pelas aulas de geofísica.

Aos Prof. Dr. José Oswaldo de Araújo Filho e Prof. Dr. Marcelo Sousa de Assumpção pelas correções finais e discussões pertinentes.

Ao Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade de Brasília, na pessoa do distinto Prof. Dr. Augusto César Bittencourt Pires, pelos dados aeromagnéticos disponibilizados e suporte no processamento.

Ao Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, na pessoa do Prof. Lucas Viera Barros, pelo apoio de infra-estrutura.

Aos colegas de mestrado, Luciano Gonçalves (Cabelera) e Leandro Guimarães (Led), pelas experiências compartilhadas e pelo auxílio nos meandros da geofísica.

Aos amigos Takato Nakayoshi, Lys Matos, Alan Armele, Magno Augusto (Mag-in), Caroline Joffily, Cristiano Chimpliganond e Gloria Obando, representando toda a comunidade geológica, pela amizade e apoio.

Ao PRONEX (CNPq/FAP-DF 193 000 106/2004), pelo financiamento da pesquisa.

À CAPES, pela bolsa de pesquisa.

Aos meus pais, minha irmã e minha filha Pietra, pelo amor, suporte e incentivo contínuo.

A Deus, acima de tudo.

# SUMÁRIO

<b>Agradecimentos</b>	iii
<b>Sumário</b>	iv
<b>Lista de figuras</b>	vi
<b>Lista de tabelas</b>	x
<b>Resumo</b>	xi
<b>Abstract</b>	xiii
<b>Capítulo 1 - Introdução</b>	1
<b>1.1 Objetivos</b>	1
<b>1.2 Contextualização da pesquisa</b>	1
<b>1.3 Metodologia</b>	5
<b><i>1.3.1 Refração sísmica</i></b>	5
<i>1.3.1.1 Histórico</i>	8
<i>1.3.1.2 Método da refração sísmica</i>	11
<i>1.3.1.3 Razão de Poisson</i>	14
<i>1.3.1.4 Correção estática</i>	16
<b><i>1.3.2 Métodos potenciais</i></b>	19
<b>1.4 Sistema geodésico</b>	20
<b>Capítulo 2 - Contexto geológico</b>	21
<b>2.1 Introdução</b>	21
<b>2.2 Faixa Brasília</b>	21
<b><i>2.2.1 Arco Magmático de Goiás</i></b>	23
<b><i>2.2.2 Maciço de Goiás</i></b>	23
<b><i>2.2.3 Cinturão de dobras e empurrões</i></b>	24
<b>2.3 Faixa Araguaia</b>	25
<b>Capítulo 3 - Dados e resultados obtidos</b>	29
<b>3.1 Refração sísmica</b>	29
<b><i>3.1.1 Modelagem 1D</i></b>	32
<b><i>3.1.2 Modelagem 2D</i></b>	37
<b>3.2 Gravimetria</b>	56
<b>3.3 Magnetometria aérea</b>	59

<b>Capítulo 4 - Discussão</b>	63
<b>Capítulo 5 - Conclusões</b>	67
<b>Capítulo 6 - Referências bibliográficas</b>	69
<b>6.1 Cartas topográficas</b>	75
<b>Anexo I - Arquivos de entrada para o programa <i>SEIS88</i></b>	
<b>Anexo II - Trabalho publicado no IASPEI 2005</b>	
<b>Anexo III - Detalhe do segmento sísmico com baixa razão de Poisson</b>	

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** Modelo crustal proposto por Soares (2005) com base nos dados sísmicos da Linha de refração profunda de Porangatu. As principais características do modelo 2-D são: descontinuidade entre os terrenos do Arco Magmático de Goiás e do Maciço de Goiás, superposição de camadas crustais inferiores sob a Faixa Araguaia, gerando degrau na Moho de aproximados 8 km, e anomalias rasas de velocidade (corpo de anortosito e granito Serra Dourada). 2
- Figura 1.2:** Mapa de localização da área de estudo, incluindo a linha de refração sísmica de Porangatu. Abaixo do mapa de localização aparece a imagem de radar em plataforma de satélite SRTM (Rabus *et al.*, 2003; CGIAR-CSI, 2005). A imagem de radar caracteriza a região da Depressão do Araguaia a oeste com os altos da Serra Azul entre Novo Planalto e Porangatu, próximo à explosão 3. Esta porção arrasada do terreno é representada por rochas da Faixa Araguaia (FXA) e do Arco Magmático de Goiás (AMG) cisalhadas pelo Lineamento Transbrasiliano (LTB). A borda ocidental do Planalto Central Goiano se apresenta no extremo oriental da linha sísmica marcada por rochas do Maciço de Goiás (MG) e início do cinturão de dobras e empurrões (CDE) após a falha Rio Maranhão (FMA). A falha Rio dos Bois (FRB) é nítida pela mudança do relevo de terrenos arrasados para terrenos altos e acidentados. 4
- Figura 1.3:** Localização dos levantamentos de refração sísmica profunda ao redor do mundo (USGS, 2001). Os triângulos vermelhos indicam levantamentos continentais e as bolas azuis, os dados oceânicos. O triângulo preto marca o local da linha de refração sísmica profunda, da qual esta pesquisa faz parte. O banco de dados soma mais de 5.000 trabalhos sísmicos, dos quais foram extraídos parâmetros crustais como profundidade da Moho, espessura e velocidade sísmica das camadas constituintes da crosta ba fim de produzir imageamento da crosta da Terra (ver figura 1.4). 9
- Figura 1.4:** Imagem da variação de espessura da crosta da Terra com base nos levantamentos vistos na Figura 1.3 (USGS, 1999). Observar o nível de detalhamento nos continentes norte-americano, asiático e europeu, em oposição a América do Sul e ao continente africano. 10
- Figura 1.5:** Sismograma hipotético mostrando as relações das curvas tempo x distância entre as ondas direta, refratada e refletida para um modelo de uma interface. **B** marca o ponto crítico e **C** o ponto onde a refração se torna primeira chegada. A onda direta é uma reta passando pela origem dos eixos com coeficiente angular igual ao inverso da velocidade da primeira camada. A onda refletida é uma hipérbole, assíntota à onda direta para grandes distâncias ( $x \gg h$ ), e a onda refratada uma reta com início a partir da incidência crítica da frente de onda. Nesse ponto a refração e a reflexão são tangentes. Notar a grande amplitude das reflexões próximas ao ângulo crítico. No canto inferior direito da figura está um exemplo de modelo 1D resultante da situação esquemática proposta (Modificado de Soares, 2005). 13
- Figura 1.6:** Esboço da refração sísmica em uma área com relevo irregular apresentando camada de solo espessa superficial. Todos os parâmetros citados no texto e necessários à correção de elevação e de intemperismo encontram-se no desenho (modificado de Dobrin, 1976). Parâmetros considerados na correção: profundidade da fonte ( $h$ ), espessura da camada de intemperismo ( $t$ ), altitude do ponto de explosão ( $e$ ), altitude do receptor ( $E$ ), altitude do *datum* de referência ( $d$ ), velocidade do horizonte de intemperismo ( $V_0$ ), velocidade do pacote de rocha acima do refrator ( $V_1$ ) e velocidade do pacote de rocha abaixo do refrator ( $V_2$ ) (ver valores nas tabelas 1.1 e 1.2). 17
- Figura 2.1:** Delimitação dos principais crátons dentro do território brasileiro sobre a superfície topográfica (Alkmim, 2004). A linha tracejada no extremo inferior esquerdo delimita o Cráton Rio de La Plata recoberto pela Bacia do Paraná. Mantovani e Brito Neves (2005) chamam este bloco soterrado de Paranapanema e apresentam evidências geofísicas de sua existência. 22

- Figura 2.2:** Contexto geológico da porção central da Província Tocantins. 1- Bloco arqueano de Crixás-Goiás; 2- Terrenos paleoproterozóicos de Almas-Natividade; 3- Complexos máfico-ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, seguindo de norte para sul; 4- Complexo granulítico Anápolis-Itauçu; 5- Arco Magmático de Goiás, respectivamente Mara Rosa a norte e Arenópolis a sul (Extraído de Pimentel *et al.*, 2004). 27
- Figura 2.3:** Detalhe do mapa geológico da Província Tocantins com destaque para a representação da linha de refração sísmica profunda de Porangatu (Modificado de Fuck, 1994). A linha se inicia a oeste sobre a Faixa Araguaia, composta principalmente por metassedimentos com vergência para o Cráton Amazônico. Depois, cruza os terrenos de ortogneisses com intercalações estreitas de rochas supracrustais de direção N-NE do Arco Magmático de Goiás até alcançar o Maciço de Goiás. A Falha Rio dos Bois divide estas unidades marcando o empurrão do arco sobre o Maciço de Goiás. O Maciço de Goiás é representado por exposições da cobertura metassedimentar do Grupo Serra da Mesa, seqüência vulcanossedimentar de Palmeirópolis e rochas do Complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava. O extremo leste da linha marca o início do cinturão de dobras e empurrões representados pelos metassedimentos do Grupo Paranoá e seqüência rifte do grupo Arai. 28
- Figura 3.1:** Seções sísmicas de 1 a 6, ordenadas respectivamente de cima para baixo, reduzidas com velocidade de 7 km/s para ondas compressivas (P) filtradas na banda passante de 1-20 Hz. 30
- Figura 3.2:** Seções sísmicas de 1 a 6, ordenadas respectivamente de cima para baixo, reduzidas com velocidade de 4 km/s para ondas cisalhantes (S) filtradas na banda passante de 1-10 Hz. 31
- Figura 3.3:** Seções sísmicas conjuntas para fases Primárias, filtradas com freqüência 1 a 20 Hz, sobrepostas pelas retas modeladas em uma dimensão no programa TVEL e reduzidas com velocidade de 7 km/s. As retas vermelhas mostram ajuste com as primeiras quebras dos sismogramas. Os tiros estão ordenados de cima para baixo, respectivamente, de 1 a 6. 33
- Figura 3.4:** Seções sísmicas conjuntas para fases Secundárias filtradas com freqüência 1 a 10 Hz, sobrepostas pelas retas modeladas em uma dimensão no programa TVEL e reduzidas a velocidade de 4 km/s. As retas vermelhas mostram ajuste com as primeiras quebras dos sismogramas. Os tiros estão ordenados de cima para baixo, respectivamente, de 1 a 6 com eixo das ordenadas de 0 a 7 s e das abscissas de -100 a 100 km, menos para os tiros 1, 2 e 6. 34
- Figura 3.5:** Modelo 2D preliminar baseado nas análises sísmicas da modelagem 1D. Apesar do grau de incerteza na determinação da interface refratora na porção centro-leste da linha sísmica, o modelo apresentou consistência na individualização de segmentos crustais rasos com diferentes valores de  $V_p$  e  $V_p/V_s$  (Melo *et al.*, 2005). 35
- Figura 3.6:** Modelagem 2D do tiro 1 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos, ambos produzidos no *SEIS88* e presentes em todas as figuras de 3.6 a 3.17. Como todos os sismogramas P a seguir (figura 3.8, 3.10, 3.12, 3.14 e 3.16), este apresenta redução de 7 km/s e filtro passa-banda de 1-20 Hz. 41
- Figura 3.7:** Modelagem 2D do tiro 1 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. Como todos os sismogramas S a seguir (figura 3.9, 3.11, 3.13, 3.15 e 3.17), este apresenta redução de 4 km/s e filtro passa-banda de 1-10 Hz. 42



- Figura 3.8:** Modelagem 2D do tiro 2 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No intervalo de 80 a 100 km no extremo do sismograma inicia-se a influência da anomalia de alta velocidade (corpo máfico). 43
- Figura 3.9:** Modelagem 2D do tiro 2 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos. 44
- Figura 3.10:** Modelagem 2D do tiro 3 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. Entre 40 e 100 km no extremo do sismograma inicia-se a influência da anomalia de alta velocidade (corpo máfico) seguida pelas anomalias de baixa (zona de falha e rochas metasedimentares) e média velocidade (granito). 45
- Figura 3.11:** Modelagem 2D do tiro 3 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos. 46
- Figura 3.12:** Modelagem 2D do tiro 4 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. Entre 0 e 30 km, no meio do sismograma a influência da anomalia de alta velocidade (corpo máfico) é tão forte que as primeiras chegadas dos traços não aparecem nesta visualização com redução de 7 km/s. Esta anomalia está aflorante a leste do tiro 4, contudo os outros tiros 1, 2, 3 e 6 indicam que em profundidade esta anomalia está deslocada para oeste, sob o tiro 4. O corpo máfico é ovalado, com aproximados 10 km no eixo maior a leste do tiro 4. 47
- Figura 3.13:** Modelagem do tiro 4 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos. 48
- Figura 3.14:** Modelagem do tiro 5 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. É o único tiro que não sofre influência da anomalia de alta velocidade, explicada pela geometria do arranjo e localização da anomalia. A anomalia citada está a leste do tiro 4, mas fora da trajetória dos raios sísmicos que vêm da posição sudeste, onde o tiro 5 está posicionado. A anomalia de baixa velocidade representada pela zona de falha Rio dos Bois e por rochas metasedimentares aparece a oeste entre -10 e 0. 49
- Figura 3.15:** Modelagem do tiro 5 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos. 50
- Figura 3.16:** Modelagem do tiro 6 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos. Assim, como nos tiros 1, 2 e 3, as anomalias de alta, média e baixa velocidade aparecem marcadas entre -35 e -90. Entre -20 e 0 outra anomalia de alta velocidade é registrada e está 51

relacionada à presença das rochas máficas-ultramáficas do Complexo de Cana Brava, onde o tiro 6 ocorreu (mina da SAMA).

**Figura 3.17:** Modelagem do tiro 6 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos. A semelhança do comportamento das fases S e P (figura 3.16) é evidente. 52

**Figura 3.18:** Modelo sísmico 2D baseado na modelagem 1D e nos procedimentos de interpretação e diminuição de ambigüidade (Ackermann *et al.*, 1986). O modelo apresenta 11 domínios distintos em função de valores de  $V_p$  e razão de Poisson. O perfil foi testado no programa de traçamento de raios *SEIS88* em forma de malha irregular de velocidades e atingiu o refinamento e a consistência visíveis pelos alinhamentos de fases mostrados nas figuras anteriores. Acima do modelo sísmico está o perfil magnético (campo total – linha vermelha e amplitude do sinal analítico – linha verde), gravimétrico (anomalia Bouguer – linha azul e derivada vertical – linha laranja) e topográfico correspondente à região em estudo. Os dados foram retirados dos mapas geofísicos de método potencial produzidos e das cartas topográficas consultadas. 53

**Figura 3.19:** Gráfico composicional baseado em parâmetros sísmicos ( $V_p$  versus  $V_p/V_s$ ) estabelecido por Mussachio *et al.* (1997). Os quadrados e círculos representam a composição dos domínios ilustrados na figura 3.18. Dez dos onze domínios ocorrem nos limites do gráfico composicional, sendo marcante a concentração de medidas no campo félsico. O domínio da Zona de Falha Rio dos Bois e rochas metassedimentares possui  $V_p = 4,59$  km/s e  $V_p/V_s = 1,52$  e ficou fora do intervalo do gráfico. O círculo amarelo indica o domínio da Faixa Araguaia nas proximidades do tiro 1, caracterizada por rochas metassedimentares com alta pressão de poro. Os círculos brancos marcam os dois domínios do arco mais os três domínios da camada inferior, todos claramente félsicos. O círculo vermelho indica o granito Serra Dourada. O quadrado branco marca a anomalia de alta velocidade tipicamente máfica a leste do tiro 4, enquanto o quadrado verde indica os terrenos nas imediações do Complexo de Cana Brava e seqüência vulcanossedimentar Palmeirópolis de composição félsica, tendendo a máfica. O círculo azul ilustra o comportamento das rochas do Cinturão de dobras e empurrões, com proporção de quartzo elevada. 54

**Figura 3.20:** (a) Mapa com localização das 4.145 estações gravimétricas amostradas ao longo dos anos por diferentes projetos de pesquisa, envolvendo IBGE, IAG/USP e Observatório Sismológico da UnB. Os dados foram coletados ao longo de estradas e nas imediações de marcos de Referência de Nível ou da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira. (b) Mapa de anomalia Bouguer em escala regional, apontando a localização da linha sísmica de Porangatu e os locais de explosão crescente de 1 a 6 a partir da esquerda. O forte gradiente presente na porção oriental do tiro 6 é conhecido como limite oeste da placa continental São Francisco-Congo (Assumpção *et al.*, 2004; Berrocal *et al.*, 2004a; Pimentel *et al.*, 2000). 57

**Figura 3.21:** (a) Mapa gravimétrico transformado para derivada vertical de primeira ordem. A transformação visa realçar as feições geológicas rasas sem introduzir ruídos. (b) Mapa com interpretações gravimétricas, onde os complexos máfico-ultramáficos acamadados (CMU) aparecem realçados como três picos positivos na correlacionados ao mapa geológico em detalhe da figura 2.3. O complexo de Cana Brava está localizado junto ao tiro 6 no extremo leste da linha sísmica. Dois outros corpos rasos com assinatura de alta densidade (NA) aparecem a norte e a oeste de Cana Brava. Estes corpos não são mapeados, provavelmente por não estarem aflorando. Duas anomalias de baixa densidade assinam os biotita granitos Serra Dourada e Serra da Mesa. O arco magmático se apresenta como um alto na figura 3.20b e seu limite oeste aparece tracejado, assim como o limite da placa continental São Francisco-Congo (Assumpção *et al.*, 2004; Berrocal *et al.*, 2004a; Pimentel *et al.*, 2000) marcado pelo longo traço no canto oeste. A falha Rio dos Bois é exibida pelo traço pontilhado entre os tiros 4 e 5, dividindo o corpo máfico de pequenas dimensões e o granito Serra Dourada. 58

**Figura 3.22:** Amostragem esquemática dos aerolevantamentos magnéticos PGBC e PSM mostrando as linhas de vô com direção N-S e N45°W, respectivamente. O espaçamento entre as linhas de vô é igual a 2 km no PBGC. O PSM apresenta adensamento das linhas de vô causado por um espaçamento de 1 km. 59

**Figura 3.23:** (a) Mapa do campo magnético total da área em estudo. Os pontos de explosão aparecem como referência para a localização da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Entre as três explosões (1, 2 e 3) do extremo oeste da figura são nítidos os traços extensos do Lineamento Transbrasiliano. (b) Mapa do campo magnético residual produzido pela retirada da superfície de tendência de segunda ordem (Fuck, 2000). Os terrenos do Cráton Amazônico se destacam perante os cinturões orogênicos por serem um domínio de baixa frequência com estruturação marcante E-W no canto superior esquerdo da figura. No limite do cráton com as faixas dobradas estão os grandes lineamentos magnéticos de direção aproximada N45°E correlacionados ao evento colisional neoproterozóico, visíveis entre as explosões 1 e 3 no extremo oeste da linha sísmica. 61

**Figura 3.24:** Mapa da amplitude do sinal analítico resultante da transformação do mapa de campo residual da figura 3.23. Esta transformação identifica as bordas de corpos geológicos e centraliza as anomalias magnéticas sobre as fontes magnéticas. (b) Mapa com interpretações magnéticas baseado em informações presentes no mapa da amplitude do sinal analítico. A figura mostra os principais traços NE-SW constituintes do Lineamento Transbrasiliano, lineamentos magnéticos menores associados a fraturas e estreitas faixas de *greenstones*, a Falha de empurrão Rio dos Bois e os limites magnéticos de quatro corpos, sendo três deles correspondentes aos complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, seguindo rumo ao norte. O quarto corpo magnético delimitado no extremo norte também apresenta assinatura gravimétrica semelhante as rochas dos complexos acamadados, contudo sua expressão em superfície é inexistente. 62

## LISTA DE TABELAS

**Tabela 1.1:** Valores de propriedades sísmicas calculadas em laboratório (Christensen, 1996 e Pellerin e Christensen, 1998) que servem como parâmetro de comparação para identificação das rochas sob a linha sísmica. 15

**Tabela 1.2:** Valores utilizados para cálculo da correção estática traço a traço nos sismogramas de onda P. Os resultados são provenientes de análises de campo e modelagem 1D. 18

**Tabela 1.3:** Valores utilizados para cálculo da correção estática traço a traço nos sismogramas de onda S. Os resultados são provenientes de análises de campo e modelagem 1D. 19

**Tabela 3.1:** Quadro com o resultado da modelagem em uma dimensão ilustrado nas figuras 3.3 e 3.4. Os dados mostram a profundidade de topo e base de cada camada com suas respectivas velocidades variando segundo um gradiente suave. A linha tracejada marca posição de interfaces refratoras. 36

**Tabela 3.2:** Resumo dos parâmetros sísmicos resultantes da modelagem feita no *SEIS88* e utilizados na construção do perfil modelado (figura 3.17) e no posicionamento composicional dos domínios no gráfico desenvolvido por Mussachio *et al.* (1997) (figura 3.18). 55

## RESUMO

O presente trabalho apresenta o modelo refinado de ondas compressivas ( $V_p$ ) e a distribuição da razão de Poisson ( $\sigma$ ) na crosta superior da região central da Província Tocantins, Brasil Central, obtida por meio de modelagem 2-D dos dados da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. A linha de Porangatu se inicia sobre o extremo leste da Faixa Araguaia (FXA) e atravessa a parte oeste da Faixa Brasília (FXB), representada pelos terrenos do Arco Magmático de Goiás (AMG) e do Maciço de Goiás (GM). A linha tem direção aproximada E-W e possui 320 km de extensão, apresentando estações registradoras verticais espaçadas de 2,5 km e fontes explosivas a cada 50 km.

O oeste da Província Tocantins apresenta descontinuidades laterais evidenciadas por variações de idade modelo  $T_{DM}$  estabelecidas em análises isotópicas Sm-Nd (neoproterozóicas no arco magmático, paleoproterozóicas na Faixa Araguaia e Maciço de Goiás), e por anomalias aeromagnéticas e gravimétricas terrestres. Contatos proeminentes em superfície são vistos na Serra Azul, representando o Lineamento Transbrasiliano, e na falha Rio dos Bois, marcando o limite entre o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás.

A razão de Poisson foi obtida diretamente a partir da divisão das velocidades das ondas compressivas e cisalhantes ( $V_p/V_s$ ). É uma constante elástica sensível à composição das rochas, fraturas e porosidade, permitindo a delimitação de descontinuidades laterais na crosta.

A crosta superior é tipicamente félsica, com exceção de anomalia rasa pontual. O modelo sísmico apresenta uma interface com dois degraus: um suave, no contato entre a Faixa Araguaia e o Arco Magmático de Goiás, e outro íngreme, no contato entre o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás. A camada sob a Faixa Araguaia possui de 3,5 km de profundidade e passa suavemente para cerca de 4,2 km sob o Arco Magmático de Goiás. No extremo leste do modelo a primeira camada se espessa abruptamente, formando degrau de aproximadamente 2,3 km, coincidente em superfície com a falha Rio dos Bois.

Considerando os valores de  $V_p$  e  $\sigma$ , a primeira camada crustal foi dividida de oeste para leste em oito segmentos: i) Faixa Araguaia com  $V_p=5,95$  km/s e  $\sigma=0,26$ ; ii) terrenos do Lineamento Transbrasiliano com  $V_p=6,02$  km/s e  $\sigma=0,24$ ; iii) terreno oriental do Arco Magmático de Goiás com  $V_p=6,11$  e  $\sigma=0,23$ ; iv) corpo máfico com  $V_p=7,05$  km/s e  $\sigma=0,28$ ; v) zona de falha Rio dos Bois e seqüência metassedimentar do grupo Serra da Mesa com  $V_p=4,59$  km/s e  $\sigma=0,12$ ; vi) batólito Serra Dourada com  $V_p=5,77$  km/s e  $\sigma=0,22$ ; vii) Complexo acamadado de Cana Brava e seqüência vulcanossedimentar Palmeirópolis

associada com  $V_p=6,42$  km/s e  $\sigma=0,27$ ; viii) Cinturão de dobras e empurrões da Faixa Brasília com  $V_p=5,82$  km/s e  $\sigma=0,21$ .

A segunda camada é mais homogênea, com  $V_p=6,14-6,18$  km/s e  $\sigma=0,24$ , compondo um embasamento de composição félsica, tipo granito-granodiorito.

## ABSTRACT

This work presents a refined seismic model of compressional waves ( $V_p$ ) showing the distribution of Poisson ratio along the upper crust of central Tocantins Province, central Brazil, based on two dimensional modelling of the Porangatu seismic refraction data. The Porangatu seismic line begins in the Araguaia Belt (FXA) and continues through the western portion of the Brasília Belt (FXB), encompassing the Goiás Magmatic Arc (AMG) and the Goiás Massif (GM). The transect is almost E-W and is 320 km long with vertical seismic receptors at every 2.5 km and explosive sources at every 50 km.

The western Tocantins Province presents lateral discontinuities marked by Sm-Nd  $T_{DM}$  model ages (Neoproterozoic in the magmatic arc, Paleoproterozoic in the Araguaia Belt and Goiás Massif), and by anomalies identified in airborne magnetic and ground gravimetric surveys. Prominent surface contacts are in Serra Azul, marking the Transbrasiliano Lineament, and the Rio dos Bois fault, which separates the Goiás Magmatic Arc from the Goiás Massif.

Poisson ratio was directly calculated from the ratio of compressional and shear wave velocities ( $V_p/V_s$ ). It is an elastic constant and its values are function of rock composition, existence of fractures and porosity, allowing to recognize lateral discontinuities in the crust.

The upper crust in the study area is typically felsic with one exception in the uppermost layer. The seismic model presents one surface with two steps: a gentle one at the contact between the Araguaia Belt and the Goiás Magmatic Arc and a steep one over the contact of the Goiás Magmatic Arc and the Goiás Massif. The upper layer in the Araguaia Belt is 3.5 km thick increasing gradually to 4.2 km under the Goiás Magmatic Arc. In the easternmost part of the model, the upper layer displays a 2.3 km step, coinciding at the surface with the Rio dos Bois fault.

Considering  $V_p$  and  $\sigma$  values, the upper crustal layer is divided in to eight sections from west to east. The sections are described as: i) Araguaia Belt with  $V_p=5,95$  km/s and  $\sigma=0,26$ ; ii) Transbrasiliano Lineament terrains have  $V_p=6,02$  km/s and  $\sigma=0,24$ ; iii) eastern Goiás magmatic terrains with  $V_p=6,11$  and  $\sigma=0,23$ ; iv) mafic body with  $V_p=7,05$  km/s and  $\sigma=0,28$ ; v) Rio dos Bois fault terrains and metasedimentary sequence of Serra da Mesa Group with  $V_p=4,59$  km/s and  $\sigma=0,12$ ; vi) Serra Dourada batholit with  $V_p=5,77$  km/s and  $\sigma=0,22$ ; vii) Cana Brava layered complex and Palmeirópolis volcanosedimentary sequence with  $V_p=6,42$  km/s and  $\sigma=0,27$ ; viii) fold-and-thrust belt of the Brasília Belt with  $V_p=5,82$  km/s and  $\sigma=0,21$ .

The second layer is more homogeneous presenting  $V_p=6,14-6,18$  km/s and  $\sigma=0,24$ , which indicates felsic basement, probably of the granite-granodiorite type.

## Introdução

---

### 1.1 Objetivos

O objetivo do trabalho é determinar a razão de Poisson da crosta superior dos terrenos do Arco Magmático de Goiás e das unidades tectônicas que o ladeiam, Faixa Araguaia a oeste e Maciço de Goiás a leste, utilizando dados de refração sísmica profunda da linha de Porangatu (Perosi e Berrocal, 2003; Soares *et al.*, 2003; Berrocal *et al.*, 2004a; Soares, 2005).

A razão de Poisson é um parâmetro elástico adimensional sensível à composição crustal, a fraturas e à porosidade do meio (Domenico, 1984; Christensen, 1989, 1996; Johnson & Hartman, 1991; Holbrook *et al.*, 1992; Zandt & Ammon, 1995; Mussachio *et al.*, 1997) e pode ser obtido, sem ambigüidade, pela razão das velocidades de ondas primárias ( $V_p$ ) de comportamento compressivo e secundárias ( $V_s$ ) de caráter cisalhante.

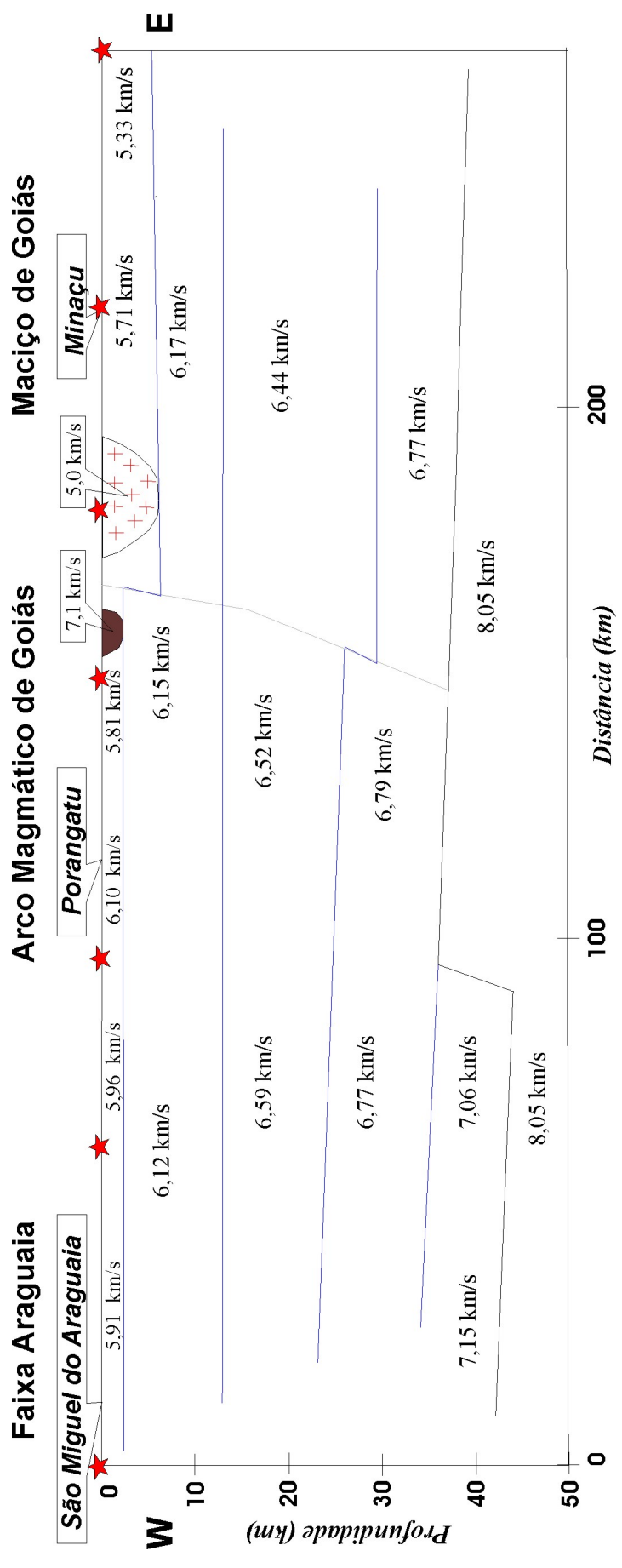
Com os dados obtidos, visa-se caracterizar os limites do Arco Magmático de Goiás e possíveis variações internas de seus terrenos sob a linha de refração sísmica de Porangatu. Os resultados foram integrados com dados geológicos, geocronológicos, geofísicos (gravimetria terrestre e magnetometria aérea) e de sensoriamento remoto.

### 1.2 Contextualização da pesquisa

A pesquisa é parte de experimento maior que objetiva gerar o modelo de refração das ondas P e S para a crosta do Brasil Central. É um desdobramento do projeto temático de pesquisa “Estudos Geofísicos e Modelo Tectônico dos Setores Central e Sudeste da Província Tocantins, Brasil Central” que, dentre outros estudos, permitiu realizar três perfis de refração sísmica profunda na Província Tocantins (Perosi, 2000; Soares *et al.*, 2001, 2003; Antunes, 2002; Perosi e Berrocal 2003; Berrocal *et al.*, 2004a; Soares, 2005) e faz parte do projeto Pronex. O refinamento da parte rasa do modelo da crosta sob a linha de Porangatu (Soares, 2005) (figura 1.1) e a modelagem das ondas S na crosta superior são objetos desta pesquisa.

A área de estudo está localizada na porção noroeste do Estado de Goiás, próximo à divisa com Tocantins. Os limites da área são as latitudes  $13^\circ$  e  $14^\circ$ S e os meridianos  $51^\circ$  e  $47,5^\circ$ W, abrangendo parte da Depressão do Araguaia e da borda ocidental do Planalto Central Goiano (figura 1.2).



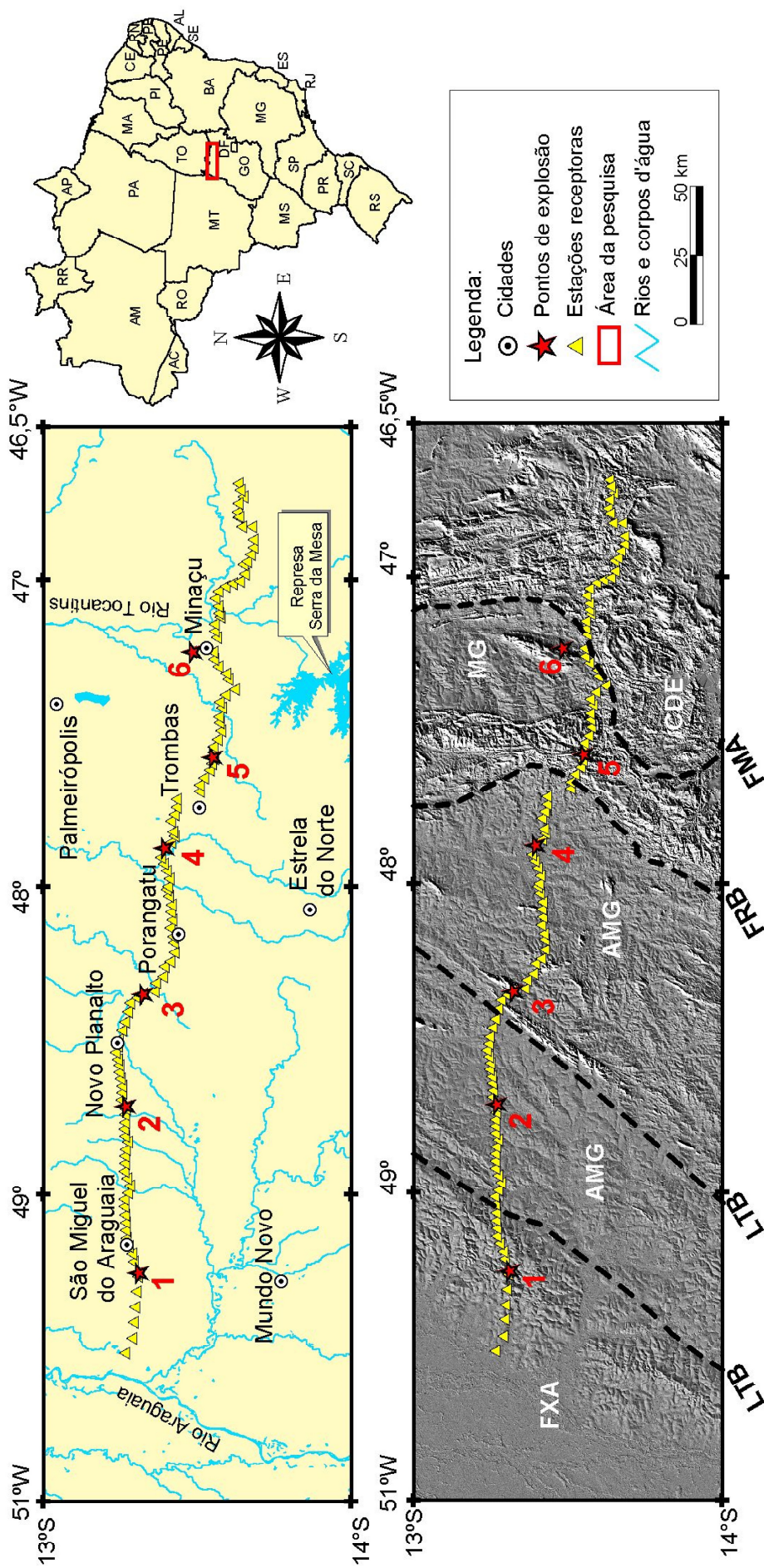


**Figura 1.1:** Modelo crustal proposto por Soares (2005) com base nos dados sísmicos da linha de refração profunda de Porangatu. As principais características do modelo 2D são: descontinuidade entre os terrenos do Arco Magmático de Goiás e do Maciço de Goiás, superposição de camadas crustais inferiores sob a Faixa Araguaia, gerando degrau na Moho de aproximados 8 km, e anomalias rasas de velocidade (corpo de anortosito e Granito Serra Dourada).

Os dados da linha de Porangatu foram trabalhados por Soares (2005) e colaboradores com ênfase na estrutura geral da crosta. Foram determinados: o modelo crustal 2D para o perfil sísmico (Soares *et al.*, 2003, Berrocal *et al.*, 2004; Soares, 2005), a razão Vp/Vs média para a crosta (Ventura & Soares, 2003) e a razão Vp/Vs para a crosta inferior desses terrenos (Portela *et al.*, 2004). As razões Vp/Vs foram obtidas por modelagem 1D e posteriormente as razões Vp/Vs médias da crosta foram refinadas ajustando a reflexão das ondas S na Moho (SmS) nas curvas de tempo das ondas P refletidas na Moho (PmP).

A linha sísmica de Porangatu tem início sobre a Faixa Araguaia, a oeste da cidade de São Miguel do Araguaia, cruza os terrenos do Arco Magmático de Goiás na porção central do perfil e se estende além do limite do Maciço de Goiás, a leste da cidade de Minaçu (figura. 1.2). Possui aproximadamente 320 km de extensão na direção E-W, 120 estações de registro verticais espaçadas de 2,5 km e fonte sísmica (explosões) a cada 50 km ao longo do perfil. As fontes foram compostas por emulsão explosiva (IBEMUX), acomodada em furos de seis polegadas de diâmetro com profundidade entre 45-65 m, com carga variando de 500 a 1000 kg.

Localizado na parte central da linha sísmica, o Arco Magmático de Goiás é um conjunto de rochas cálcio-alcálicas de idade neoproterozóica, situado na porção oeste da Faixa Brasília. Definido como sistema de arco de ilhas tem balizado o entendimento sobre a evolução e estruturação atual da Província Tocantins. Revisão recente (Pimentel *et al.*, 2004) e novos dados isotópicos (Dantas *et al.*, 2001; Fuck *et al.*, 2001a, 2001b, 2002; Junges *et al.*, 2002; Laux *et al.*, 2005; Pimentel *et al.*, 2001) mostram os avanços obtidos no estudo desses terrenos. Restam, porém, algumas lacunas que precisam ser preenchidas para que se entenda melhor a formação e evolução do arco e sua colagem ao Maciço de Goiás e aos demais segmentos da faixa. Dentre os aspectos ainda pouco conhecidos, destacam-se o seu limite oeste e sua organização interna. Os dados disponíveis sugerem que o arco foi constituído entre aproximadamente 900 e 600 Ma, com formação de rochas vulcânicas, sedimentares e plutônicas registradas em cerca de 900, 860, 740, 660 e 640 Ma (Pimentel *et al.*, 2000, 2004). Não é conhecida, entretanto, a distribuição das rochas formadas em cada um desses eventos, bem como sua organização e suas relações estruturais mútuas.



**Figura 1.2:** Mapa de localização da área de estudo, incluindo a linha de refração sísmica de Porangatu. Abaixo do mapa de localização aparece a imagem de radar em plataforma de satélite SRTM (Rabus *et al.*, 2003; CGIAR-CSI, 2005). A imagem de radar caracteriza a região da Depressão do Araguaia a oeste com os altos da Serra Azul entre Novo Planalto e Porangatu, próximo à explosão 3. Esta porção arrasada do terreno é representada por rochas da Faixa Araguaia (FXA) e do Arco Magmático de Goiás (AMG) cisalhadas pelo Lineamento Transbrasiliano (LTB). A borda ocidental do Planalto Central Goiano se apresenta no extremo oriental da linha sísmica marcada por rochas do Maciço de Goiás (MG) e início do cinturão de dobras e empurrões (CDE) após a falha Rio Maranhão (FMA). A falha Rio dos Bois (FRB) é nítida pela mudança do relevo de terrenos arrasados para terrenos mais elevados e acidentados.

Estudos geológicos e isotópicos (Pimentel *et al.*, 2000, 2001, 2004; Junges *et al.*, 2002; Laux *et al.*, 2005) somados à sísmica de refração profunda (Berrocal *et al.*, 2004; Soares, 2005) têm mostrado que, embora já inferidos, os limites do Arco Magmático de Goiás ainda não estão convenientemente estabelecidos. Em parte essa dificuldade se deve à escassez de afloramentos, mas, também, à falta de análise regional integrada dos dados geofísicos e geológicos da Província. Em particular, a continuação do arco da região de Porangatu para norte, adentrando o Estado de Tocantins, embora comprovada por dados geocronológicos recentes (Fuck *et al.*, 2001b) é pouco conhecida e seus limites a oeste de Porangatu não estão estabelecidos com precisão.

O potencial econômico de ambiente de arco de ilhas levou a Agência Goiana de Desenvolvimento Industrial (AGIN) e o Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) a realizar levantamentos aerogeofísicos de detalhe e complementar o mapeamento geológico básico dos terrenos do Arco Magmático de Goiás. Os resultados desta pesquisa vão se somar aos dados geológicos/geofísicos existentes, a fim de aprimorar o conhecimento desta parte economicamente promissora da Província Tocantins. Depósitos de ouro do tipo porfirítico-epitermal e hidrotermal exalativo vulcanogênico associados a posterior concentração em zona de cisalhamento com alteração hidrotermal são promessas de exploração nesta região tectônica. As minas de Au de Posse, Au-Ag-Ba de Zacarias e Cu-Au de Bom Jardim e Chapada, nos quais a Orogenia Brasileira com seus fluidos metamórficos e zonas de fratura desempenharam papel relevante no processo de acumulação dos metais, corroboram o potencial da mineração na região (Kuyumjian, 2000; Ramos Filho *et al.*, 2003; Oliveira *et al.*, 2004).

### **1.3 Metodologia**

A pesquisa realizada seguiu três etapas básicas: processamento, análise e interpretação de dados geofísicos. Estas etapas encontram-se detalhadas a seguir.

#### ***1.3.1 Refração sísmica***

O método da refração sísmica utiliza a propagação do tempo de ondas mecânicas no meio rochoso geradas através de uma fonte controlada (explosão, tiro de espingarda, marretadas, etc) para determinar os valores de velocidade das rochas e descontinuidades com diferentes impedâncias (densidade vezes velocidade) em subsuperfície. Essas informações são obtidas a partir da determinação do alinhamento de fases representantes das ondas direta, refletidas e

refratadas lidas em seções sísmicas. As seções sísmicas trazem medidas do tempo de percurso das ondas elásticas em diversos pontos com distância bem conhecida (Luiz e Silva, 1995).

A razão de Poisson da crosta superior foi obtida através da modelagem do tempo de propagação das ondas P e S diretas, refratadas e refletidas presentes nas seções sísmicas da linha de Porangatu. Foram modelados em 1D e, posteriormente, em 2D os sismogramas dos tiros de 1 a 6 da linha de Porangatu, considerando afastamento máximo de 100 km em relação aos pontos de tiro. A correção aplicada aos traços sísmicos (desenvolvida no tópico 1.3.1.4) e a consequente base de dados deste trabalho é apresentada em forma de seções sísmicas reduzidas com velocidade de 7,0 km/s para as ondas P e 4,0 km/s para as ondas S (figuras 3.1 e 3.2). A velocidade de redução é um parâmetro que serve para ampliar as seções sísmicas e marca uma referência de velocidade. Quando a velocidade do meio é igual a velocidade de redução, o alinhamento das fases lidas na seção sísmica é horizontal. Quando a velocidade do meio é inferior à de redução a inclinação é positiva, caso contrário, se a velocidade for superior, a inclinação é negativa.

O programa de domínio público *SAC2000 - Seismic Analysis Code*, criado pelo *Lawrence Livermore National Laboratory*, Universidade da Califórnia (Goldstein *et al.*, 1987) foi utilizado para o processamento dos dados e a geração das seções sísmicas. O programa TVEL produziu as primeiras análises de profundidade e velocidade das camadas sob a linha sísmica. A modelagem em uma dimensão do programa TVEL se baseia no percurso das ondas em um meio com camadas planas horizontais e variação de velocidade exclusivamente vertical. O pacote *SEIS88* que utiliza o método do raio possibilitou a modelagem em duas dimensões (2D) dos dados (Cerveny *et al.*, 1977; Cerveny e Psencik, 1978).

O programa *SEIS88* trabalha com meios bidimensionais simulando interfaces inclinadas, curvas, estruturas em bloco (pontos de quina), corpos isolados (p.ex. lentes) e camadas terminando em outras superiores (Cerveny e Soares, 1992). O programa interpola a malha de velocidades por *spline* cúbico e permite computar variações laterais e horizontais de velocidade no meio com distribuição regular ou irregular. A velocidade varia tanto na horizontal como na vertical, permitindo analisar meios não homogêneos complexos.

Trata-se de um programa versátil, que acomoda modelos bastante complexos e não necessita de máquinas pesadas. As subrotinas gráficas são para ambientes UNIX ou LINUX. Além do cálculo do tempo de trânsito, utilizado neste trabalho, o programa calcula amplitudes, deslocamento de fases e movimento de partículas. É um programa livre e bem documentado, cujo desenvolvimento matemático está em Cerveny *et al.* (1977).

As seções sísmicas P foram filtradas com filtro *Butterworth* passa-banda de 1-20 Hz para realçar o sinal das fases com alta frequência, enquanto para as ondas cisalhantes, que

apresentam conteúdo mais baixo de frequência, o mesmo filtro encontrado no pacote do SAC2000 (Goldstein *et al.*, 1987) foi utilizado no intervalo de 1-10 Hz.

Obtido o modelo sísmico utilizando as ondas P e, em seguida, a distribuição de velocidades de ondas S, a razão de Poisson média foi determinada pela razão das velocidades  $V_p$  e  $V_s$  para cada ponto da malha de velocidade do modelo resultante.

O processamento dos dados seguiu os seguintes passos:

a) correção estática para os sismogramas das ondas P e S, sendo o procedimento de correção detalhado no tópico 1.3.1.4;

b) montagem e confecção das seções sísmicas P e S corrigidos com espaçamento máximo de 100 km em relação ao ponto de tiro e reduzidos com a velocidade de 7,0 km/s para as ondas P e 4,0 km/s para as S (figuras 3.1 e 3.2);

c) releitura das fases P e refinamento da parte rasa do modelo 2D proposto por Soares (2005) (figura 1.1);

d) determinação do alinhamento das fases S análogo ao alinhamento das fases P (Mussachio *et al.*, 1997; Assumpção *et al.*, 2002);

e) modelagem do tempo de trânsito das ondas S, considerando o modelo obtido com as ondas P. Primeiro foi realizada a modelagem 1D, utilizando o programa TVEL e posteriormente a modelagem 2D com o pacote de programas SEIS88 (Cerveny *et al.*, 1977) que permite o traçamento dos raios;

f) modelagem das ondas S. A razão de Poisson é calculada pela divisão das velocidades  $V_p$  e  $V_s$  obtidas na modelagem 2D; e

g) utilização de diagramas  $V_p$  versus  $V_p/V_s$  (Mussachio *et al.*, 1997) para definir os domínios sísmicos e discutir a composição média da crosta superior.

As ondas S são fases secundárias, cuja energia é preferencialmente registrada nos componentes horizontais de um registro sísmico triaxial. São determinadas com precisão quando se considera o movimento de partículas sob a estação, que pode ser elíptico quando a onda S chega com incidência rasa (Assumpção & Bamfort, 1978).

Os dados desta pesquisa, no entanto, possuem registro somente vertical o que, em princípio, dificulta a determinação das fases S. O procedimento adotado foi o de analisar em conjunto as seções sísmicas P e S, reduzidas segundo uma razão de velocidade  $V_p/V_s$  de 1,75 e plotadas com os eixos de tempo mantendo a razão inversa ( $T_s/T_p=1,75$ ). Os resultados são seções sísmicas com alinhamentos de fases muito próximos, de forma que as fases S são identificadas a partir dos alinhamentos de fases P previamente determinados. Neste trabalho as seções P foram reduzidas com velocidade de 7,0 km/s e as seções S com velocidade de 4,0 km/s. Os eixos de tempo nas seções sísmicas são de 4 s e 7 s, respectivamente.

Trabalhos com onda S, utilizando registro vertical não são comuns na literatura. Os procedimentos adotados são resultado dos trabalhos desenvolvidos por Soares e colaboradores (Melo & Soares, 2002; Ventura & Soares, 2003; Portela *et al.*, 2004) nos últimos anos, tendo como referência os trabalhos de Assumpção e Bamford (1978), Johnson & Hartman (1991), Mussachio *et al.* (1997) e Assumpção *et al.* (2002).

O resultado final é uma seção da razão de Poisson da crosta dos terrenos de arco e terrenos adjacentes, no Brasil central, de aproximadamente 315 km de extensão e 10 km de profundidade. Os resultados sísmicos foram integrados aos demais dados disponíveis (geológicos, aeromagnetometria, gravimetria terrestre e imagens de satélite) para interpretação final do modelo.

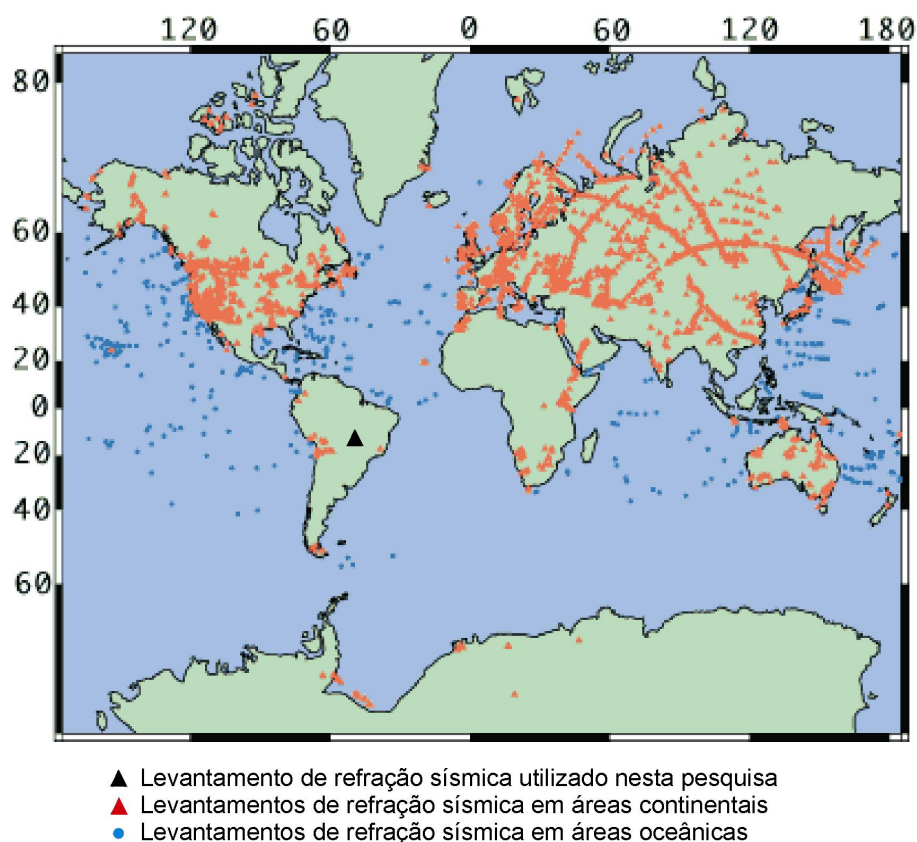
#### 1.3.1.1 Histórico

O método de refração sísmica profunda se destaca por quantificar com maior precisão a velocidade de propagação das ondas sísmicas nas camadas constituintes do meio. A profundidade de investigação sísmica é proporcional ao tamanho do arranjo de receptores, necessitando-se nos estudos de crosta de arranjos com dimensões de centenas de quilômetros para alcançar a profundidade da Moho, a descontinuidade entre o manto e a crosta.

A Figura 1.3 mostra a localização dos levantamentos de sísmica de refração profunda no planeta, continentais e oceânicos (Christensen & Mooney, 1995; USGS, 2001). É sensível a correlação entre a quantidade de dados coletados e a situação política-econômica dos países, ficando claro que nos continentes africano e sul-americano há escassez de trabalhos desta natureza, deixando várias lacunas sobre a gênese e evolução da crosta continental. Regiões polares inóspitas como Groenlândia, Antártica e o norte do Canadá também apresentam irrisória representatividade de levantamentos, provavelmente explicada por dificuldades estratégicas, e não de investimento, como no caso dos países em desenvolvimento.

Em revisão global Christensen & Mooney (1995) indicam valores para espessura média da crosta continental, velocidade crustal média e velocidade do manto ( $P_n$ ) para cinco províncias tectônicas. Os escudos e plataformas apresentam espessura média de 41,5 km, próximo ao valor médio crustal global. Crosta distendida apresenta espessura de 30,5 km e velocidade média de 6,2 km/s. Os riftes ou fossas tectônicas e orógenos apresentam amplos intervalos de espessura, 18-46 km e 30-72 km, respectivamente. Apesar da distribuição geográfica não-uniforme dos levantamentos de sísmica, os pesquisadores corrigiram a forte tendência dos dados, atribuindo pesos diferentes a cada província tectônica e chegaram aos

seguintes valores globais médios: espessura da crosta de 41 km, velocidade média da crosta de 6,45 km/s e velocidade do manto ( $P_n$ ) igual a 8,09 km/s.



**Figura 1.3:** Localização dos levantamentos de refração sísmica profunda ao redor do mundo (USGS, 2001). Triângulos vermelhos indicam levantamentos continentais, e círculos azuis, levantamentos oceânicos. O triângulo preto marca o local da linha de refração sísmica profunda, da qual esta pesquisa faz parte. O banco de dados soma mais de 5.000 trabalhos sísmicos, dos quais foram extraídos parâmetros crustais como profundidade da Moho, espessura e velocidade sísmica das camadas constituintes da crosta a fim de produzir imageamento da crosta da Terra (ver figura 1.4).

Em seu estudo sobre composição da crosta e manto superior, Fountain & Christensen (1989) defendem a relevância dos estudos sísmicos de refração associados às análises petrológicas de xenólitos e rochas de alto grau metamórfico, bem como de outros métodos geofísicos, no entendimento composicional das rochas constituintes da crosta e manto nas diversas ambiências tectônicas ao redor do mundo.

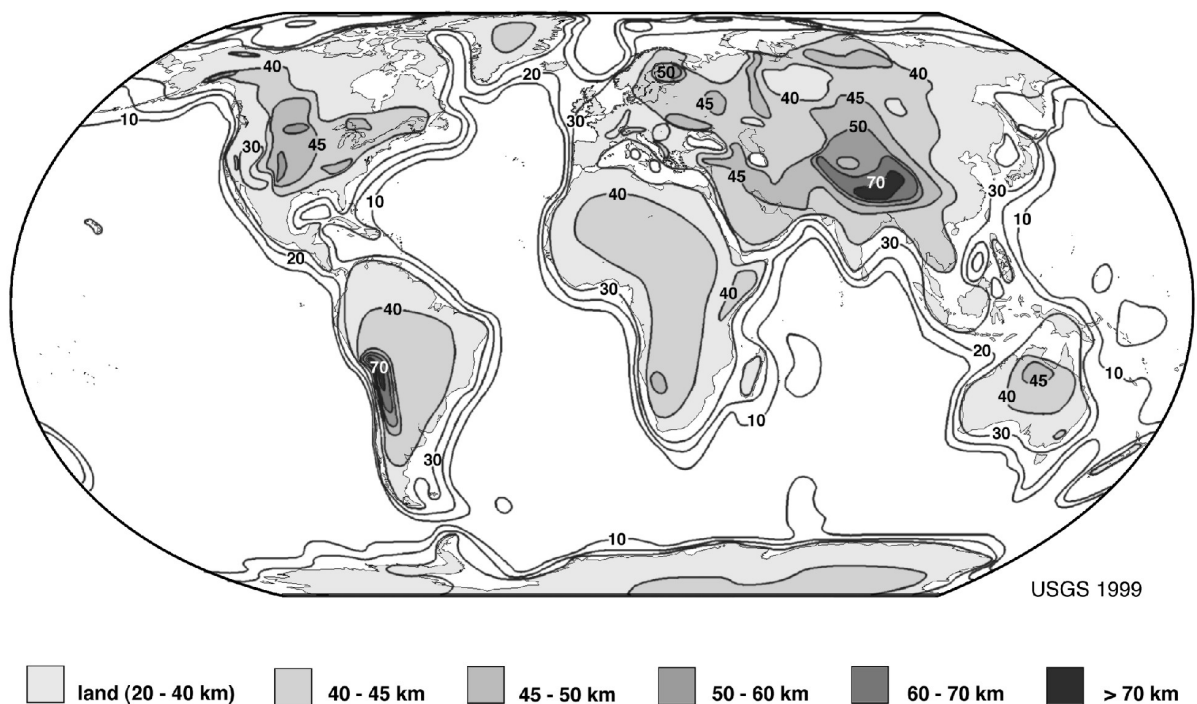
Holbrook e colaboradores (1992) ressaltam a imprescindível qualidade do método da refração profunda para imagear a crosta e caracterizar seu ambiente tectônico de formação. Entretanto, não basta a comparação das velocidades das ondas compressivas ( $V_p$ ) medidas no campo com as medições de amostras em laboratório, é necessária a análise conjunta das velocidades de onda cisalhante ( $V_s$ ) para a diminuição da ambigüidade. Os autores quantificaram na época somente 11 trabalhos científicos, de um total de 90, que utilizavam análises de ondas cisalhantes.



O mapa da Figura 1.4 ilustra as variações de espessura da crosta (USGS, 1999) baseadas nos dados de sísmica e função do receptor coletados. É evidente que a apresentação dos continentes africano e sul-americano como monoblocos cratônicos sem subdivisões internas demonstra falta de investigações sísmicas nestas regiões, não retratando a compartimentação tectônica adequada destes continentes. No Brasil, trabalhos como de Assumpção *et al.*(2002; 2004), França e Assumpção (2003), Berrocal *et al.*(2004a; 2004b) e Soares (2005) detalham variações crustais significativas.

O primeiro levantamento brasileiro de refração sísmica profunda ocorreu em 1980 nas proximidades de Itabira-MG (Giese e Schute, 1980) com um arranjo de 180 km, dez anos após a implantação dos primeiros grupos de pesquisa brasileiros especializados em geofísica (Berrocal *et al.*, 2004b). Hoje, se contabilizam vários levantamentos em território brasileiro. A qualidade dos dados levantados atingiu padrão internacional no mais recente levantamento realizado em 1998, do qual esta pesquisa faz parte (Perosi, 2003, Berrocal *et al.*, 2004a; Perosi e Assumpção, 2004; Soares, 2005).

O projeto maior que envolve esta dissertação encabeça no Brasil, e até na América do Sul, a possibilidade de levantamentos de refração sísmica neste setor como fruto de uma equipe técnica-científica brasileira especializada, apoiada por projetos governamentais e convênios internacionais.



**Figura 1.4:** Imagem da variação de espessura da crosta da Terra com base nos levantamentos vistos na Figura 1.3 (USGS, 1999). Observar o nível de detalhamento nos continentes norte-americano, asiático e europeu, em oposição a América do Sul e ao continente africano.

### 1.3.1.2 Método da refração sísmica

O método da refração sísmica profunda é utilizado no estudo da estrutura da crosta continental, por propiciar bom controle da distribuição de velocidade das ondas sísmicas no meio e, conseqüentemente, do posicionamento das descontinuidades em profundidade. É utilizado, também, para inferências petrofísicas da crosta profunda, comparando velocidades de campo com aquelas obtidas em laboratório. A composição crustal é inferida pela determinação da razão  $V_p/V_s$ , que mantém relação unívoca com a razão de Poisson e é um adimensional particularmente sensível ao conteúdo de sílica das rochas (Holbrook *et al.*, 1992; Zandt e Ammon, 1995; Christensen, 1996; Mussachio *et al.*, 1997).

O método da refração sísmica utiliza a propagação das ondas elásticas através da terra e está baseado em três premissas fundamentais: i) as ondas se propagam com diferentes velocidades de acordo com o estrato geológico; ii) deve existir contraste de impedância entre as camadas de rocha; iii) a velocidade dos estratos deve aumentar com a profundidade. Se as condições de velocidade do meio supracitadas não ocorrerem, o método da refração sísmica terá dificuldade de aplicação (Sjögren, 1984). Os casos mais comuns de limitações do método ocorrem quando existe uma camada com velocidade menor que a de cima (inversão de velocidade), causando aumento aparente da espessura da camada sobre a interface refratora, ou uma camada de pequena espessura com baixo contraste de velocidade, que causa diminuição aparente da profundidade da interface refratora.

A refração sísmica trabalha com fonte ativa de ondas sísmicas e arranjo de receptores alinhados em superfície com comprimento de sete a dez vezes a profundidade de investigação desejada. A Linha de Porangatu utilizou como fonte uma carga de explosivo plástico de 500 a 1000 kg colocados em furos de seis polegadas com profundidade de 50 m. As explosões ocorreram nos extremos e em pontos intermediários do arranjo permitindo compor tiros direto-reverso e *split*, que divide o arranjo (Ackermann *et al.*, 1986).

O fenômeno da refração ocorre depois de atingido o ângulo de reflexão crítico ( $i_c$ ) pela frente de onda (figura 1.5). Antes do ângulo crítico, a frente de onda transpassa a interface entre os meios, aproximando-se da interface de divisora dos meios e afastando-se da normal segundo o contraste de velocidade entre as camadas. O fenômeno é regido pela lei de Snell que descreve o comportamento da trajetória do raio na presença de mudança de meio físico. Quanto maior a velocidade abaixo do refrator, menor é o ângulo crítico entre a normal e o raio transmitido. No ângulo crítico, o raio transmitido é paralelo à interface do refrator originando as chamadas *head waves*, ou ondas refratadas. Neste momento, o retorno de energia registrada

pelos sensores é máximo, acusando na seção sísmica a presença de ondas refletidas com grandes amplitudes posteriores às primeiras quebras (Sheriff e Geldart, 1985).

Em meios homogêneos e isotrópicos as fases das ondas diretas, assim como as ondas refratadas no meio, se alinham nas seções sísmicas, formando retas traduzidas matematicamente em equações de primeiro grau, nas quais a inclinação do segmento de reta é o inverso da velocidade (Equação 1 e 2). O alinhamento de fases das ondas diretas e refratadas é marcado como as primeiras chegadas nas seções sísmicas.

$$t(x) = \frac{x}{V_1}, \text{ equação da onda direta,} \quad (1)$$

$$t(x) = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \cos i_c}{V_1}, \text{ equação da onda refratada para duas camadas,} \quad (2)$$

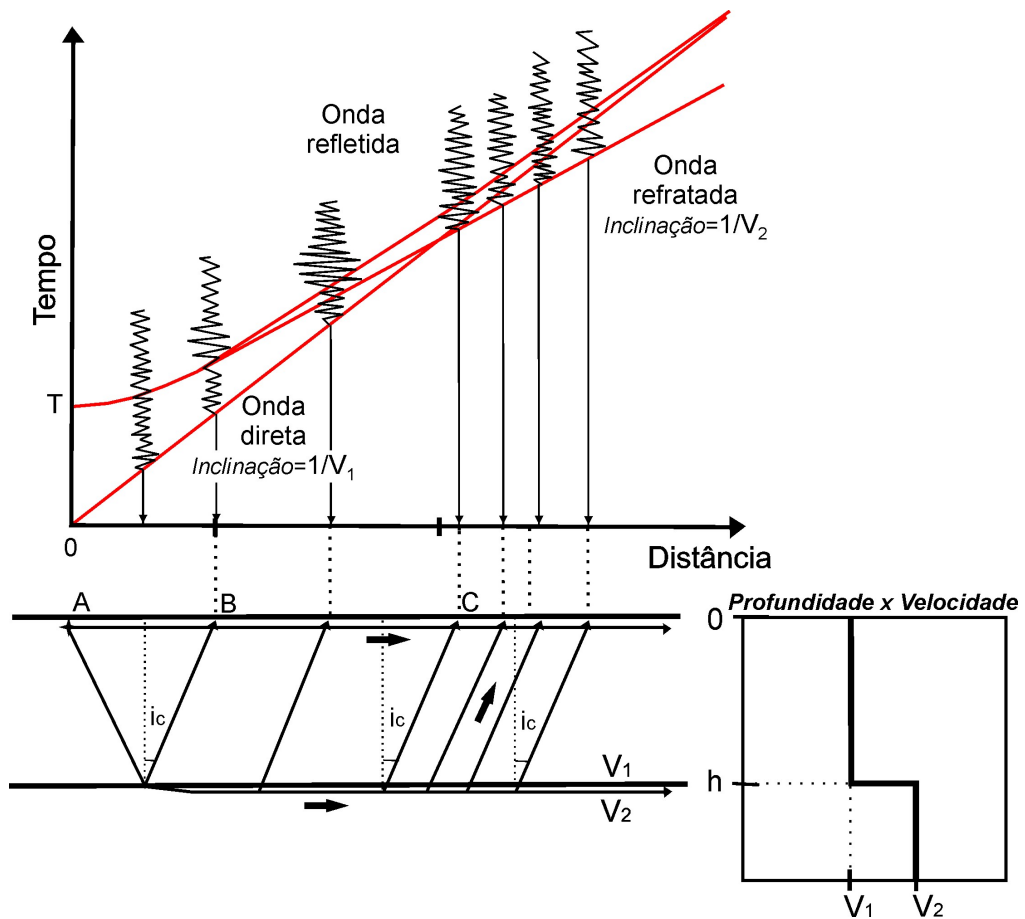
onde  $t(x)$  é o tempo de trânsito,  $x$  a distância ao ponto de tiro,  $i_c$  é o ângulo crítico,  $h$  a espessura da primeira camada,  $V_1$  é a velocidade da onda direta e  $V_2$  a velocidade da camada subjacente, sendo  $V_2 > V_1$ .

As ondas refletidas aparecem como fases internas nas seções sísmicas, formando uma hipérbole assíntota à reta da onda direta e tangente à reta da onda refratada no ponto crítico e foram analisadas qualitativamente nesta pesquisa (figura 1.5).

A reflexão de ângulo crítico apresenta grande amplitude facilmente observada nas seções sísmicas. O ponto de reflexão crítica inicia o fenômeno da refração e coincide a chegada das primeiras ondas refratadas com as ondas refletidas, marcando intenso retorno de energia visível pelas grandes amplitudes de fases posteriores as primeiras quebras da onda direta (ver ponto B na figura 1.5). Este parâmetro foi usado durante a análise das seções sísmicas para melhor ajuste das retas modeladas em relação ao ponto crítico.

O alinhamento da Figura 1.5 é o que se procura nas seções sísmicas. Eventualmente o alinhamento padrão é alterado pela variação lateral do meio e pela presença de anomalias locais, como o corpo máfico próximo ao tiro 4 e o Granito Serra Dourada nas imediações do tiro 5.

Determinados os alinhamentos de fases, as retas correspondentes à onda direta e refratada trazem a distribuição de velocidade de acordo com o aumento da profundidade dos refratores abaixo da seção sísmica em análise. As fórmulas que regem os cálculos são equações de reta.



**Figura 1.5:** Sismograma hipotético mostrando as relações das curvas tempo x distância entre as ondas direta, refratada e refletida para um modelo de uma interface. **B** marca o ponto crítico e **C** o ponto onde a refração se torna primeira chegada. A onda direta é uma reta passando pela origem dos eixos com coeficiente angular igual ao inverso da velocidade da primeira camada. A onda refletida é uma hipérbole, assintota à onda direta para grandes distâncias ( $x \gg h$ ), e a onda refratada uma reta com início a partir da incidência crítica da frente de onda. Nesse ponto a refração e a reflexão são tangentes. Notar a grande amplitude das reflexões próximas ao ângulo crítico. No canto inferior direito da figura está um exemplo de modelo 1D resultante da situação esquemática proposta (Modificado de Soares, 2005).

O método do tempo de interseção utiliza o coeficiente angular da onda direta para obtenção da velocidade da primeira camada e das ondas refratadas para a obtenção da velocidade das camadas subsequentes. O coeficiente linear (tempo de interseção) determina a profundidade dos refratores e o coeficiente angular, a velocidade da camada.

$$t(x) = \frac{x}{V_{n+1}} + \sum_{i=1}^n \frac{2h_i}{V_i} \cdot \frac{\sqrt{V_{n+1}^2 - V_i^2}}{V_{n+1}}, \text{ equação da refração para } n \text{ camadas,} \quad (3)$$

onde  $t(x)$  é o tempo de trânsito,  $x$  a distância do receptor até o ponto de tiro,  $h_i$  a espessura da  $i$ -ésima camada,  $V_i$  a velocidade da  $i$ -ésima camada,  $n$  o número da interface refratora (1, 2, 3...).

Quando existe alta porosidade e permeabilidade por fraturamento, as velocidades das ondas P e S sofrem diminuição de forma desigual, fato que torna o método da refração uma opção eficiente na localização de zonas fraturadas para a mineração, engenharia do petróleo, hidrogeologia e no manejo de aterros (Boadu, 2000). Além das juntas, fenômeno semelhante acontece em zonas de falha, nas quais, o cisalhamento é descontínuo, enquanto a compressão é contínua, tornando marcante sua influência no método (Cook, 1992).

Outro fenômeno associado às descontinuidades laterais é a diminuição da amplitude das ondas que a atravessam, devido à dispersão de energia causada pela diferença de impedância entre o meio e a zona de falha (Blair, 1991).

### 1.3.1.3 Razão de Poisson

A razão de Poisson é obtida sem ambigüidade pela razão de velocidade da onda P e S e foi o parâmetro chave para caracterizar a crosta superior. A razão de Poisson ( $\sigma$ ) é uma constante elástica definida pela relação entre a deformação transversa e longitudinal sofrida por um corpo quando aplicada uma tensão unidirecional, compressiva ou distensiva, e seu valor médio para os sólidos é 0,25 (Dobrin, 1976). Como as velocidades compressivas ( $V_p$ ) e cisalhantes ( $V_s$ ) e a razão de Poisson podem ser expressas em função das constantes de Lamé, é possível a correlação matemática entre estas três propriedades.

A equação 4 (Christensen, 1996) representa a razão de Poisson em função da razão  $V_p/V_s$ . Esta simplificação é utilizada para os cálculos de  $\sigma$  durante a pesquisa.

$$V_p/V_s = \sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}} \Leftrightarrow \sigma = \frac{1}{2} \left[ 1 - \frac{1}{\left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \right], \quad (4)$$

onde  $\sigma$  = Razão de Poisson,  $V_p$  = velocidade da onda primária,  $V_s$  = velocidade da onda secundária.

Os valores da razão de Poisson oscilam naturalmente entre 0 e 0,5. Registros de valores negativos são normalmente fruto de produtos sintéticos. O valor de  $\sigma$  igual a 0,5 é encontrado em material sem rigidez (líquido) ou em sólido totalmente incompressível, casos em que a razão  $V_p/V_s$  tenderia a infinito na equação 4 (Christensen, 1996). Para as rochas os valores da razão de Poisson estão em torno de 0,25. Dependendo da rigidez do material, pode variar de 0,05 em rochas duras a 0,45 em rochas moles, pouco consolidadas (Sheriff e Geldart, 1985).

O valor da razão de Poisson nas rochas é dependente da composição, anisotropia e pressão de poro.

As rochas em geral apresentam valor de  $\sigma$  baseado na associação de minerais que a compõem e na trama ou textura. Quartzo apresenta  $\sigma$  em torno de 0,077, enquanto minerais máficos, como hornblenda e forsterita, mostram  $\sigma$  próximo a 0,287 e 0,240, respectivamente. As rochas com alto teor de quartzo penderão para  $\sigma$  mais baixo, como granito com 0,237 e quartzito com 0,077. É relevante também o efeito do óxido de cálcio, que funciona inversamente ao conteúdo de sílica. No mineral calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) e em rochas anortosíticas (rochas plutônicas com mais de 90% de plagioclásio cálcico), os valores de  $\sigma$  são elevados, respectivamente iguais a 0,320 e 0,311 (Christensen, 1996).

A Tabela 1.1 apresenta compilação de resultados de densidade ( $\rho$ ), velocidade compressiva ( $V_p$ ), velocidade cisalhante ( $V_s$ ),  $V_p/V_s$  e razão de Poisson ( $\sigma$ ) para diferentes tipos de rochas. Estes dados foram obtidos em experimentos de laboratório utilizando técnica de pulso transmitido simulando pressão confinante de crosta superior (Christensen, 1996; Pellerin e Christensen, 1998), que servem como comparação para as unidades litológicas encontradas na região da linha sísmica de Porangatu.

Rocha	Densidade ( $\rho$ ) ( $\text{g/cm}^3$ )	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	$V_p/V_s$	Razão de Poisson ( $\sigma$ )
Quartzito <sup>1</sup>	2,652	5,963	4,035	1,478	0,077
Quartzo mica xisto <sup>2</sup>	2,672	5,854	3,624	1,615	0,189
Quartzo feldspato gnaisse <sup>2</sup>	2,769	5,983	3,656	1,636	0,201
Cataclasito félsico <sup>2</sup>	2,313	4,607	2,731	1,686	0,229
Biotita granito <sup>2</sup>	2,631	5,639	3,319	1,699	0,235
Granito-granodiorito <sup>1</sup>	2,652	6,246	3,669	1,702	0,237
Granito gnaisse <sup>1</sup>	2,643	6,010	3,501	1,716	0,243
Mica quartzo xisto <sup>1</sup>	2,624	6,267	3,526	1,777	0,268
Gabro-norito-troctolito <sup>1</sup>	2,968	7,138	3,862	1,848	0,293
Gabro <sup>2</sup>	3,089	6,346	3,543	1,791	0,274
Anortosito <sup>1</sup>	2,730	6,978	3,653	1,910	0,311
Anortosito <sup>2</sup>	2,666	6,435	3,435	1,878	0,302

<sup>1</sup> – experimentos de Christensen (1996) conduzidos a pressão de 200 MPa, aproximadamente 7km.

<sup>2</sup> – experimentos de Pellegrin e Christensen (1998) conduzidos a pressão de 150 MPa, aproximadamente 5,25 km.

**Tabela 1.1:** Valores de propriedades sísmicas calculadas em laboratório em ordem crescente de razão de Poisson (Christensen, 1996 e Pellerin e Christensen, 1998) que servem como parâmetro de comparação para identificação das rochas sob a linha sísmica.

Outra propriedade relacionada a  $\sigma$  é a anisotropia do meio, que pode ser causada por foliação metamórfica, orientação preferencial dos minerais e orientação preferencial de falhas

e juntas. Normalmente, a direção de maior velocidade de propagação das ondas é paralela à direção de estruturação do meio. A velocidade das ondas compressivas ( $V_p$ ) pode sofrer variação de até 20% devido a anisotropia (Godfrey *et al.*, 2002).

As rochas ígneas e de alto grau metamórfico, como granulitos, tendem a ser mais isotrópicas, enquanto rochas de fácies metamórfico médio a baixo são propensas a maior anisotropia, como ardósias e xistos (Christensen & Mooney, 1995).

A pressão de poro é uma variável importante no estudo de crosta superior (Domenico, 1984; Christensen, 1989; Johnson & Hartman, 1991). A pressão de poro diminui as velocidades de compressão ( $V_p$ ) e cisalhamento ( $V_s$ ), entretanto, afeta muito mais a de cisalhamento ( $V_s$ ). A velocidade das ondas cisalhantes sofre diminuição mais acentuada que a  $V_p$  na presença de fluido, gerando valores elevados de razão de Poisson. Normalmente, pressão de poro elevada está associada às camadas mais superficiais da crosta, nas quais poros, microfissuras e fraturas são abundantes.

#### 1.3.1.4 Correção estática

Os dados sísmicos brutos recebem influência da topografia e da zona de intemperismo, respectivamente representados como a espessura do pacote de rocha acima do *datum* e a camada de baixa velocidade superficial, rica em poros e fluidos. O relevo, assim como o regolito, interfere no tempo de propagação da frente de onda.

A relação entre essas propriedades do meio e a grandeza temporal é diretamente proporcional. Quanto maior a altitude do ponto de tiro e do receptor ou a espessura do solo, maior o tempo de propagação da onda. Dessa forma, o tempo de trânsito correspondente à soma da correção de elevação e a correção de intemperismo, deve ser retirado do sismograma traço a traço, reduzindo os dados para um mesmo *datum* de referência. A Figura 1.6 mostra a diferença de caminho e conseqüente tempo de trânsito entre a situação de campo, onde a frente de onda sofre influência da topografia e da camada de intemperismo, e após a correção dos dados para o mesmo *datum*.

O procedimento de correção aplicado nos dados de sísmica resultou da análise de três propostas: Dobrin (1976), Burguer (1978) e Antunes (2002). A redução deduzida por Dobrin (1976), após comparações, foi considerada a mais adequada à pesquisa, por recalcular o caminho do raio sísmico no plano referencial estipulado.

A diferença de tempo causada pela variação na topografia é corrigida pela equação 5 e denominada de correção de elevação (Dobrin, 1976):

$$C_e = \frac{(e - h + E - 2d) \times \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_1 \times V_0}, \quad (5)$$

onde  $C_e$ =Correção de Elevação (s),  $e$ =altitude do tiro (km),  $h$ = profundidade do furo preenchido com explosivo (km),  $E$ =altitude do sensor (km),  $d$ =altitude do *datum* de referência (km),  $V_0$ = velocidade da camada de intemperismo (km/s),  $V_1$ =velocidade do pacote de rocha acima da primeira interface (km/s).

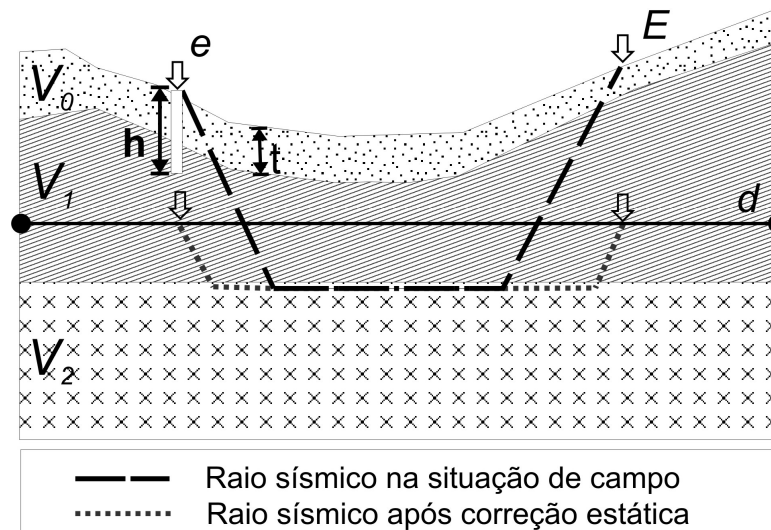
A correção devida à influência da camada de intemperismo é dada pela equação 6 (Dobrin, 1976):

$$C_i = \frac{t \times \sqrt{V_2^2 - V_0^2}}{V_2 \times V_0}, \quad (6)$$

onde  $C_i$ =Correção de Intemperismo (s),  $t$ =espessura da camada de intemperismo (km),  $V_0$ =velocidade da zona de intemperismo (km/s),  $V_2$ =velocidade do segundo pacote de rocha (km/s), abaixo da primeira interface.

A correção estática, aqui denominada correção total ( $C_t$ ) (equação 7), é a soma das duas correções (Dobrin, 1976):

$$C_t = C_e + C_i \quad (7)$$



**Figura 1.6:** Esboço da refração sísmica em uma área com relevo irregular, apresentando camada espessa de solo superficial. Todos os parâmetros citados no texto e necessários à correção de elevação e de intemperismo encontram-se no desenho (modificado de Dobrin, 1976). Parâmetros considerados na correção: profundidade da fonte ( $h$ ), espessura da camada de intemperismo ( $t$ ), altitude do ponto de explosão ( $e$ ), altitude do receptor ( $E$ ), altitude do *datum* de referência ( $d$ ), velocidade do horizonte de intemperismo ( $V_0$ ), velocidade do pacote de rocha acima do refrator ( $V_1$ ) e velocidade do pacote de rocha abaixo do refrator ( $V_2$ ) (ver valores nas tabelas 1.1 e 1.2).



O *datum* de correção (*d*) foi estipulado com a altitude de 200 m e determinado com base na menor altitude acima do nível do mar (238 m) encontrado ao longo da linha sísmica de Porangatu. As altitudes usadas neste trabalho foram obtidas de cartas topográficas do IBGE e do Ministério do Exército (ver Capítulo 6, item 6.1).

O perfil sísmico foi dividido em seis regiões específicas, segundo o comportamento do relevo e das variações geológicas em superfície. As propriedades de cada uma das regiões de correção foram fundamentadas em observações de campo, somadas a análises dos dados sísmicos coletados e modelados em 1D (Tabela 1.2 e 1.3). Assim, durante a perfuração dos furos para colocação dos explosivos (*h*), foi possível estimar a espessura da camada de intemperismo (*t*), sobre a rocha fresca. Já as velocidades  $V_0$ ,  $V_1$  e  $V_2$  foram calculadas diretamente a partir das seções sísmicas pela determinação das ondas diretas, da primeira e segunda refração, respectivamente, por modelagem em uma dimensão dos alinhamentos de fases P e S.

A correção estática alcançou o valor mínimo de 0,025 s no segmento 2 da seção sísmica P do tiro 2, que possui menor altitude da fonte (*e*). O maior valor de correção nas seções sísmicas de onda P ocorreu no segmento 6 para o tiro 5 e é igual a 0,323 s (Tabela 1.2).

Segmento	Posição em relação ao extremo oeste da linha	Espessura do solo ( <i>t</i> )	Velocidade primeira camada $V_1$ (km/s)	Velocidade segunda camada $V_2$ (km/s)	Valor de Correção estática máximo por segmento
1	0-58 km	0,020 km	5,50	5,90	0,153 s
2	59-109 km	0,020 km	5,40	5,90	0,137 s
3	110-200 km	0,020 km	5,60	6,05	0,160 s
4	201-231 km	0,005 km	4,50	5,80	0,274 s
5	232-279 km	0,010 km	5,00	5,82	0,203 s
6	280-320 km	0,005 km	5,30	5,82	0,323 s

*Datum* (*d*) = 0,200 km; *Profundidade do furo de explosivo* (*h*) = 0,050 km;  
*Velocidade da camada de intemperismo* ( $V_0$ ) = 1,5 km/s;  
Valores constantes: *Altitude do tiro 1* (*e*) = 0,343 km; *Altitude do tiro 2* (*e*) = 0,281 km;  
*Altitude do tiro 3* (*e*) = 0,365 km; *Altitude do tiro 4* (*e*) = 0,345 km;  
*Altitude do tiro 5* (*e*) = 0,668 km; *Altitude do tiro 6* (*e*) = 0,440 km

**Tabela 1.2:** Valores utilizados para cálculo da correção estática traço a traço nas seções sísmicas de onda P. Os resultados são provenientes de análises de campo e modelagem 1D.

A onda cisalhante é menos veloz que a onda compressiva, por isso, há a necessidade de cálculo de correção estática específico para as seções sísmicas S. Para um sólido de Poisson, no qual as constantes de Lamé são iguais e, portanto, a razão de Poisson é 0,25, a velocidade

da onda P é 1,73 vezes maior que a velocidade da onda S (Sheriff e Geldart, 1985). O tempo corrigido mínimo no caso das ondas cisalhantes foi de 0,053 s no segmento 2 para o tiro 2 e máximo no segmento 6 para o tiro 5 igual a 0,540 s (Tabela 1.3).

Segmento	Posição em relação ao extremo oeste da linha	Espessura do solo (t)	Velocidade primeira camada $V_1$ (km/s)	Velocidade segunda camada $V_2$ (km/s)	Valor de Correção estática máximo por segmento
1	0-58 km	0,020 km	2,60	2,90	0,319 s
2	59-109 km	0,020 km	2,35	2,70	0,308 s
3	110-200 km	0,020 km	3,05	3,20	0,302 s
4	201-231 km	0,005 km	2,60	3,10	0,491 s
5	232-279 km	0,010 km	3,15	3,50	0,333 s
6	280-320 km	0,005 km	3,10	3,60	0,540 s

*Datum (d) = 0,200 km; Profundidade do furo de explosivo (h) = 0,050 km;*  
*Velocidade da camada de intemperismo ( $V_0$ ) = 0,7 km/s;*

Valores constantes: *Altitude do tiro 1 (e) = 0,343 km; Altitude do tiro 2 (e) = 0,281 km;*  
*Altitude do tiro 3 (e) = 0,365 km; Altitude do tiro 4 (e) = 0,345 km;*  
*Altitude do tiro 5 (e) = 0,668 km; Altitude do tiro 6 (e) = 0,440 km*

**Tabela 1.3:** Valores utilizados para cálculo da correção estática traço a traço nas seções sísmicas de onda S. Os resultados são provenientes de análises de campo e modelagem 1D.

### 1.3.2 Métodos potenciais

Gravimetria terrestre e magnetometria aérea são ferramentas geofísicas empregadas nesta pesquisa para diminuir ambigüidades e limitações do método de refração sísmica, contribuindo para a delimitação de contatos geológicos, lineamentos e caracterização de corpos em subsuperfície. Os métodos gravimétricos e magnetométricos guardam várias semelhanças entre si e obedecem a Teoria do Potencial, permitindo que transformações lineares semelhantes possam ser aplicadas a ambas (Gunn, 1975; Blakely, 1994). Seus campos físicos são fonte natural passiva sempre presente, pronta para ser medida.

A gravimetria, regida pela lei da gravitação de Newton, permite o estudo de diminutas variações no campo gravitacional terrestre causadas pela distribuição de massas no subsolo, ou melhor, pela presença de rochas de diferentes densidades. Esta pesquisa utiliza os dados de levantamentos gravimétricos terrestres coletados por um grupo extenso de instituições brasileiras (CPRM, IAG/USP, IBGE, OBSIS/UnB). As 4.145 estações gravimétricas utilizadas nesta pesquisa estão entre as latitudes 10° e 16°S e meridianos 51° e 45°W no intuito de formar o panorama geofísico regional da área. As reduções dos dados brutos até

alcançar os valores de anomalia Bouguer usados para interpolação dos mapas foram feitas pelo grupo responsável pelo levantamento. Assim, as informações gravimétricas coletadas ao longo de estradas e nas imediações de marcos de Referência de Nível ou da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira passaram pelas correções de deriva instrumental, maré terrestre, ar-livre e Bouguer (Luiz e Silva, 1995). Os mapas de anomalia Bouguer e outros produtos gerados (derivada vertical de primeira ordem e amplitude do sinal analítico) estão presentes no Capítulo 3.

Para recobrir toda a área em estudo, dois levantamentos aeromagnéticos distintos executados pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) foram somados, Projeto Serra da Mesa e Projeto Geofísico Brasil-Canadá. O método da magnetometria mede distorções locais no campo magnético terrestre geradas pela concentração de minerais magnéticos, normalmente associados a zonas de falha e rochas básicas e ultrabásicas. Os dados dos diferentes levantamentos foram interpolados separadamente e os mapas resultantes de campo magnético total foram unidos para retirada da tendência regional para gerar o campo residual e posterior transformação linear (amplitude do sinal analítico). O processamento e as características de cada levantamento se encontram no Capítulo 3.

Os dados digitais aeromagnéticos foram gentilmente repassados pelo Professor Augusto César Bittencourt Pires, Coordenador do Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade de Brasília (LGA-UnB), que também viabilizou o processamento e tratamento dos dados, disponibilizando computador e *software* (Oasis Montaj 5.1.8).

### **1.5 Sistema geodésico**

Todos os mapas produzidos nesta pesquisa apresentam coordenadas geodésicas com referência ao sistema SAD69 modificado para o Brasil pelo IBGE em 1996.

Seguindo a tendência mundial de adoção de sistema geocêntrico local, o IBGE está promovendo a transição deste sistema para novo padrão brasileiro denominado Sistema de Referência Geocêntrico da América do Sul – SIRGAS. Contudo, enquanto sua implementação e ampla divulgação não são alcançadas, esta pesquisa se manterá fiel ao sistema de referência SAD69/Brasil.

## Contexto geológico

**2.1 Introdução**

A Província Tocantins é um extenso orógeno neoproterozóico gerado pela colisão entre três grandes blocos continentais representados pelos crátons Amazônico, São Francisco/Congo e Paranapanema, o último recoberto pela bacia do Paraná e comprovadamente necessário às reconstruções do Gondwana e Rodinia (Mantovani e Brito Neves, 2005) (Figura 2.1). A província compreende três faixas dobradas: faixas Brasília, Araguaia e Paraguai. As faixas Araguaia e Paraguai aparecem no extremo ocidental, na borda do Cráton Amazônico, respectivamente no limite sul e leste. A Faixa Brasília, escopo desta pesquisa, representa o flanco oriental da província, bordejando o oeste do Cráton do São Francisco. Apresentando características como *melange* ofiolítica preservada, rochas calcialcalinas de ambiente de arco, granitos colisionais do tipo-S e duplexação em escala regional com vergência para leste, indicando transporte tectônico, esta faixa representa o mais bem preservado cinturão orogênico neoproterozóico de nosso país (Pimentel *et al.*, 2000).

A orogênese brasileira é diacrônica sobre grande parte das províncias do nosso continente, mas o evento principal ocorreu entre 640-600 Ma, com granitogênese pós-tectônica entre 590-570 Ma (Fuck *et al.*, 2001b).

A Faixa Brasília apresenta exposições de ortognaisses, granitóides, granulitos, seqüências vulcano-sedimentares e complexos acamadados de várias idades e origens (figura 2.2) e ordenados de maneira simplificada nos domínios geológicos da figura 2.3.

**2.2 Faixa Brasília**

A porção central da Faixa Brasília é resumida nos seguintes domínios: i) Terrenos arqueanos granito-*greenstone* de Crixás-Goiás, interpretados como bloco continental alóctone que divide o Arco Magmático de Goiás em dois subdomínios (Arenópolis e Mara Rosa) e expõem ortognaisses de composição tonalito-granodiorito associados a derrames ultramáficos com textura *spinifex*, metabasaltos e rochas metassedimentares (canto inferior esquerdo da figura 2.3); ii) embasamento síalico paleoproterozóico do cinturão de dobras e empurrões representado pelos terrenos de ortognaisses Almas-Natividade com algumas unidades supracrustais (canto superior direito da figura 2.3); iii) complexos máfico-ultramáficos

acamadados de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava associados a seqüências vulcano-sedimentares de Indaianópolis, Juscelândia e Palmeirópolis, respectivamente; iv) rochas juvenis neoproterozóicas do Arco Magmático de Goiás, representadas na figura 2.3 pelo subdomínio setentrional de Mara Rosa. O arco de Mara Rosa é identificado por exposições de ortognaisses de composição diorito a tonalito, intercaladas com estreitas seqüências supracrustais orientadas N-NE e intrudidos por magmatismo pós-orogênico bimodal, acompanhando evento de soerguimento na região (Junges *et al.*, 2002); v) núcleo metamórfico de alto grau representado pelos granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu, bordejando os terrenos arqueanos de Crixás-Goiás; e vi) espessas seqüências sedimentares e metassedimentares representadas pelos grupos paleo/mesoproterozóicos Araí e Serra da Mesa, neoproterozóicos Paranoá, Canastra, Araxá, Ibiá, Vazante e Bambuí, o último depositado sobre o embasamento do Cráton São Francisco (Pimentel *et al.*, 2000).



**Figura 2.1:** Delimitação dos principais crátons dentro do território brasileiro sobre a superfície topográfica (Alkmim, 2004). A linha tracejada no extremo inferior esquerdo delimita o Cráton Rio de La Plata recoberto pela Bacia do Paraná. Mantovani e Brito Neves (2005) chamam este bloco soterrado de Paranapanema e apresentam evidências geofísicas de sua existência.

As espessas seqüências sedimentares e metassedimentares foram ordenadas tectonicamente segundo estudos isotópicos de Nd e proveniência dos sedimentos detríticos (Pimentel *et al.*, 2001) da seguinte forma: 1,2-0,9 Ga deposição dos grupos Paranoá e Canastra em ambiente de margem passiva; 0,9-0,8 Ga deposição do Grupo Vazante no topo da seqüência de margem continental passiva; 0,9-0,7 Ga deposição dos grupos Araxá e Ibiá em ambiente de ante-arco e retro-arco; <0,8 Ga, no período de acreção do arco ao continente,

há a deposição do Grupo Bambuí pela erosão do orógeno; e cerca de 0,6 Ga, no final do fechamento oceânico, há a deformação dos grupos Araxá, Ibiá e Bambuí em dobras e estruturas de baixo ângulo, rampas e patamares (duplexes), vergentes para o Cráton do São Francisco.

### **2.2.1 Arco Magmático de Goiás**

O Arco Magmático de Goiás compõe, junto com a Faixa Araguaia e as rochas do Maciço de Goiás, a maior parte das exposições atravessadas pela linha sísmica (figura 2.3). Recentemente, dados isotópicos apontam que o arco de ilhas se formou em dois episódios de formação crustal durante o Neoproterozóico em torno de 890-790 Ma e 670-615 Ma (Laux *et al.*, 2005).

Os terrenos do Arco Magmático de Goiás são testemunho da fase pré-colisional, com características geoquímicas e isotópicas similares aos modernos arcos de ilha em ambientes de margem ativa. O arco consiste em estreitas faixas de rochas metavulcânicas e metassedimentares separadas por ortognaisses de composição diorito a granito, freqüentemente milonitizados (Pimentel *et al.*, 2000, Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004).

Aparentemente o arco experimentou duas fases de metamorfismo com características distintas: i) alta P/T entre 760-730 Ma atribuído à provável colisão do arco com o Cráton do São Francisco; e ii) baixa P/T entre 610-600 Ma, marcando fechamento da bacia oceânica existente entre os crátons Amazônico e São Francisco (Junges *et al.*, 2002).

Fuck e colaboradores (2001a) apresentaram as primeiras evidências da continuação do arco para norte, adentrando o estado de Tocantins, com base em datações U-Pb e assinaturas Sm-Nd de tonalito gnaisse e granito próximo a Santa Rosa do Tocantins, com idade de cristalização neoproterozóica (ca. 850 Ma), idade modelo  $T_{DM}$  de 1,3 Ga e valores  $\epsilon Nd(t)$  positivos.

### **2.2.2 Maciço de Goiás**

O Maciço de Goiás, também denominado Maciço Mediano de Goiás ou Maciço Central de Goiás, se apresenta como uma região de embasamento pré-Neoproterozóico com dimensões restritas dentro de faixa móvel brasileira. Esta unidade tectônica é composta de blocos com idades e significados geotectônicos distintos (Bizzi *et al.*, 2001).

Na porção atravessada pela linha sísmica o Maciço compreende seqüências metassedimentares do Grupo Serra da Mesa, deformadas e metamorfizadas sob condições de

fácies anfíbolito, envolvendo o Granito Serra da Mesa (Marini *et al.*, 1977). Estas rochas metassedimentares sobrepõem-se a terrenos gnáissicos paleoproterozóicos (Pimentel *et al.*, 1997).

Os terrenos arqueanos se restringem a seqüências vulcanossedimentares tipo *greenstones* associadas a intrusões de composição tonalito-trondjemito-granodiorito (TTG) na região a sul da linha sísmica, entre as cidades de Crixás e Goiás. Um dos grandes complexos máfico-ultramáficos acamadados tangencia o extremo leste da linha sísmica de Porangatu, é o Complexo de Cana Brava, associado à seqüência vulcanossedimentar de Palmeirópolis (figura 2.3).

Os complexos acamadados são constituídos por dois sistemas magmáticos distintos: i) na porção oriental está a série inferior (gabronoritos, peridotitos e piroxenitos), composta por intrusões neoproterozóicas alojadas e contaminadas por crosta continental mais antiga; ii) a série superior (gabro, anfíbolito, troctolito e anortosito) localizada na porção ocidental está associada a rochas metavulcanossedimentares com cerca de 1,25 Ga (Seqüência Palmeirópolis), apresentadas como remanescentes de uma fase rifte continental, transicionando para formação de crosta oceânica (Pimentel *et al.*, 2004).

As rochas do arco estão empurradas sobre o Maciço de Goiás, marcando a Falha Rio dos Bois, uma zona de cisalhamento de direção preferencial NE em forma de “cunha” em mapa, responsável pela remobilização de fluidos e acumulação do ouro nos depósitos de Chapada, Zacarias, Posse e Bom Jardim de Goiás (Ramos Filho *et al.*, 2003). O complexo acamadado de Cana Brava e a seqüência vulcanossedimentar associada de Palmeirópolis estão envoltos por coberturas metassedimentares dos grupos Serra da Mesa e Paranoá. Extensos plútons graníticos anorogênicos mineralizados em estanho, como os granitos Serra da Mesa e Serra Dourada, de idade mesoproterozóica, aparecem rodeados pelo espesso pacote de quartzitos e mica xistos do Grupo Serra da Mesa, sem evidências claras de serem estas as encaixantes das intrusivas (Dardenne, 2000).

### **2.2.3 Cinturão de dobras e empurrões**

O cinturão de dobras e empurrões constitui a porção transicional da Faixa Brasília, dispendo-se longitudinalmente ao longo da margem oeste do Cráton do São Francisco (Fuck *et al.*, 1994; Berrocal *et al.*, 2004a; Soares *et al.*, 2005). No segmento norte da Faixa Brasília, alcançado pelo extremo oriental da linha sísmica (figura 2.3), o cinturão de dobras e empurrões compreende unidades metassedimentares de baixo grau de margem continental passiva do Grupo Paranoá (Neoproterozóico) e seqüência rifte do Grupo Araí, bem como

extensas exposições de seu embasamento de ortognaisses (Dardenne, 2000, Pimentel *et al.*, 2000, Fuck *et al.*, 2001a).

O embasamento das rochas supracrustais aflora a nordeste do perfil sísmico, como um bloco siálico paleoproterozóico (Fuck *et al.*, 2001a) nas imediações de Natividade e Dianópolis, estendendo-se até Cavalcante. Estes terrenos são compostos por unidades granito-gnaissicas e seqüências vulcanossedimentares da Formação Ticunzal, que, por sua maior resistência, funcionaram como um anteparo tectônico e impediram o intenso dobramento das rochas sedimentares depositadas sobre elas (Dardenne, 2000).

O Grupo Araí apresenta espesso pacote de sedimentos detríticos intercalados com rochas vulcânicas máficas e félsicas, estas datadas em 1,77 Ga (Pimentel *et al.*, 2000), depositados em sistema rifte e rochas pelito-carbonatadas da seqüência pós-rifte (Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004).

Depositado em discordância heterolítica sobre o Grupo Araí, o Grupo Paranoá aparece como importante unidade litoestratigráfica marcando o topo da seqüência de margem passiva composta por sedimentos arenosos, argilosos e argilo-carbonatados. As rochas do Grupo Paranoá apresentam mais ao sul, na região próxima do Distrito Federal, um estilo estrutural de dobras e cavalgamentos em nível crustal raso com vergência para leste, sendo que o metamorfismo vai de incipiente à fácies xisto verde baixo em direção ao oeste (Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004).

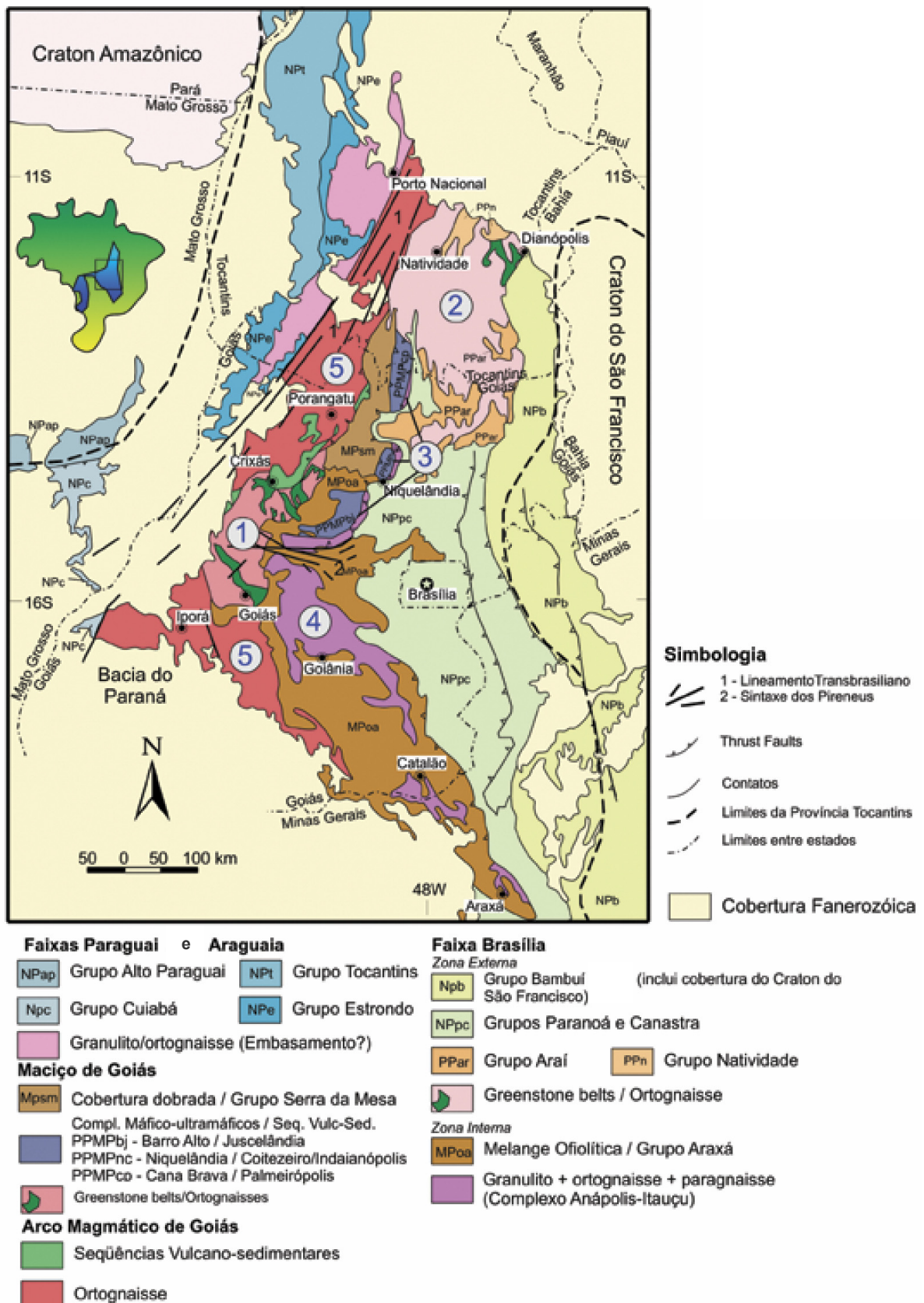
### **2.3 Faixa Araguaia**

No extremo oeste da linha sísmica, a Faixa Araguaia se destaca pela vergência para o Cráton Amazônico e aumento do grau metamórfico nas coberturas sedimentares, predominantemente clásticas, de metamorfismo incipiente a fácies anfíbolito em direção à Faixa Brasília. Subordinadas às coberturas sedimentares e metasedimentares (ortoquartzitos, metaconglomerados, xistos, calci-xistos, ardósias, metassiltitos, metagrauvas e metarcósios), são encontradas em pequena proporção lentes carbonáticas e rochas máficas e ultramáficas (clorita xistos, talco xistos, serpentinitos, metabasaltos) além de corpos graníticos. A evolução da faixa é conexas ao evento termo-tectônico Brasileiro (Ussami e Molina, 1999; Alvarenga *et al.*, 2000).

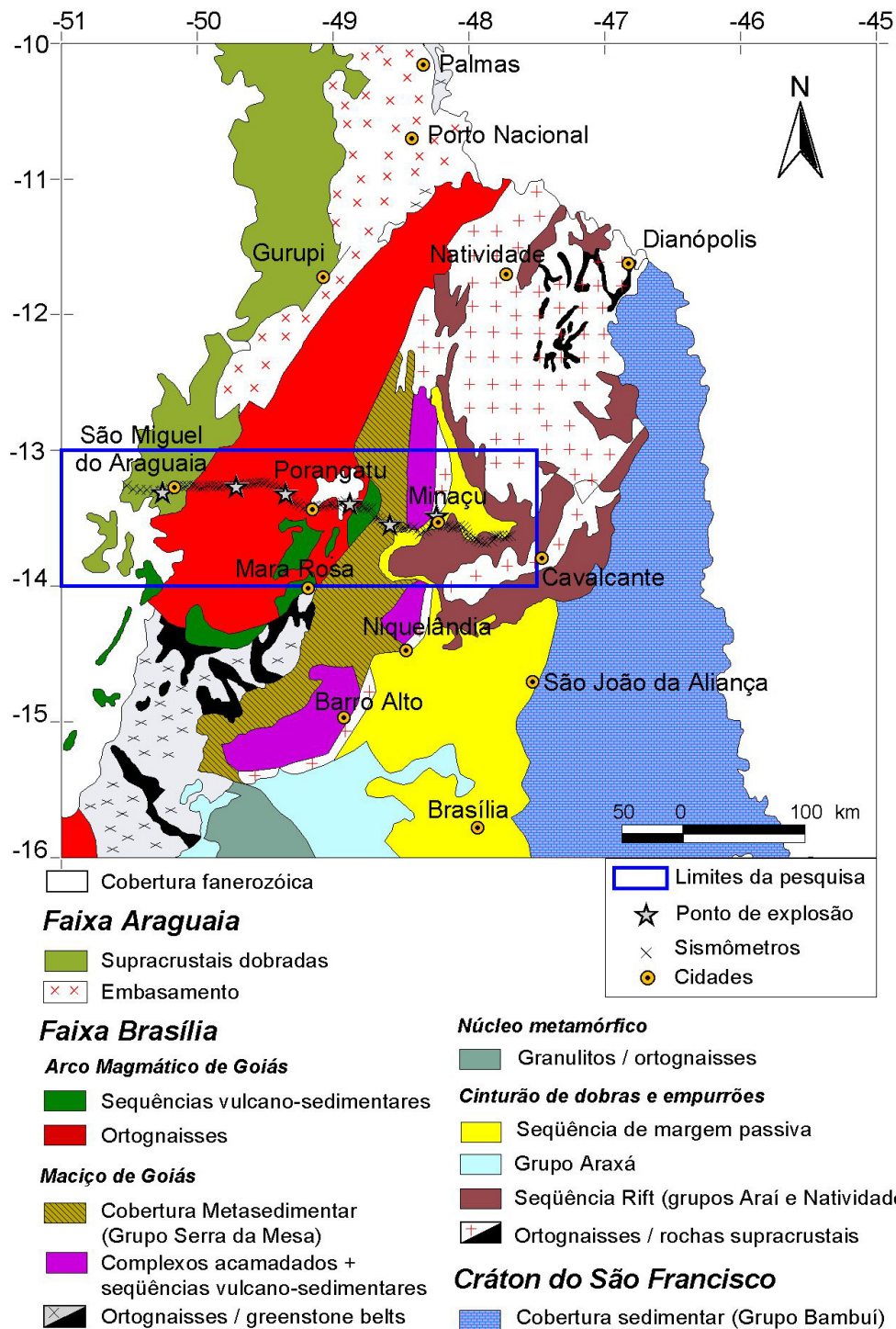
O desenvolvimento da Faixa Araguaia coevo ao evento Brasileiro é confirmado por datações Pb/Pb de grãos de zircão encontrados em veios graníticos intrusivos nas rochas metasedimentares, delimitando idades de deformação entre 498 e 583 Ma (Moura e Gaudette, 1993).



A Faixa Araguaia apresenta *nappes* ofiolíticas, enquanto a Faixa Brasília possui mélanges ofiolíticas (Grupo Araxá Sul) e rochas de arco magmático que suportam reconstruções tectônicas nas quais o Cráton Amazônico estaria separado do Cráton do São Francisco/Congo por um largo oceano Brasilides (Pimentel *et al.*, 2004).



**Figura 2.2:** Contexto geológico da porção central da Província Tocantins. 1- Bloco arqueano de Crixás-Goiás; 2- Terrenos paleoproterozóicos de Almas-Natividade; 3- Complexos máfico-ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, seguindo de norte para sul; 4- Complexo granulítico Anápolis-Itaçu; 5- Arco Magmático de Goiás, respectivamente Mara Rosa a norte e Arenópolis a sul (Extraído de Pimentel *et al.*, 2004).



**Figura 2.3:** Detalhe do mapa geológico da Província Tocantins com destaque para a representação da linha de refração sísmica profunda de Porangatu (Modificado de Fuck, 1994). A linha se inicia a oeste sobre a Faixa Araguaia, composta principalmente por rochas metassedimentares com vergência para o Cráton Amazônico. Depois, cruza os terrenos de ortognaisse com intercalações estreitas de rochas supracrustais de direção N-NE do Arco Magmático de Goiás até alcançar o Maciço de Goiás. A Falha Rio dos Bois divide estas unidades marcando o empurrão do arco sobre o Maciço de Goiás. O Maciço de Goiás é representado por exposições da cobertura metassedimentar do Grupo Serra da Mesa, seqüência vulcanossedimentar de Palmeirópolis e rochas do Complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava. O extremo leste da linha marca o início do cinturão de dobras e empurrões representados pelo Grupo Paranoá e seqüência rifte do Grupo Araí.

### 3.1 Refração sísmica

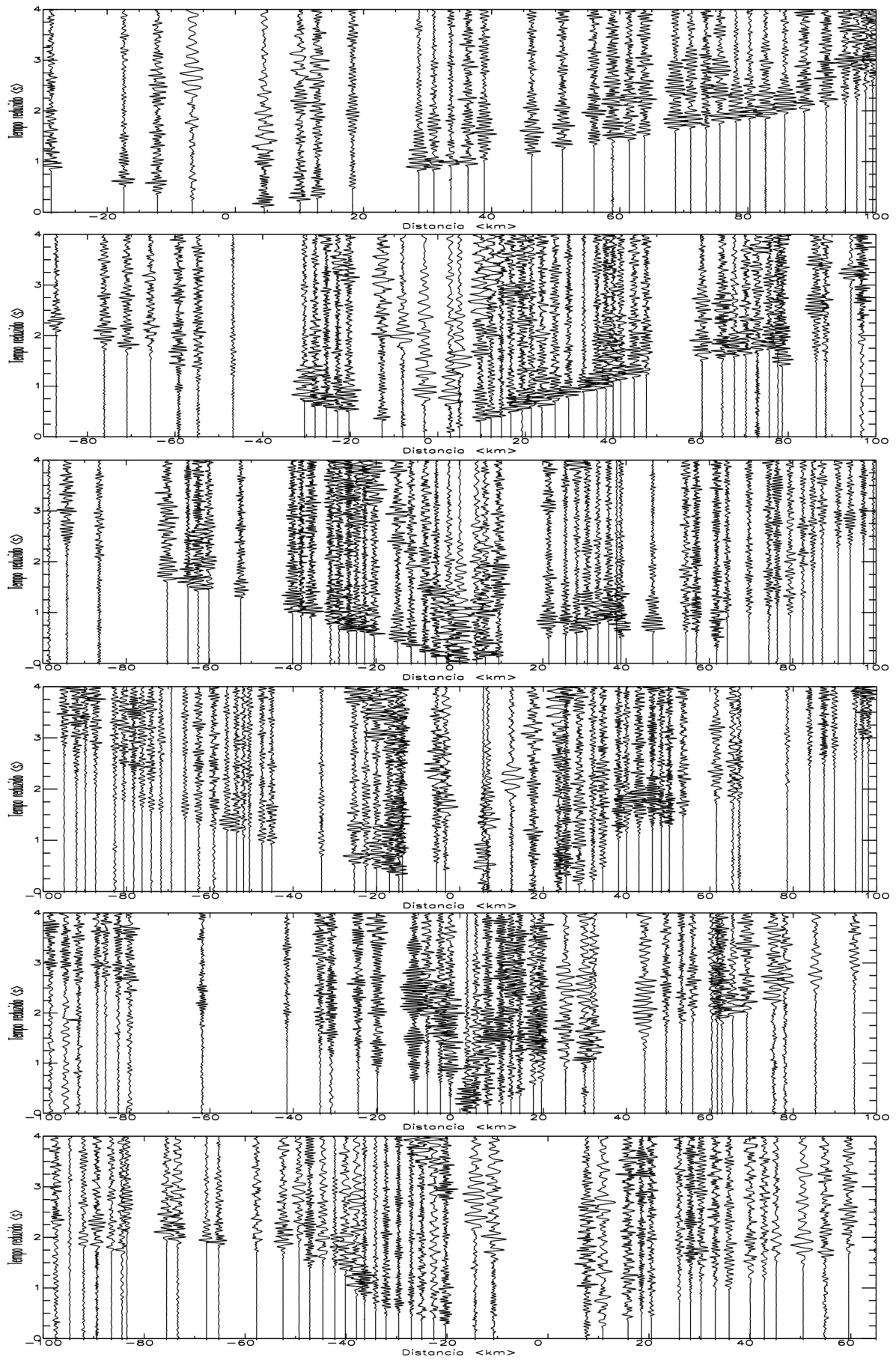
A correção de elevação e intemperismo foi realizada para os traços sísmicos. Os valores de correção de tempo foram retirados traço a traço, de acordo com as formulações da correção estática apresentada no tópico 1.3.1.4.

Em seguida, foram montadas seções sísmicas P e S reduzidas com velocidade de 7 km/s para as seções P e de 4 km/s para as seções S, segundo relação  $V_p/V_s$  de 1,75. O eixo do tempo obedeceu à relação inversa ( $T_s/T_p=1,75$ ) com valores de 4 segundos para as seções P e de 7 segundos para as seções S (figuras 3.1 e 3.2).

As seções sísmicas das ondas P são de boa qualidade com primeiras chegadas nítidas, apresentando alinhamento de fases suaves para as seções dos tiros 1, 2, 3-oeste, 4-oeste, 5 e 6-leste (Fig. 3.1). O alinhamento das primeiras quebras é perturbado pela presença de anomalias de alta e baixa velocidade identificadas pelo adiantamento e atraso nas primeiras chegadas das seções dos tiros 2-leste (intervalo 80 a 100 km), 3-leste (intervalo de 40 a 100 km), 4-leste (intervalo 0 a 60 km) e 6-oeste (intervalo -80 a -40 km). As seções 4-oeste e 5-oeste apresentam diminuição abrupta na amplitude das primeiras chegadas em distâncias acima de 80 km em relação ao tiro.

As ondas S são fases internas nos sismogramas o que faz com que as seções S sejam mais ruidosas que as seções P, dificultando a determinação das primeiras chegadas S (figura 3.2). Além disso, as fases S são melhor identificadas nos componentes horizontais e os dados analisados possuem registro somente vertical. Para amenizar esta dificuldade, as seções P são utilizadas como guia na determinação das primeiras chegadas das ondas S. É possível observar a semelhança de alinhamento das fases P com as fases S superpondo as seções, como a apresentada nas Figuras 3.1 e 3.2. A correspondência entre os alinhamentos P e S será exato quando a razão de velocidades P e S ( $V_p/V_s$ ) for de 1,75.

A visualização dos alinhamentos das chegadas de ondas S e sua superposição com o alinhamento P são muito claras para as seções sísmicas dos tiros 1 e 6-oeste, nos quais a chegada da onda S é tão nítida que poderia ser marcada sem o auxílio da seção P. Nos tiros 2, 3, 4, 5-oeste e 6-leste, o alinhamento das fases S, apesar de não ser tão nítido, é visível, sendo a superposição das seções S com a P bem consistente. O tiro 5-leste apresenta seção sísmica S ruidosa e com menor correlação com a seção P no intervalo de 0 a 40 km a leste do tiro.



**Figura 3.1:** Seções sísmicas de 1 a 6, ordenadas respectivamente de cima para baixo, reduzidas com velocidade de 7 km/s para ondas compressivas (P) filtradas na banda passante de 1-20 Hz.

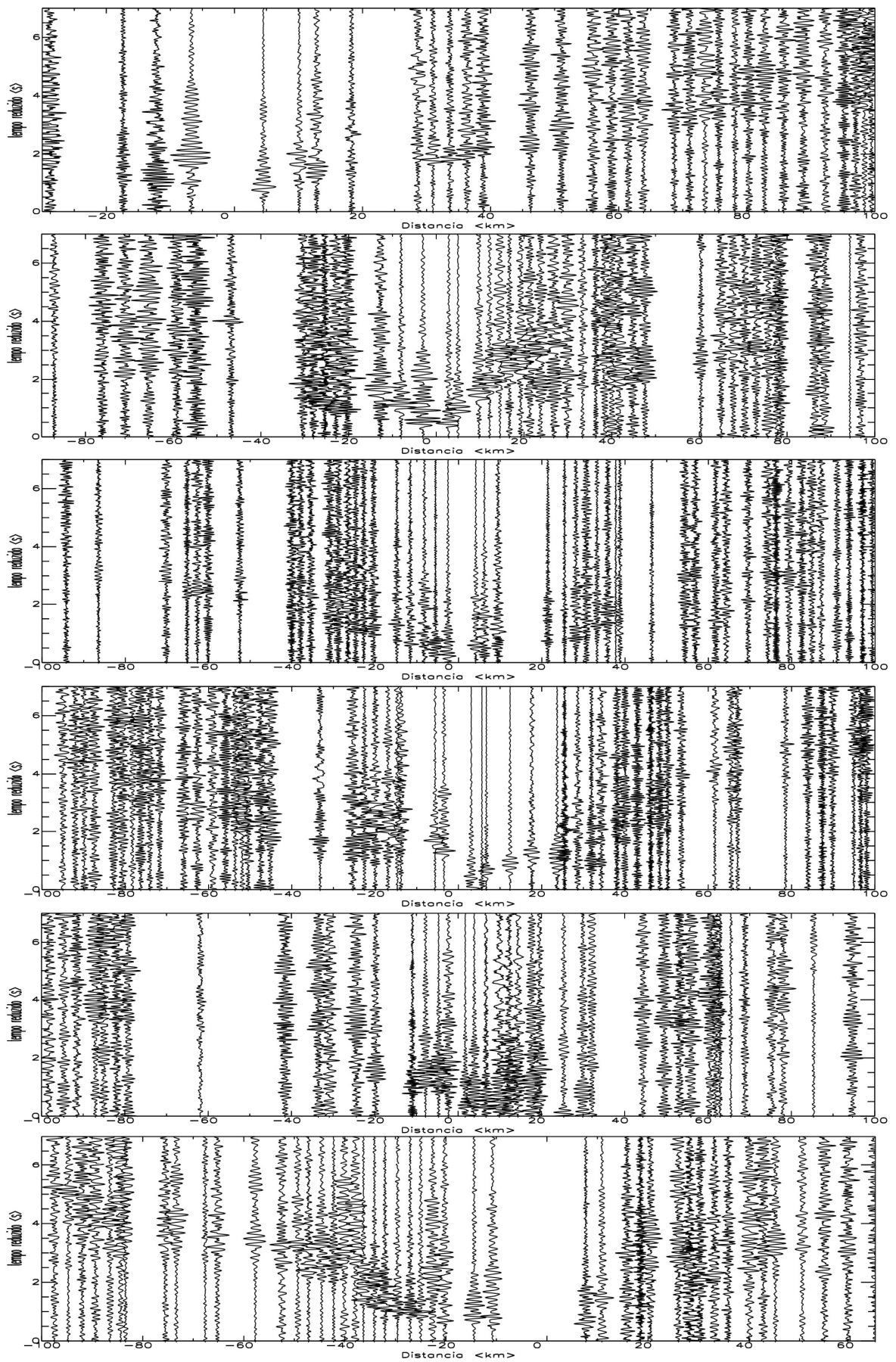


Figura 3.2: Seções sísmicas de 1 a 6, ordenadas respectivamente de cima para baixo, reduzidas com velocidade de 4 km/s para ondas cisalhantes (S) filtradas na banda passante de 1-10 Hz.

### 3.1.1 Modelagem 1D

A modelagem 1D considera meios com interfaces plano paralelas e variação vertical de velocidade por camada. Neste trabalho a modelagem 1D foi realizada com o programa *TVEL* que, devido a simplicidade e rapidez no manuseio, fez da modelagem 1D uma etapa importante na obtenção do modelo sísmico inicial da crosta superior sob a linha de Porangatu.

O banco de dados utilizado para a modelagem é composto pelo tempo da primeira quebra lido em cada traço sísmico. O conjunto das leituras de tempo em função da distância com o tiro formam os alinhamentos relacionados às ondas direta e refratada. Cada tiro é subdividido em dois segmentos, um oeste e outro leste, os quais foram analisados separadamente na modelagem 1D.

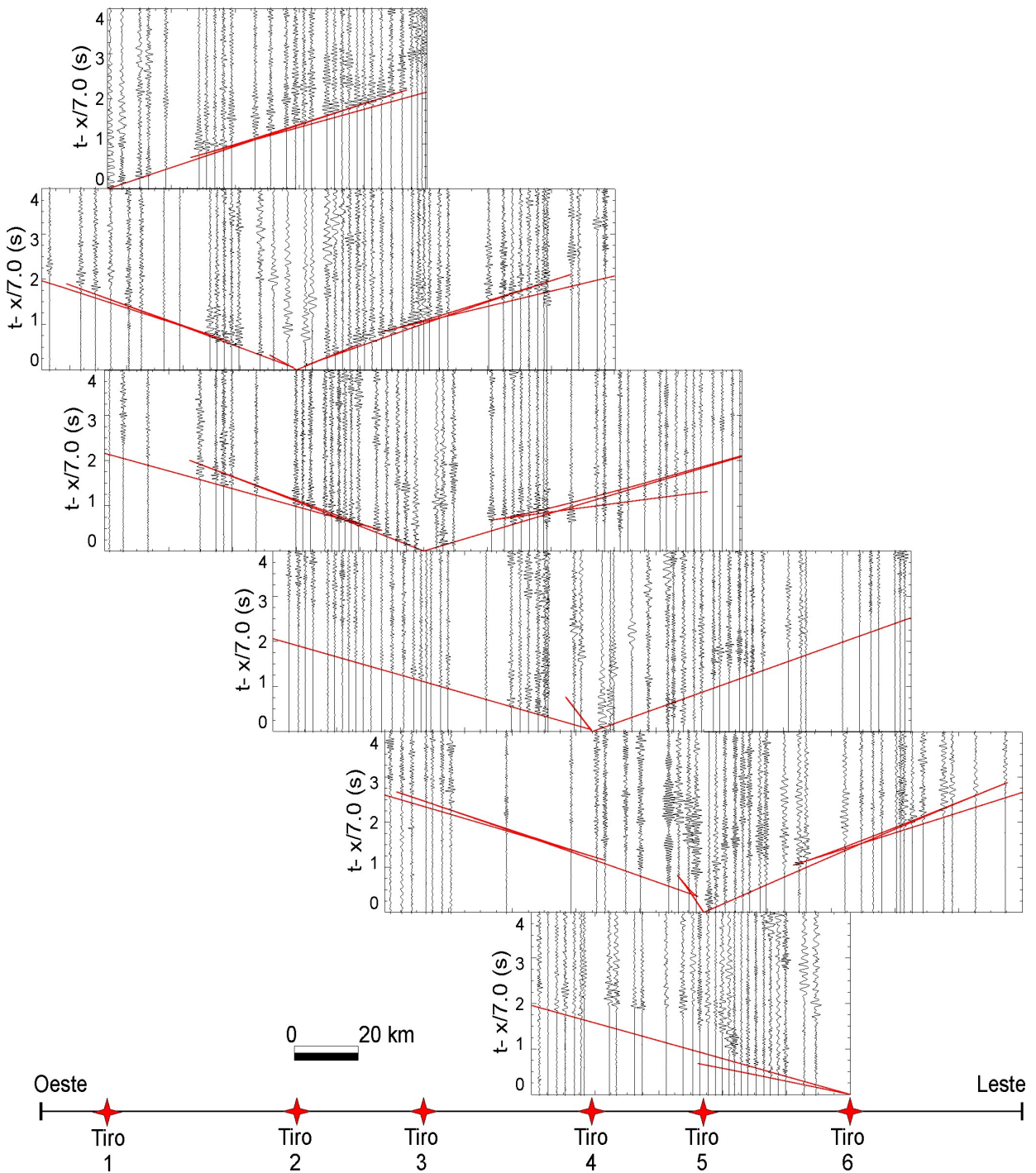
A Figura 3.3 mostra as curvas tempo-distância sintéticas da modelagem 1D sobrepostas às seções sísmicas das ondas P dos tiros 1 a 6 da linha de Porangatu ordenados espacialmente, enquanto a Figura 3.4 apresenta a análise para as ondas S, também organizada espacialmente. Os resultados numéricos da modelagem são apresentados na Figura 3.5 e na Tabela 3.1.

A modelagem em uma dimensão resolve satisfatoriamente a parte oeste da linha de Porangatu, apresentando modelo com uma camada e mostrando alinhamento das fases das ondas diretas, como primeira quebra, até aproximadamente 50 km de distância do tiro e das ondas refratadas, como primeira quebra, a partir dos 50 km.

Em geral, o ajuste 1D é bom para os tiros 1, 2, 3-oeste, 4-oeste e 5. O tiro 1 é o melhor exemplo do ajuste em uma dimensão, onde as ondas direta, refratada e refletida estão claramente identificadas e modeladas (figura 3.3). Nos tiros 2, 4-oeste e 5-oeste, uma camada rasa com profundidade média respectiva igual a 300 m, 100 m e 900 m, foi adicionada para responder às primeiras chegadas nos receptores muito próximos à explosão (figura 3.3 e Tabela 3.1).

Na parte leste do perfil sísmico, no entanto, as variações laterais de velocidade, caracterizadas pelo adiantamento e atraso nas primeiras chegadas, tornam a modelagem 1D sem significado. São os casos dos tiros 3-leste, 4-leste e 6-oeste. O intervalo de adiantamento e retardo das primeiras quebras nas seções sísmicas dos tiros 2-leste, 3-leste, 4-leste e 6-oeste se manifesta sempre no mesmo lugar (figura 3.3), determinando a zona de velocidades anômalas. A zona de velocidades anômalas é evidentemente uma variação lateral do meio que se caracteriza por ocupar a mesma posição geográfica em relação a todos os tiros. Os terrenos de velocidade anômala são descritos geologicamente em superfície como: i) corpo circular de anortosito com cerca de 10 km de diâmetro, aflorante a nordeste do tiro 4 (Sá, 1987); ii) batólito granítico Serra Dourada, vizinho ao anortosito e localizado a leste do tiro 5; iii)

rochas do Complexo acamadado de Cana Brava e sua seqüência metavulcanossedimentar a oeste do tiro 6. As assinaturas magnéticas e gravimétricas ajudaram também na interpretação e delimitação destes terrenos envolvidos na zona de velocidade anômala.

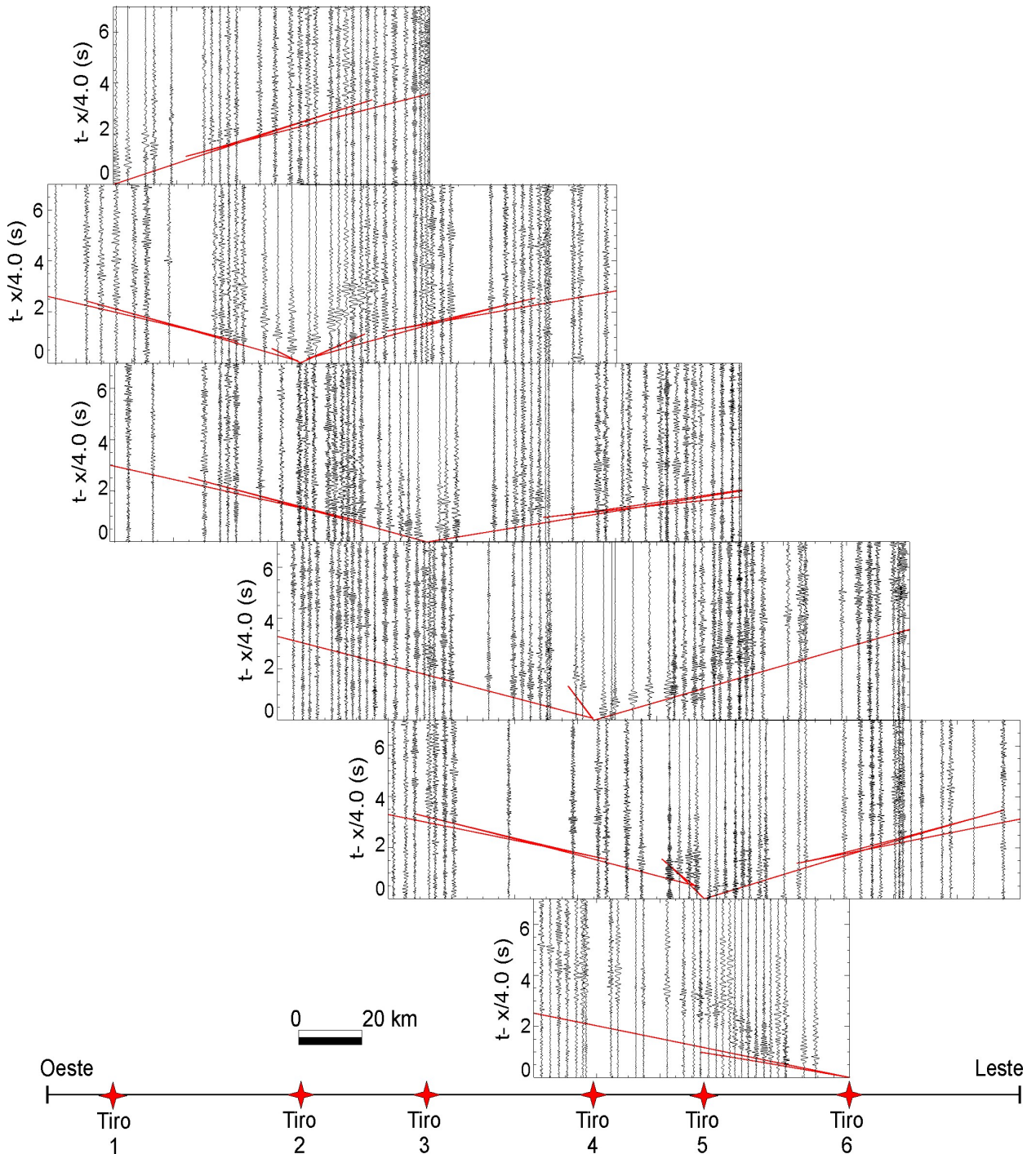


**Figura 3.3:** Seções sísmicas conjuntas para fases Primárias, filtradas com freqüência 1 a 20 Hz, sobrepostas pelas retas modeladas em uma dimensão no programa TVEL e reduzidas com velocidade de 7 km/s. As retas vermelhas mostram ajuste com as primeiras quebras dos sismogramas. Os tiros estão ordenados de cima para baixo, respectivamente, de 1 a 6.

Na seção sísmica do tiro 5 a anomalia de alta velocidade relativa ao anortosito não se manifesta. A linha sísmica sofre deslocamento de aproximadamente 10 km para sul a leste do



tiro 4 (figura 1.2), deixando o anortosito fora do percurso da frente de onda emitida pela fonte explosiva localizada no tiro 5.



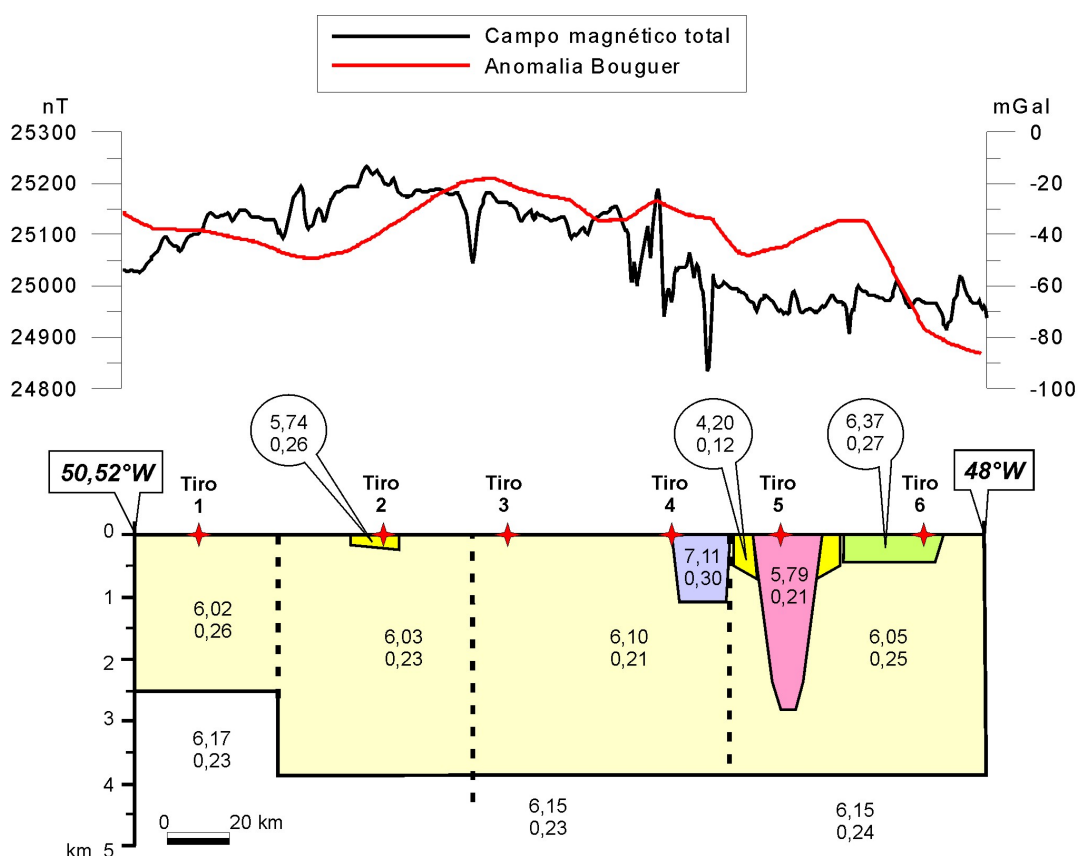
**Figura 3.4:** Seções sísmicas conjuntas para fases Secundárias filtradas com frequência 1 a 10 Hz, sobrepostas pelas retas modeladas em uma dimensão no programa TVEL e reduzidas a velocidade de 4 km/s. As retas vermelhas mostram ajuste com as primeiras quebras dos sismogramas. Os tiros estão ordenados de cima para baixo, respectivamente, de 1 a 6 com eixo das ordenadas de 0 a 7 s e das abscissas de -100 a 100 km, menos para os tiros 1, 2 e 6.

A modelagem 1D das ondas S utilizou o modelo resultante da modelagem P, ou seja, as interfaces mapeadas nas seções sísmicas de onda P foram mantidas para as ondas S,

determinando as velocidades das ondas S para cada tiro (figura 3.4 e Tabela 3.1). A modelagem 1D das ondas S seguiu o comportamento da modelagem das ondas P, conseguindo ajuste bom para a porção oeste da linha nos tiros 1, 2, 3-oeste, 4-oeste e 5 (Figura 3.4). Nas seções sísmicas em que o adiantamento e retardo das primeiras chegadas das ondas S se manifestaram, a modelagem 1D das ondas S também não teve significado (tiros 3-leste, 4-leste e 6-oeste).

A combinação dos modelos 1D obtidos gerou o modelo 2D inicial com aproximados 2,5 km de profundidade no extremo oeste da linha abaixo do tiro 1, passando por um degrau entre o tiro 1 e 2 para uma interface profunda plana paralela com profundidade em torno de 3,8 km. Contudo, as incertezas da interface deste modelo na porção central da linha eram grandes, devido à interferência das anomalias rasas de velocidade.

A análise sísmica 1D, junto com os dados potenciais, possibilitou a primeira individualização composicional de segmentos crustais rasos baseados em  $V_p$  e  $V_p/V_s$  para a linha de refração sísmica de Porangatu (Melo *et al.*, 2005, Anexo II) (figura 3.5).



**Figura 3.5:** Modelo 2D preliminar baseado nas análises sísmicas da modelagem 1D. Apesar do grau de incerteza na determinação da interface refratora na porção centro-leste da linha sísmica, o modelo apresentou consistência na individualização de segmentos crustais rasos com diferentes valores de  $V_p$  e  $V_p/V_s$  (Melo *et al.*, 2005).

				tiro 1 leste			
Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs	Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs
				0,0	6,00	3,43	1,75
				2,7	6,04	3,46	1,75
				2,7	6,15	3,54	1,74
				6,0	6,18	3,57	1,73
				tiro 2 leste			
Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs	Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs
				0,0	5,82	3,27	1,78
				0,4	5,84	3,28	1,78
				0,4	5,96	3,51	1,70
				4,0	6,05	3,58	1,69
				4,0	6,26	3,68	1,70
				9,0	6,27	3,69	1,70
				tiro 3 leste			
Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs	Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs
				0,0	6,10	3,70	1,65
				4,1	6,14	3,72	1,65
				4,1 *	6,56	3,80	1,73
				6,0 *	6,60	3,82	1,73
				tiro 4 leste			
Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs	Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs
				0,0 **	5,94	3,50	1,70
				2,5 **	5,96	3,51	1,70
				tiro 5 leste			
Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs	Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs
				0,0	5,75	3,47	1,66
				4,2	5,84	3,53	1,66
				4,2	6,05	3,64	1,66
				6,0	6,06	3,65	1,66
				tiro 6 leste			
Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs	Profundidade	Vp	Vs	Vp/Vs
				0,0 *** <sup>1</sup>	6,35	3,68	1,73
				1,5 *** <sup>1</sup>	6,40	3,71	1,73
				0,0 *** <sup>2</sup>	6,15	3,63	1,69
				5,5 *** <sup>2</sup>	6,20	3,66	1,69

Observações:

\* - Análise sem significado. Estimativa de profundidade do provável refrator abaixo da zona anômala, definida por ondas refletidas com grande amplitude no ponto crítico.

\*\* - Análise sem significado. Estimativa de velocidade do pacote de rocha em contato lateral com a anomalia de alta velocidade.

\*\*\*<sup>1</sup> - Velocidade direta rasa atribuída à camada próxima ao tiro 6.

\*\*\*<sup>2</sup> - Análise sem significado. Estimativa de velocidade da interface refratora abaixo da zona anômala.

**Tabela 3.1:** Quadro com o resultado da modelagem em uma dimensão ilustrado nas figuras 3.3 e 3.4. Os dados mostram a profundidade de topo e base de cada camada com suas respectivas velocidades variando segundo um gradiente suave. A linha tracejada marca posição de interfaces refradoras.

### 3.1.2 Modelagem 2D

A modelagem 2D considera variações verticais e laterais da velocidade em seus cálculos e, em tese, deve acomodar o tempo de trânsito de todas as seções sísmicas em um único modelo.

A modelagem em duas dimensões foi realizada com o pacote de traçado de raios *SEIS88* (Cervený *et al.*, 1977; Cervený e Psencík, 1978) que acomoda meios complexos e não necessita de computadores potentes. O programa funciona a partir de dois arquivos de entrada, um contendo as leituras de fases P ou S, traço a traço, e o outro descrevendo as interfaces e a distribuição de velocidades no meio (Anexo I).

O primeiro arquivo de entrada referente às leituras P e S possui formato XY, onde X é a distância do receptor ao tiro, em quilômetros, e Y o tempo que a frente de onda gastou para partir da fonte e percorrer o meio até o receptor, em segundos. O segundo arquivo de entrada descreve as interfaces do modelo em formato XYZ, onde X é a posição horizontal no terreno, Y é a profundidade e Z é o tipo de ponto de cruzamento. A distribuição de velocidade é feita também em formato XYZ, onde X e Y são posição e Z é o valor de velocidade em km/s, formando uma malha estabelecida pelo usuário. A malha de velocidades estabelecida apresenta amostragem densa de um ponto a cada 18 km para a primeira camada e espaçada com um ponto a cada 79 km para a segunda camada

O modelo 2D inicial foi construído baseado na análise dos tiros modelados 1D em pares, compondo arranjo de tiros direto e reverso (Ackermann *et al.*, 1986). O modelo inicial apresentava uma camada plana horizontal com degrau de aproximados 1,3 km entre o tiro 1 e o tiro 2, marcando a mudança de interface refratora rasa com 2,5 km para profunda com 3,8 km no sentido leste (figura 3.4). O processamento 2D aprofundou um pouco as interfaces e diminuiu o degrau para 700 m entre os tiros 1 e 2, passando a interface de 3,5 km de profundidade no extremo oeste para 4,2 km. Para ajustar a porção leste do perfil foi necessário a colocação de outro degrau entre os tiros 4 e 5, marcando a transição íngreme da interface para cerca de 6,5 km de profundidade (figura 3.18).

Apesar da possibilidade de construção de modelos complexos, optou-se por um modelo com uma camada com oscilação suave de profundidade e sem a delimitação física dos corpos com velocidades anômalas. Esta opção resultou de testes com diferentes modelos, nos quais os corpos anômalos foram fisicamente colocados. Foi observado que a presença física das anomalias no modelo criava alinhamentos sem correlação com as seções sísmicas, além de regiões de sombra, onde nenhuma onda sísmica alcançava os receptores. Dessa forma, as mudanças de velocidade nas regiões anômalas foram consideradas como variações na malha

de velocidade. As discontinuidades foram indicadas com adensamento na malha de velocidade, colocando muito próximas velocidades contrastantes representativas das mudanças horizontais de terreno. O resultado foi mais adequado para a solução do banco de dados da pesquisa, pois originou curvas contínuas e suaves para as ondas diretas, refletidas e refratadas.

Devido à falta de alinhamento dos sensores e pontos de tiro (figura 1.2), foi necessária a construção de três malhas de velocidades para ondas P e, conseqüentemente, três para ondas S para modelar as anomalias rasas de velocidade. A primeira malha de velocidades respondeu aos tiros 1, 2, 3 e 6 (figuras 3.6, 3.8, 3.10, 3.16), mas não comportou os tiros 4 e 5. A segunda malha foi criada para satisfazer o deslocamento em superfície da anomalia de alta velocidade dado pelo tiro 4, pois nos tiros 1,2,3 e 6 a interferência da anomalia de alta velocidade começa em torno de 7 km de distância a oeste do tiro 4. Esta característica sugere que o corpo de alta velocidade tenha mergulho para oeste, interferindo na frente de onda das explosões distantes. O tiro 5, por estar deslocado pra sul do anortosito, não apresenta adiantamento de fases de ondas sísmicas (figura 3.14). Portanto, necessitou de uma malha com a ausência das altas velocidades na região anômala, as quais foram substituídas por valores de velocidade das rochas do arco, encaixantes do anortosito.

A zona de velocidade anômala foi modelada nos tiros 2-leste (figura 3.8), 3-leste (figura 3.10), 4-leste (figura 3.12) e 6-oeste (figura 3.16) por fases de onda direta como primeiras quebras.

No extremo oeste, sobre os terrenos da Faixa Araguaia, a primeira camada possui profundidade de 3,5 km com  $V_p$  de 5,95 km/s e  $\sigma$  de 0,26. A transição para os terrenos do Arco Magmático de Goiás é marcada por degrau sutil, com a profundidade passando para 4,2 km abaixo do tiro 2, e variação em  $V_p$  e  $\sigma$ , que mudam para 6,02 km/s e 0,24, respectivamente. A leste do tiro 3, na parte central da linha sísmica,  $V_p$  e  $\sigma$  da primeira camada são 6,11 km/s e 0,23, marcando descontinuidade interna nos terrenos do Arco Magmático de Goiás (figura 3.18).

Intrudido no extremo leste das rochas do arco está o corpo tipicamente máfico responsável pelo adiantamento das fases P e S nas seções sísmicas (figuras 3.18 e 3.19). Um exemplo da influência do corpo de alta velocidade aparece modelado na Figura 3.10 no intervalo entre 40 e 65 km leste da seção sísmica. O corpo máfico apresenta  $V_p$  de 7,05 km/s e  $\sigma$  de 0,28 e exhibe em superfície um afloramento de anortosito. O anortosito associado à anomalia de alta velocidade foi amostrado para petrografia, mostrando uma rocha de composição original rica em plagioclásio cálcico com piroxênio de granulação média, alterada

por percolação de fluidos para uma assembléia de minerais hidratados (anfíbólio da série actionolita-tremolita), carbonato e plagioclásio saussuritizado com recristalização dos grãos.

A parte oriental da linha sísmica apresenta dados não comportados a partir das imediações do tiro 4, onde um degrau abrupto com 2,3 km marca a passagem dos terrenos do arco ( $V_p = 6,11$  km/s e  $\sigma = 0,23$ ) para o Maciço de Goiás, representado pelas rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa ( $V_p = 4,59$  km/s e  $\sigma = 0,12$ ) e pelo granito Serra Dourada ( $V_p = 5,77$  km/s e  $\sigma = 0,22$ ). As anomalias rasas de velocidade perturbam a determinação do comportamento da interface refratora neste intervalo do perfil nas proximidades da falha Rio dos Bois.

Os dados magnéticos e gravimétricos e a geologia de superfície auxiliaram no posicionamento das discontinuidades laterais presentes no modelo sísmico. As mudanças horizontais da malha de velocidade acompanharam variações no relevo do mapa gravimétrico Bouguer (figura 3.20b) e magnético de amplitude do sinal analítico (figura 3.24a).

De forma geral, a modelagem 2D respondeu com ajuste consistente as primeiras quebras dos sismogramas, tanto para as ondas P como para as ondas S, complementado a modelagem 1D, principalmente nos casos dos tiros 2-leste, 3-leste, 4-leste e 6-oeste (figuras 3.8, 3.9, 3.10, 3.11, 3.12, 3.13, 3.16 e 3.17).

A modelagem 2D das ondas S utilizou a geometria das interfaces resultante do ajuste das ondas P, assim como ocorreu na modelagem 1D. Dessa forma, a malha de velocidades das ondas P foi mantida e somente seus valores de velocidade sofreram mudanças. Assim, foi possível calcular o valor da razão  $V_p/V_s$  e, por conseqüência, a razão de Poisson pontualmente ao longo da malha. O resultado da modelagem das ondas cisalhantes ajustou com adequação as seções sísmicas, principalmente nos tiros 3, 5 e 6 (figuras 3.11, 3.15 e 3.17). Os tiros 1, 2 e 4 também foram bem modelados, mas leves desajustes aparecem na porção leste (figuras 3.7, 3.9 e 3.13).

O modelo final está mostrado na Figura 3.18, acompanhado pelos dados potenciais e topográficos mostrados em perfil. Neste modelo os valores da razão de Poisson (equação 4) foram determinados a partir da razão das respectivas velocidades P e S da malha de velocidades. A composição dos onze segmentos é discutida com base no gráfico da Figura 3.19 que traz a  $V_p/V_s$  em função da  $V_p$  (Musacchio *et al.*, 1997). Os valores de velocidades, razão  $V_p/V_s$  e razão de Poisson que serviram como parâmetros de individualização dos segmentos ao longo da linha sísmica estão resumidos na Tabela 3.2.

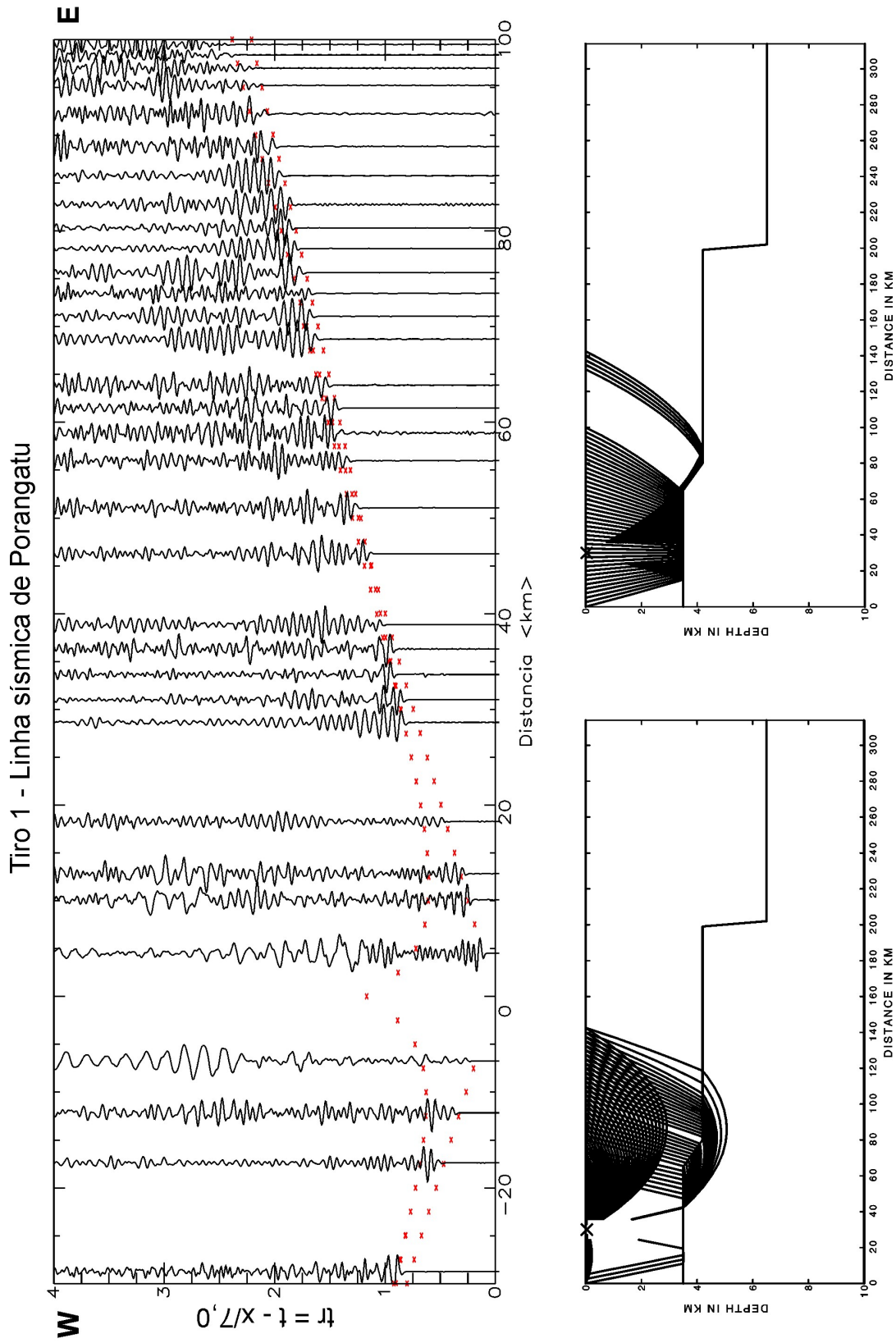
Comparando o modelo resultante desta pesquisa com trabalhos recentes sobre os mesmos dados (Antunes, 2002; Soares, 2005), observa-se que a estruturação geral da subsuperfície sob a linha sísmica é semelhante. Em síntese, todos os modelos descrevem uma camada contínua

em torno de 3 km na porção oeste até sofrer uma quebra entre os tiros 4 e 5, aprofundando a interface refratora para cerca de 6 km no extremo leste (figuras 1.1 e 3.18). Antunes (2002) optou por colocar as anomalias como corpos físicos no modelo, produzindo um modelo complexo com três camadas.

O modelo da Figura 3.18 refina a parte rasa do modelo proposto por Soares (2005), adicionando um encurtamento da primeira camada no extremo oeste do perfil e uma malha de velocidades mais densa para justificar os corpos de velocidades anômalas. O refinamento dividiu o corpo sísmico anômalo de granito ( $V_p=5,0$  km/s na figura 1.1) em dois segmentos referentes ao granito ( $V_p=5,77$  km/s na figura 3.18) mais seu contacto de rochas metassedimentares a oeste ( $V_p=4,59$  km/s na figura 3.18). Acrescentou também uma região de alta velocidade influenciada pelo Complexo de Cana Brava e pela Sequência Palmeirópolis ( $V_p=6,42$  km/s na figura 3.18). Nos demais pontos do perfil as velocidades modeladas são semelhantes, variando na ordem de 0,1 km/s para  $V_p$ .

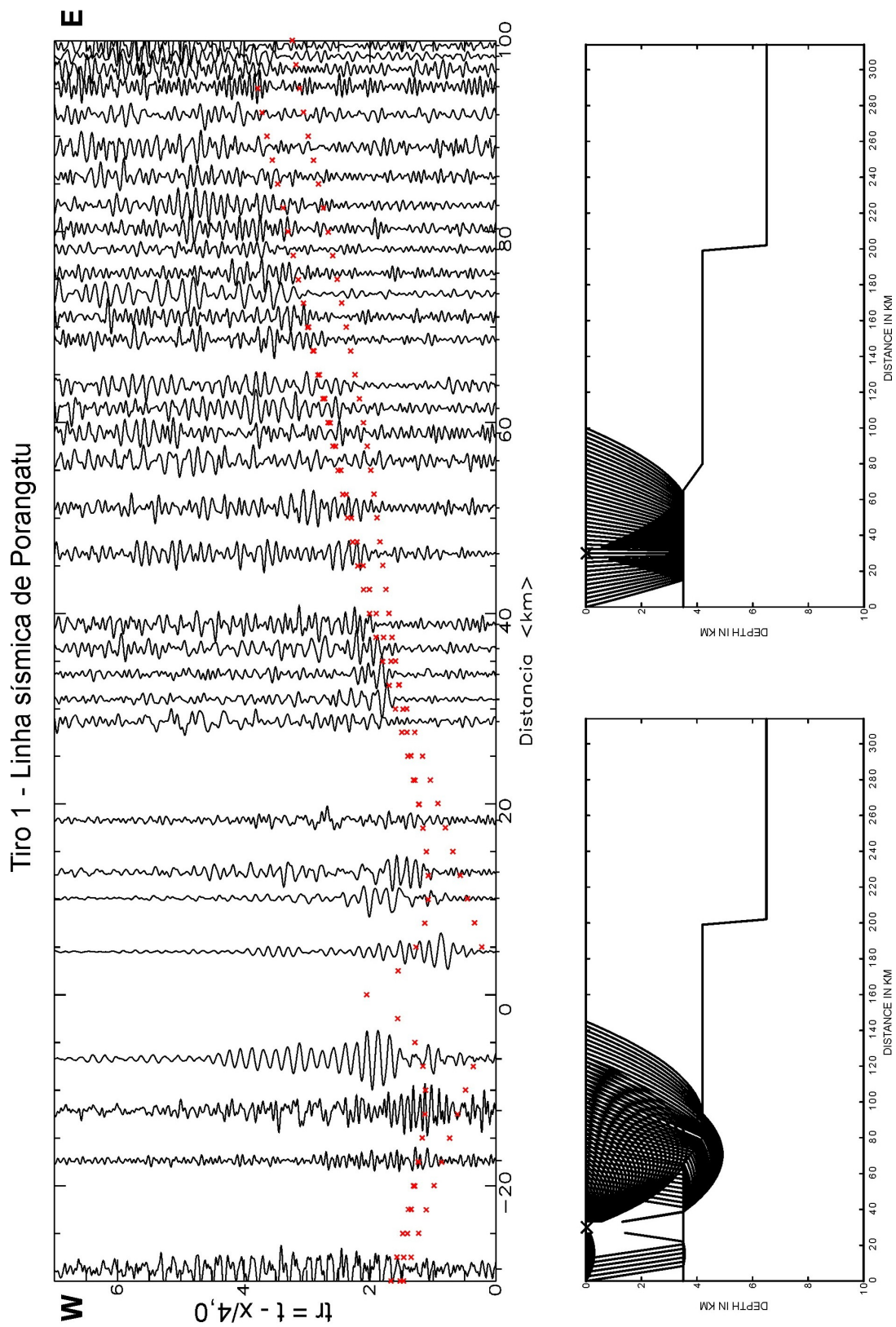
Soares (2005) descreve a interface refratora como uma camada plana paralela no extremo oeste com 2 km de profundidade que passa para 6 km de profundidade entre os tiros 4 e 5. Depois do degrau a camada apresenta suave inclinação, formando uma rampa que vai de 6 km para 5 km de profundidade no extremo oriental da linha sísmica (figura 1.1). O modelo 2D refinado nesta pesquisa apresenta profundidades ligeiramente maiores e um degrau a mais entre os tiros 1 e 2. A interface é descrita como uma camada plana paralela com 3,5 km de profundidade no extremo ocidental do perfil, passando por um suave degrau entre os tiros 1 e 2 para 4,2 km de profundidade na região central da linha e depois por um degrau íngreme que aumenta a profundidade da interface para 6,5 km no extremo oriental (figura 3.18). Em todos os segmentos a interface refratora é plana paralela, sem a inclinação sugerida por trabalhos anteriores (Soares *et al.*, 2001; 2003; Antunes, 2002; Soares, 2005), embasados na análise de mais informações, no caso o tiro 7 do extremo leste da linha de Porangatu e os tiros oeste da linha de refração sísmica de Cavalcante.

A modelagem 2D complementa a 1D por acomodar tanto variações verticais, como mudanças horizontais de velocidade presentes no terreno. O programa *SEIS88* permitiu resolver as anomalias sísmicas nos pontos em que a modelagem 1D perdeu o significado (figura 3.3), como nos casos do tiro 2-leste, 3-leste, 4-leste e 6-oeste (figuras 3.8, 3.10, 3.12 e 3.16).

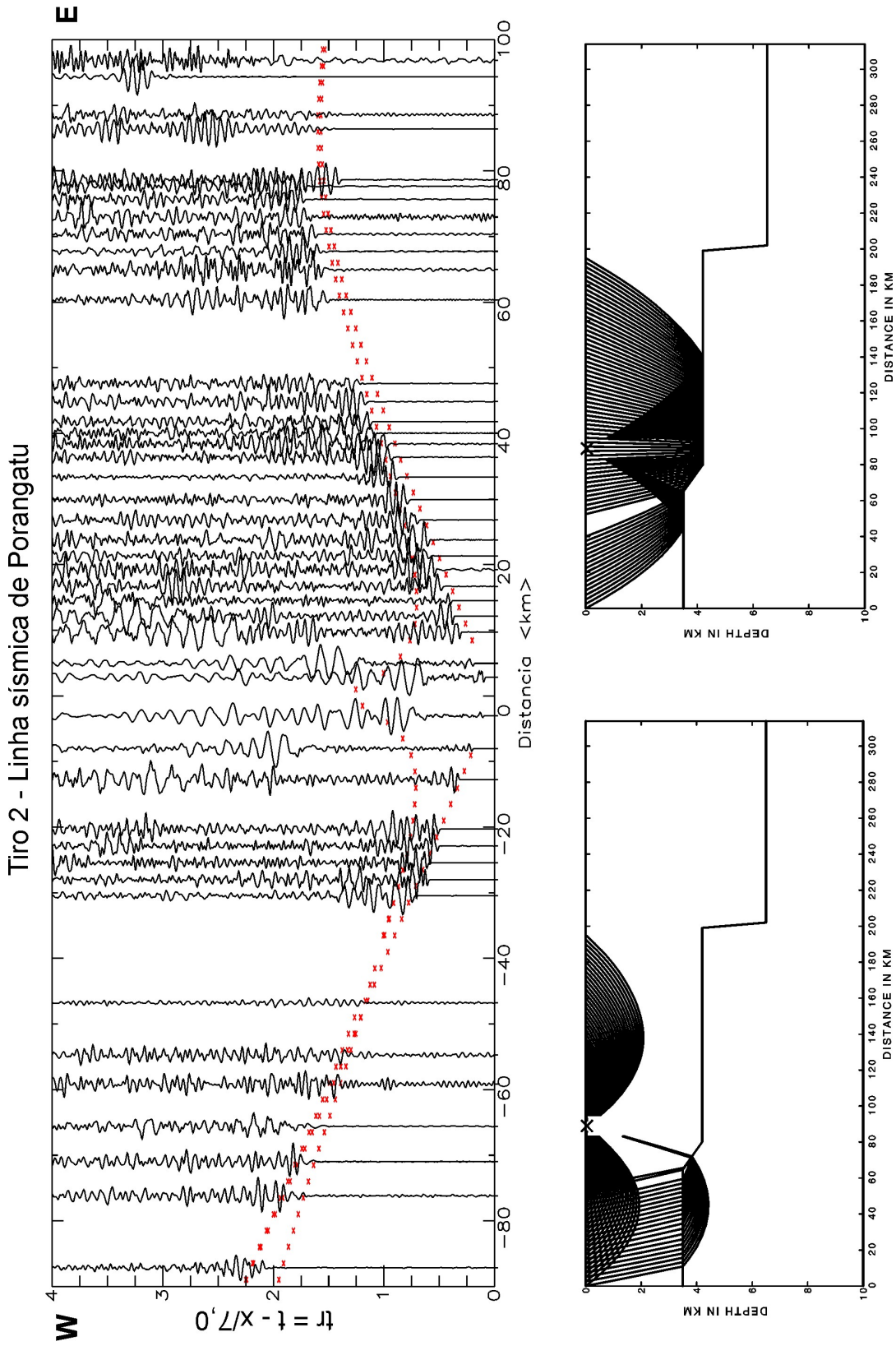


**Figura 3.6:** Modelagem 2D do tiro 1 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos "x" alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos, ambos produzidos no *SEIS88* e presentes em todas as figuras de 3.6 a 3.17. Como todos os sismogramas P a seguir (figura 3.8, 3.10, 3.12, 3.14 e 3.16), este apresenta redução de 7 km/s e filtro passa-banda de 1-20 Hz.

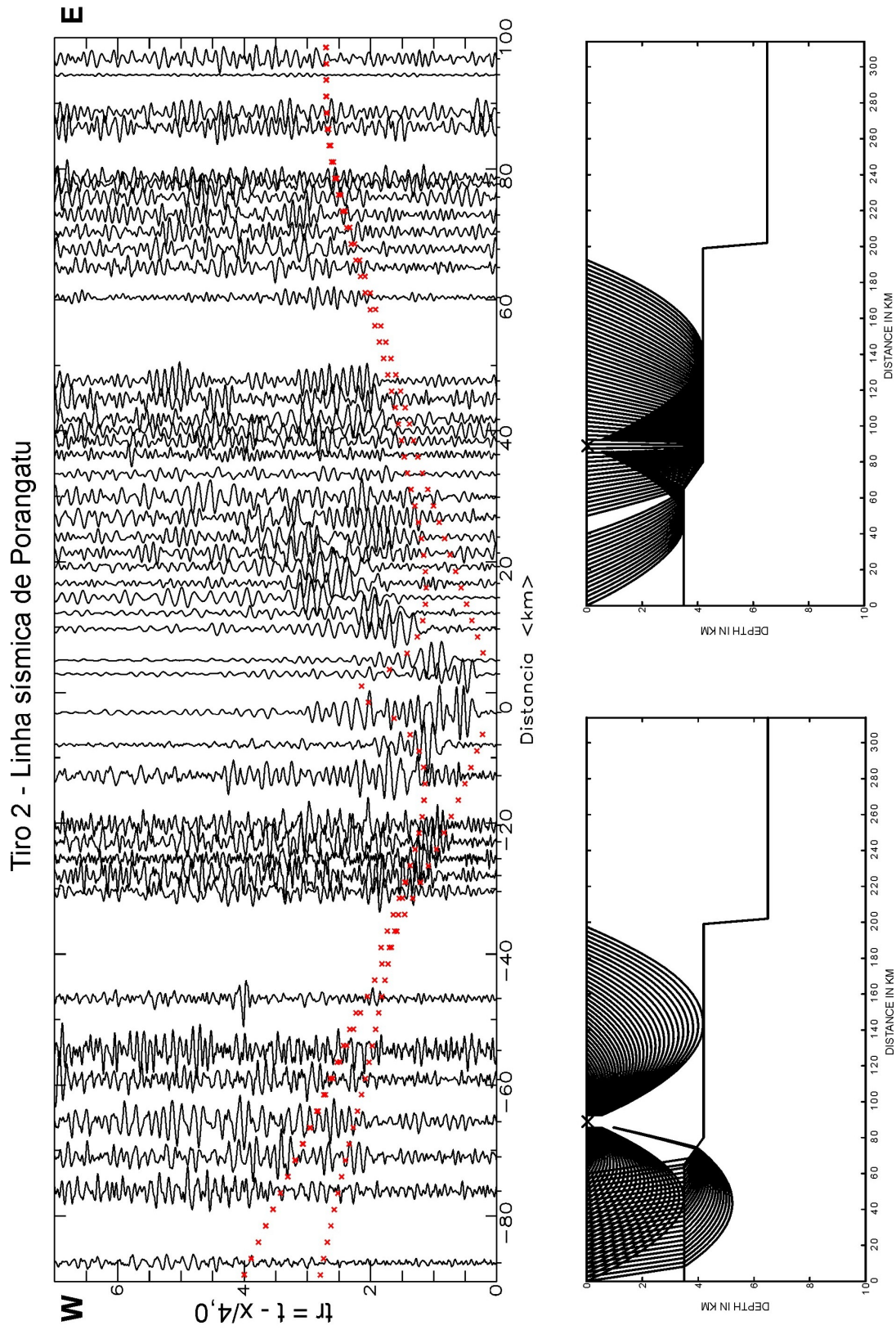




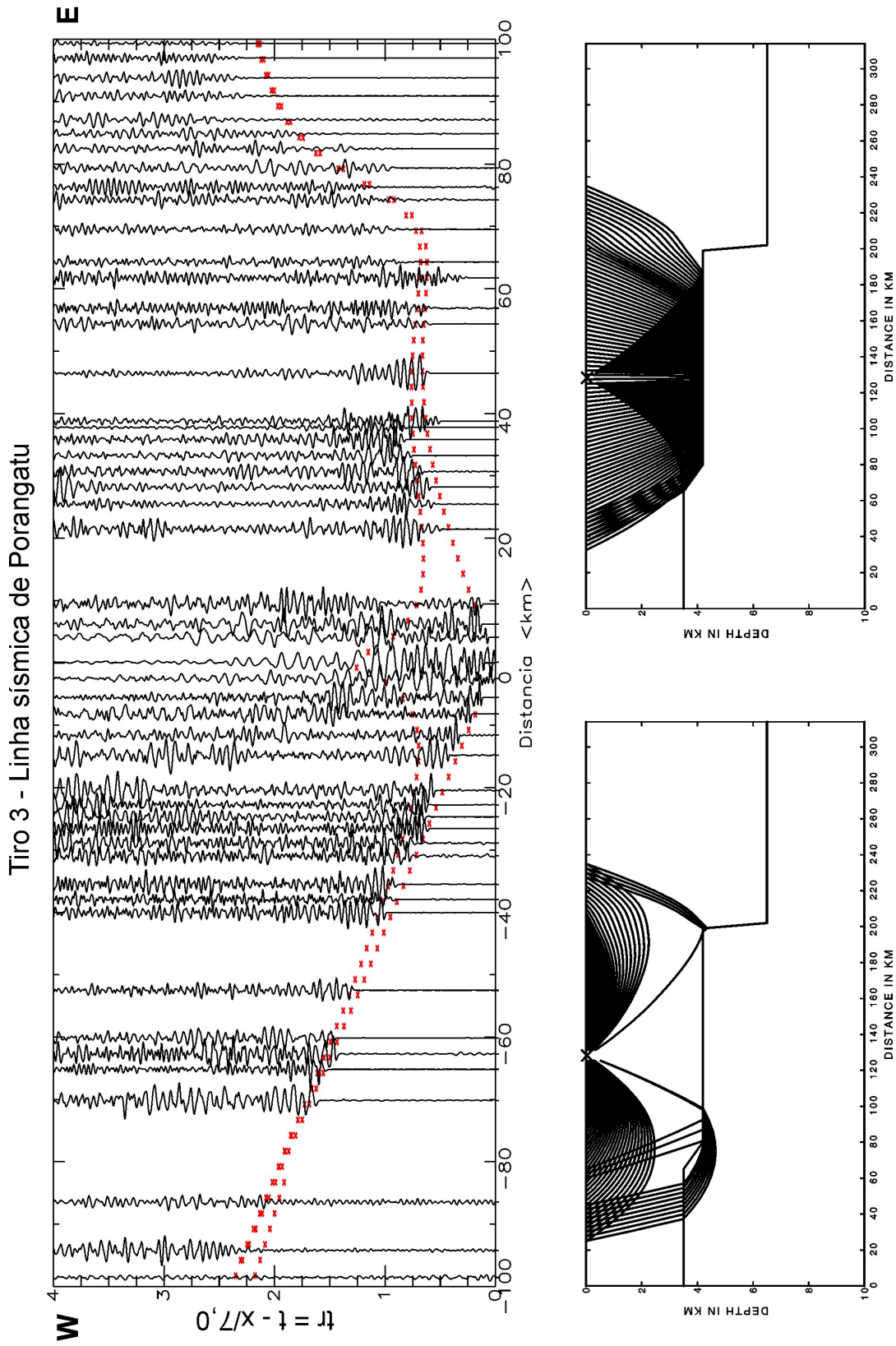
**Figura 3.7:** Modelagem 2D do tiro 1 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. Como todos os sismogramas S a seguir (figura 3.9, 3.11, 3.13, 3.15 e 3.17), este apresenta redução de 4 km/s e filtro passa-banda de 1-10 Hz.



**Figura 3.8:** Modelagem 2D do tiro 2 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos "x" alinhados em vermelho. No intervalo de 80 a 100 km no extremo do sismograma inicia-se a influência da anomalia de alta velocidade (corpo máfico).

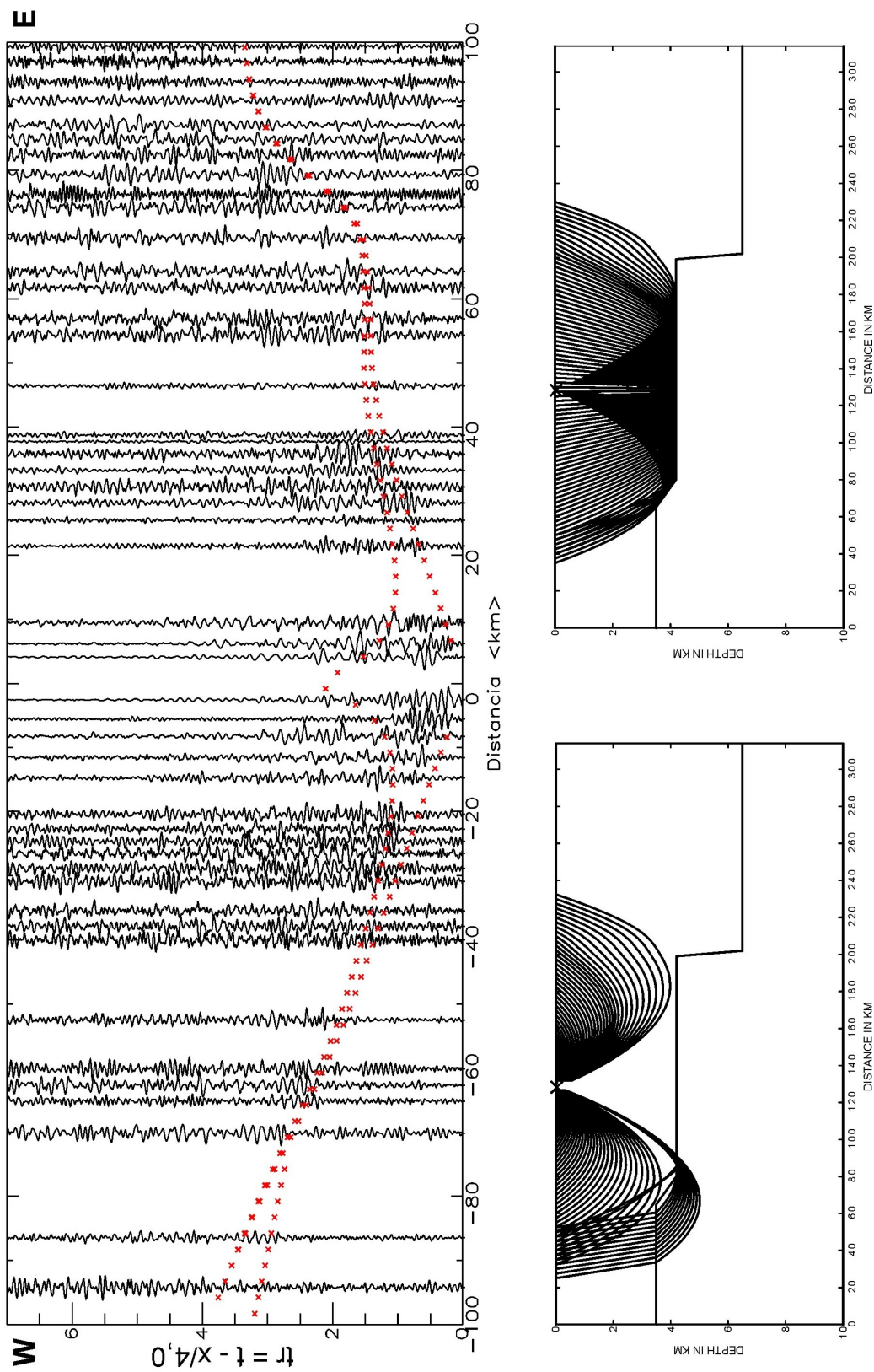


**Figura 3.9:** Modelagem 2D do tiro 2 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos.

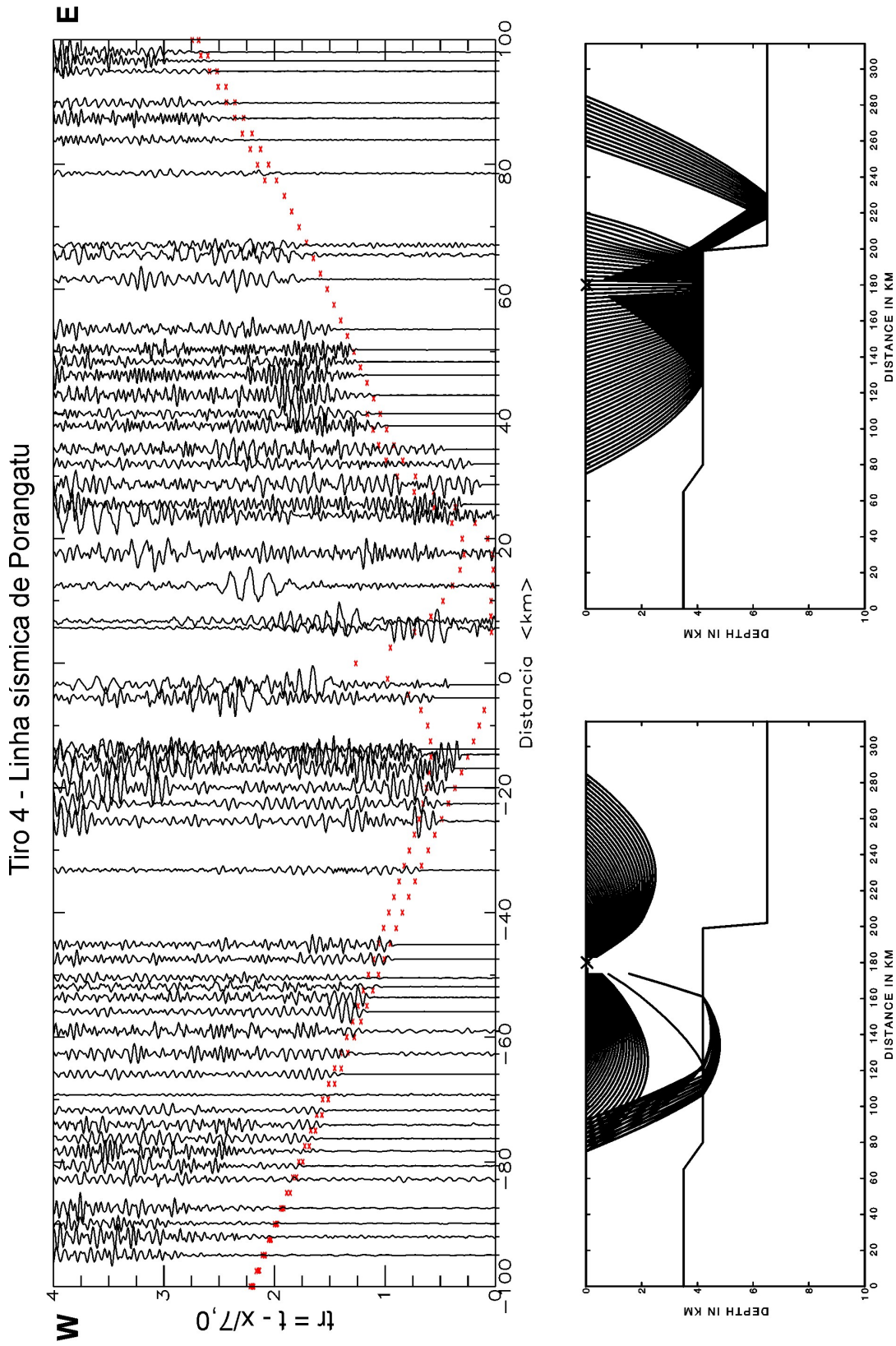


**Figura 3.10:** Modelagem 2D do tiro 3 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos "x" alinhados em vermelho. Entre 40 e 100 km no extremo do sismograma inicia-se a influência da anomalia de alta velocidade (corpo máfico) seguida pelas anomalias de baixa (zona de falha e rochas metasedimentares) e média velocidade (granito).

### Tiro 3 - Linha sísmica de Porangatu

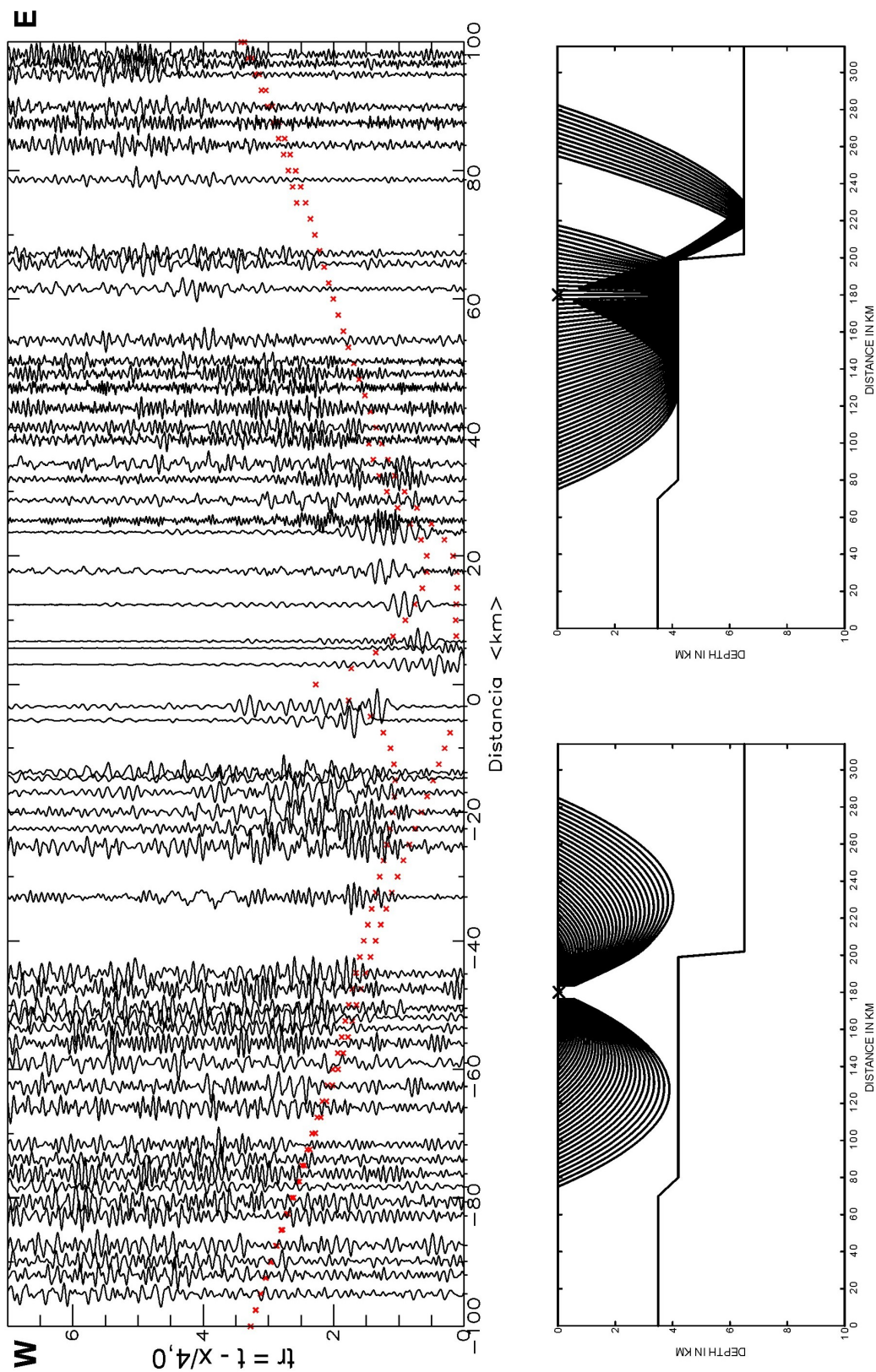


**Figura 3.11:** Modelagem 2D do tiro 3 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos.

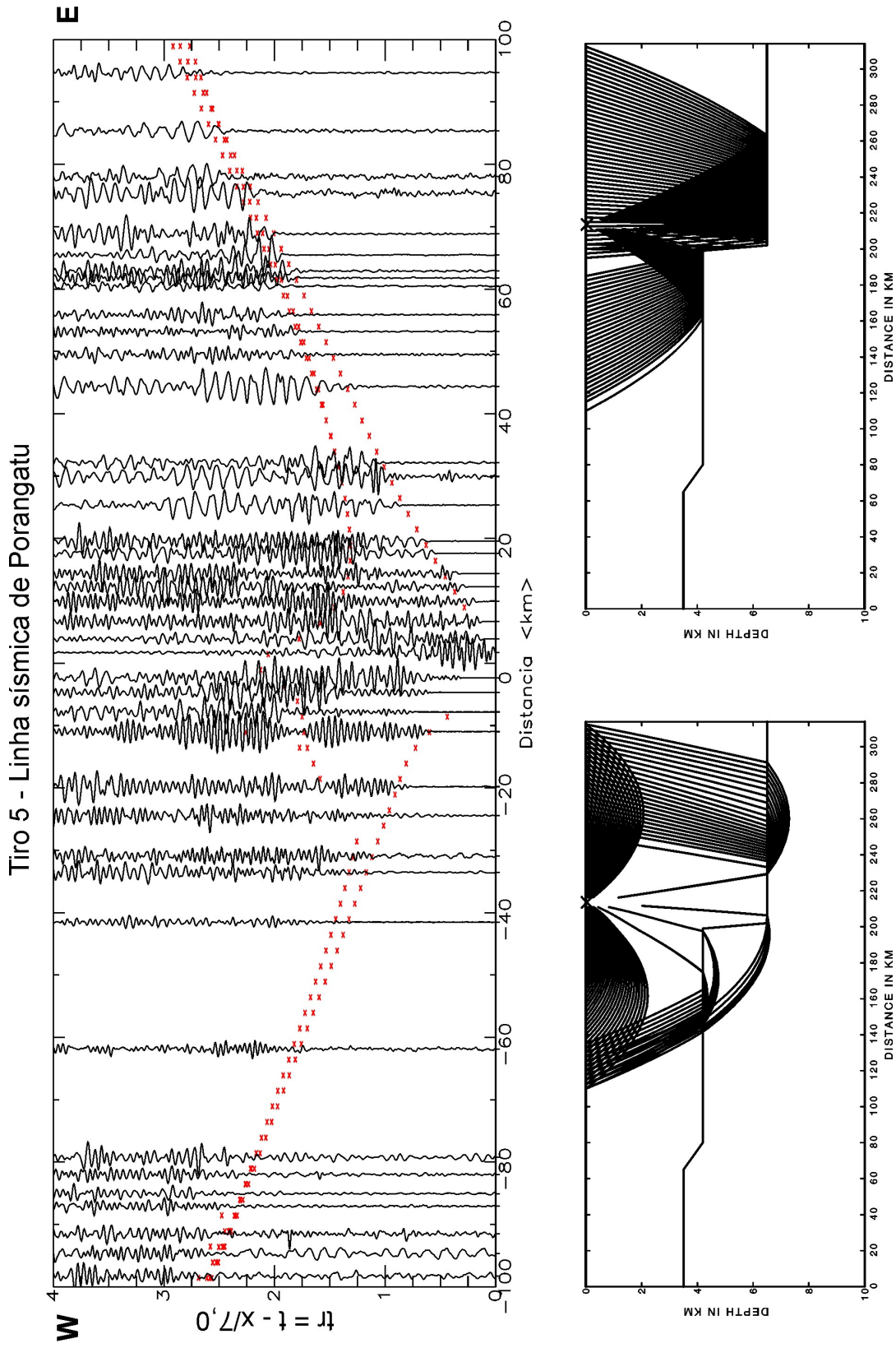


**Figura 3.12:** Modelagem 2D do tiro 4 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. Entre 0 e 30 km, no meio do sismograma a influência da anomalia de alta velocidade (corpo máfico) é tão forte que as primeiras chegadas dos traços não aparecem nesta visualização com redução de 7 km/s. Esta anomalia está aflorante a leste do tiro 4, contudo os outros tiros 1, 2, 3 e 6 indicam que em profundidade esta anomalia está deslocada para oeste, sob o tiro 4. O corpo máfico é ovalado, com aproximados 10 km no eixo maior a leste do tiro 4.

Tiro 4 - Linha sísmica de Porangatu



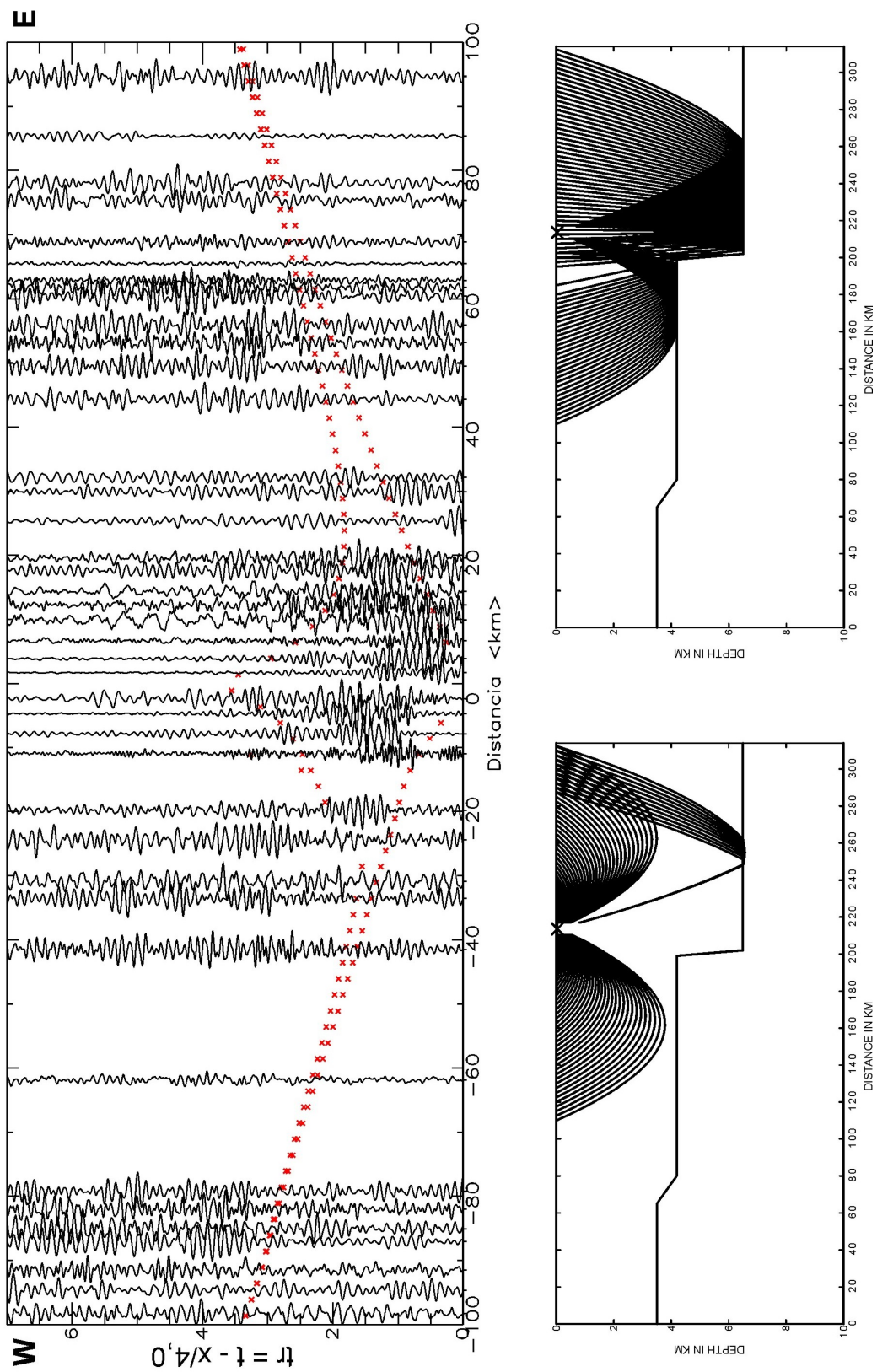
**Figura 3.13:** Modelagem do tiro 4 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos "x" alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos.



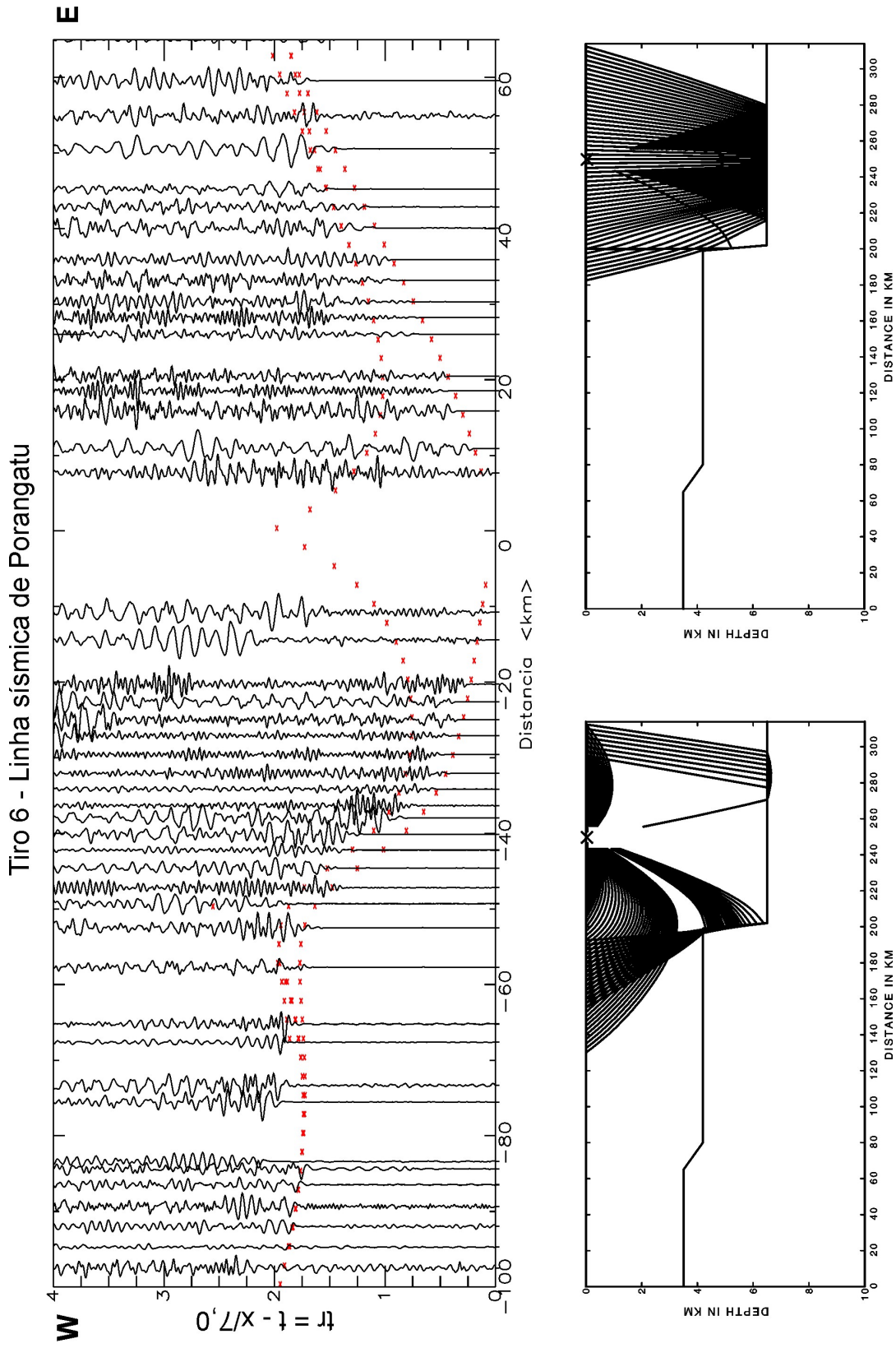
**Figura 3.14:** Modelagem do tiro 5 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. É o único tiro que não sofre influência da anomalia de alta velocidade, explicada pela geometria do arranjo e localização da anomalia. A anomalia citada está a leste do tiro 4, mas fora da trajetória dos raios sísmicos que vêm da posição sudeste, onde o tiro 5 está posicionado. A anomalia de baixa velocidade representada pela zona de falha Rio dos Bois e por rochas metasedimentares aparece a oeste entre -10 e 0.



### Tiro 5 - Linha sísmica de Porangatu

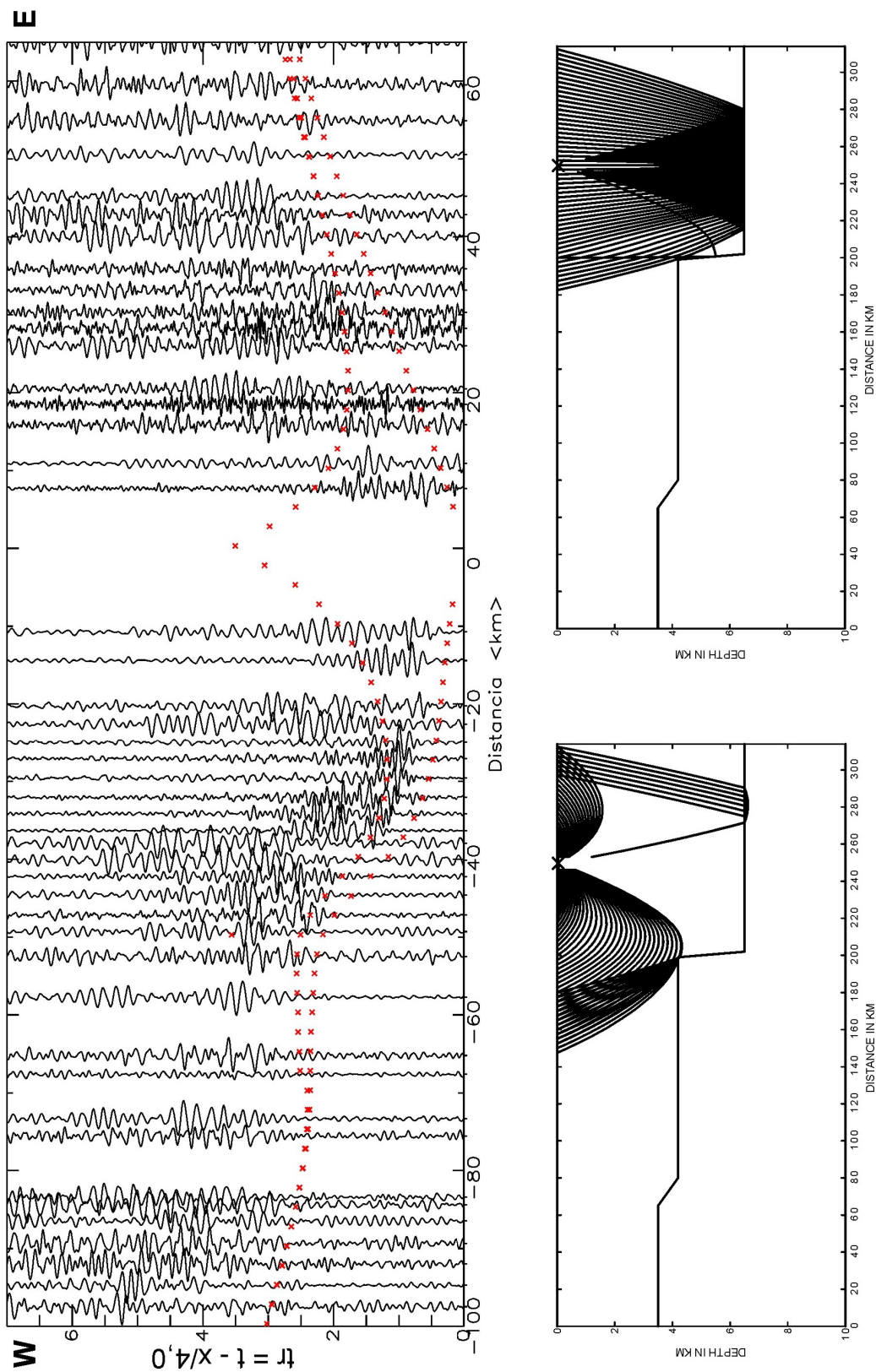


**Figura 3.15:** Modelagem do tiro 5 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos.

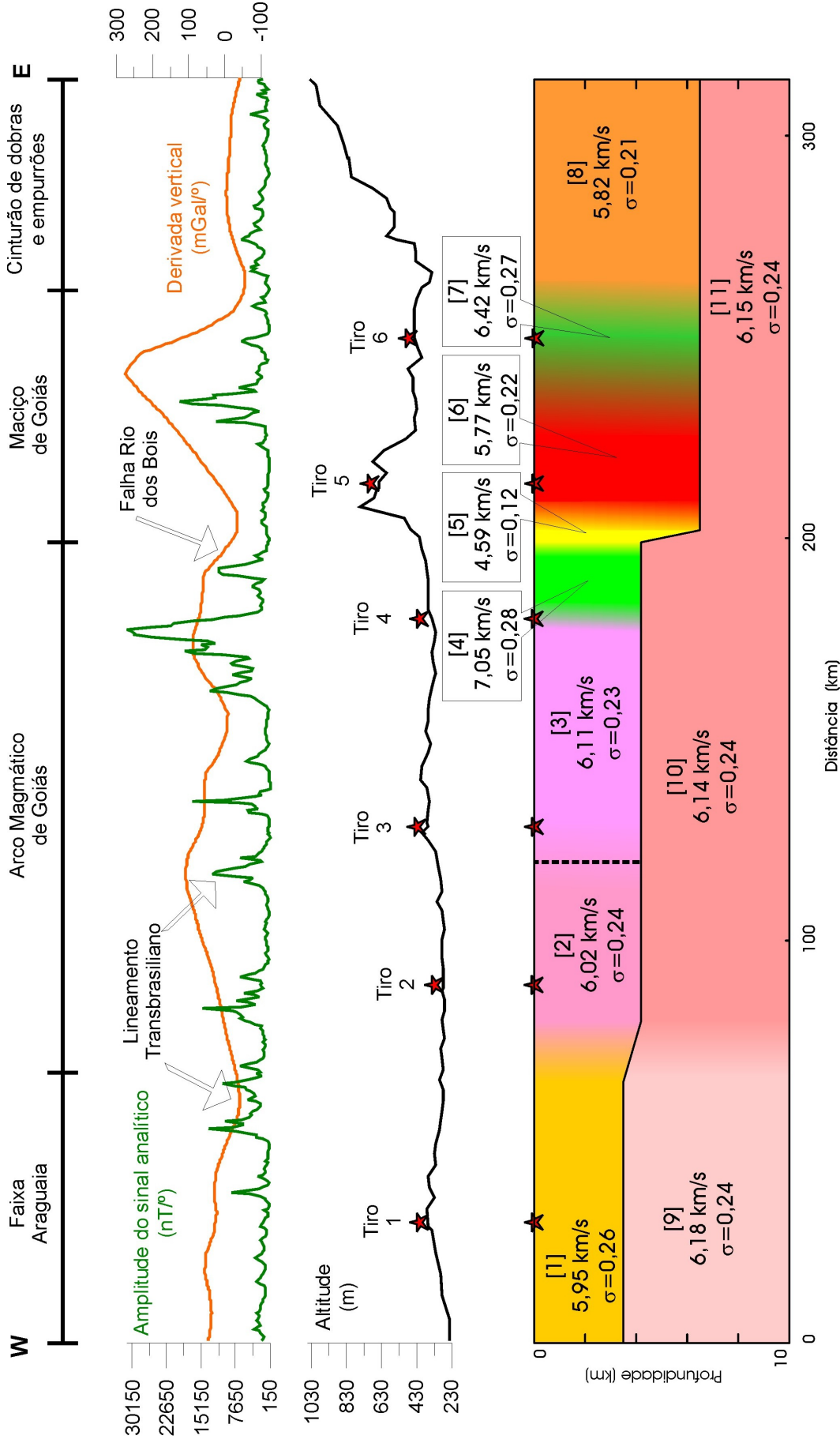


**Figura 3.16:** Modelagem do tiro 6 para ondas P. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos "x" alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos. Assim, como nos tiros 1, 2 e 3, as anomalias de alta, média e baixa velocidade aparecem marcadas entre -35 e -90. Entre -20 e 0 outra anomalia de alta velocidade é registrada e está relacionada à presença das rochas máficas-ultramáficas do Complexo de Cana Brava, onde o tiro 6 ocorreu (mina da SAMMA).

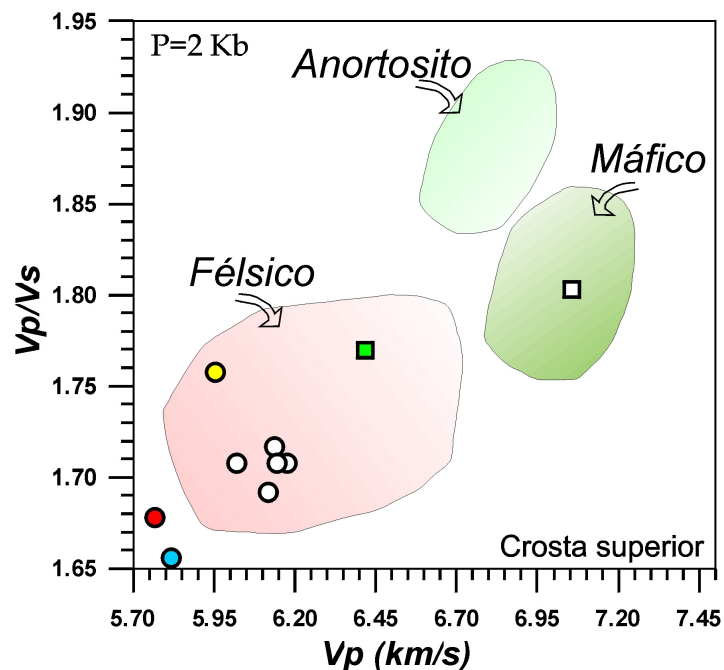
### Tiro 6 - Linha sísmica de Porangatu



**Figura 3.17:** Modelagem do tiro 6 para ondas S. À esquerda está o sismograma sobreposto ao resultado da modelagem que se apresenta como curvas marcadas por pequenos “x” alinhados em vermelho. No canto inferior direito está o perfil com o comportamento das ondas diretas e refratadas, enquanto no canto superior direito está a trajetória dos raios sísmicos refletidos. A semelhança do comportamento das fases S e P (figura 3.16) é evidente.



**Figura 3.18:** Modelo sísmico final em duas dimensões para ondas P e S resultantes do programa *SEIS88*. O modelo apresenta 11 domínios distintos em função de valores de  $V_p$  e razão de Poisson. O perfil foi testado no programa de traçamento de raios *SEIS88* em forma de malha irregular de velocidades e atingiu o refinamento e a consistência visíveis pelos alinhamentos de fases mostrados nas figuras anteriores. Acima do modelo sísmico está o perfil magnético (amplitude do sinal analítico – linha verde), gravimétrico (derivada vertical – linha laranja) e topográfico (linha preta) correspondente à região em estudo. Os dados foram retirados dos mapas geofísicos de método potencial produzidos e das cartas topográficas consultadas.



**Figura 3.19:** Gráfico composicional baseado em parâmetros sísmicos ( $V_p$  versus  $V_p/V_s$ ) estabelecido por Mussachio *et al.* (1997). Os quadrados e círculos representam a composição dos domínios ilustrados na figura 3.18. Dez dos onze domínios ocorrem nos limites do gráfico composicional, sendo marcante a concentração de medidas no campo félsico. O domínio da Zona de Falha Rio dos Bois e rochas metassedimentares possui  $V_p = 4,59$  km/s e  $V_p/V_s = 1,52$  e ficou fora do intervalo do gráfico. O círculo amarelo indica o domínio da Faixa Araguaia nas proximidades do tiro 1, caracterizada por rochas metassedimentares com alta pressão de poro. Os círculos brancos marcam os dois domínios do arco mais os três domínios da camada inferior, todos claramente félsicos. O círculo vermelho indica o granito Serra Dourada. O quadrado branco marca a anomalia de alta velocidade tipicamente máfica a leste do tiro 4, enquanto o quadrado verde indica os terrenos nas imediações do Complexo de Cana Brava e seqüência vulcanossedimentar Palmeirópolis de composição félsica, tendendo a máfica. O círculo azul ilustra o comportamento das rochas do cinturão de dobras e empurrões, com proporção de quartzo elevada.

Domínio	Unidade geotectônica	Vp (km/s)	Vp/Vs	Razão de Poisson ( $\sigma$ )
1	Faixa Araguaia: rochas metassedimentares com alta pressão de poro	5,95	1,76	0,26
2	Arco Magmático de Goiás, predomínio de composição granítica	6,02	1,71	0,24
3	Arco Magmático de Goiás, predomínio de composição tonalítica	6,12	1,69	0,23
4	Corpo de anortosito aflorante, topo de provável complexo acamadado	7,05	1,80	0,28
5	Zona de cisalhamento e rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa	4,59	1,52	0,12
6	Batólito Serra Dourada (biotita granito anorogênico), composição félsica	5,77	1,68	0,22
7	Seqüência metavulcanosedimentar Palmeirópolis	6,42	1,77	0,27
8	Cinturão de dobras e empurrões (Grupos Arai e Paranoá)	5,82	1,66	0,21
9	Embasamento da Faixa Araguaia (Cráton Amazônico)	6,18	1,71	0,24
10	Embasamento do Arco Magmático, composição félsica	6,14	1,72	0,24
11	Embasamento do Maciço de Goiás, composição félsica	6,15	1,71	0,24

**Tabela 3.2:** Resumo dos parâmetros sísmicos resultantes da modelagem feita no *SEIS88* e utilizados na construção do perfil modelado (figura 3.18) e no distribuição composicional dos domínios no gráfico desenvolvido por Mussachio *et al.* (1997) (figura 3.19).

### 3.2 Gravimetria

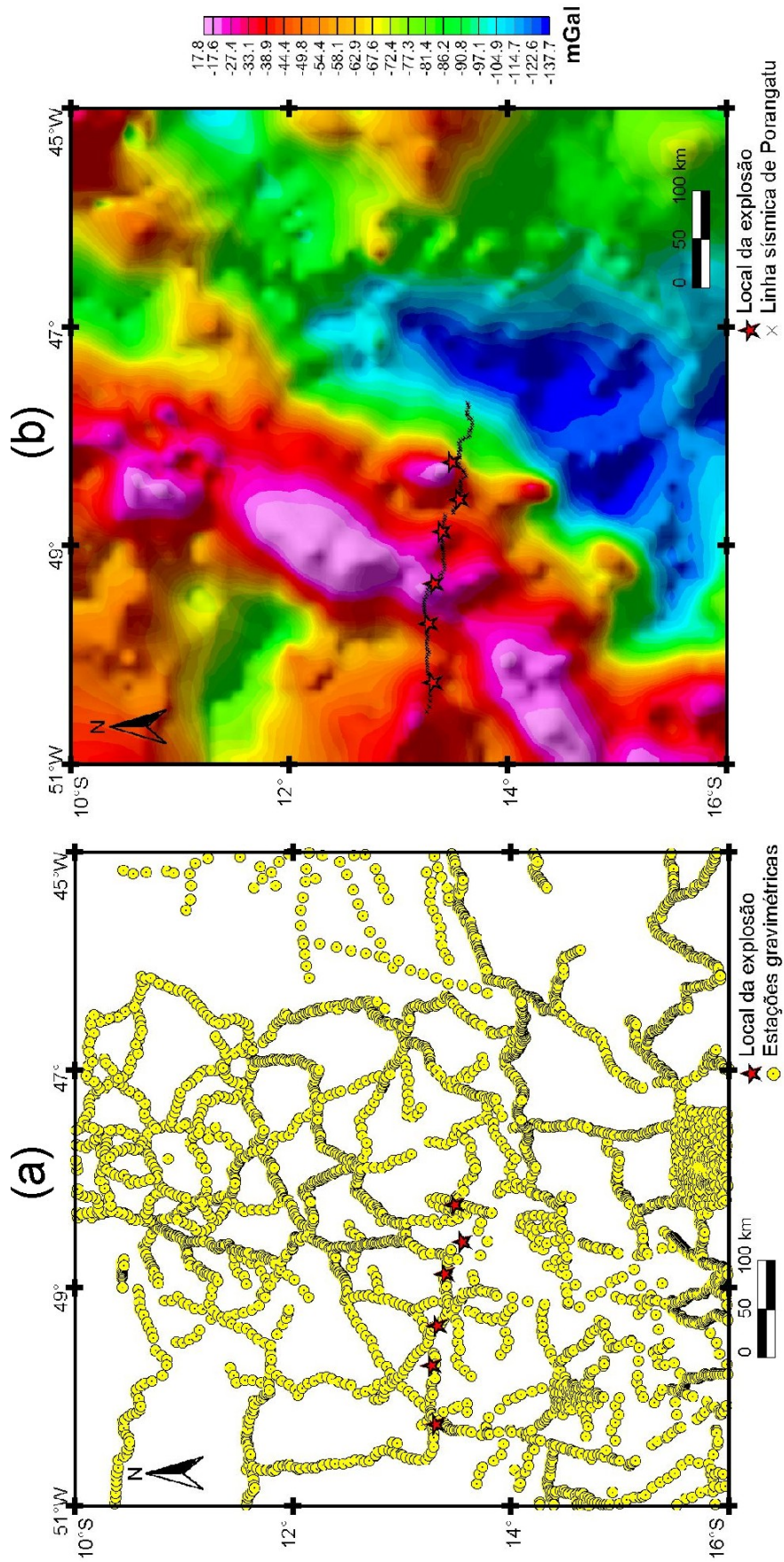
Os dados gravimétricos foram corrigidos nesta pesquisa conforme citado no tópico 1.3.2. Os pontos de medição apresentam distribuição em agrupamento na área de estudo e, apesar da densidade de amostragem refletir uma escala de levantamento regional, há um agrupamento denso de leituras sobre a linha de refração sísmica de Porangatu (figura 3.20a).

Os dados gravimétricos foram interpolados, usando o método da krigagem para células de interpolação de 10 km. A krigagem avalia a correlação dos dados disponíveis com o ponto de cruzamento a ser criado na malha, aumentando a influência dos dados próximos ao ponto de nó da malha interpolada e diminuindo sua correlação com os dados mais distantes. O mapa gravimétrico Bouguer está mostrado na Figura 3.20b.

Com o objetivo de realçar as estruturas da crosta superior, foi aplicada a derivada vertical de primeira ordem nos dados gravimétricos. A derivada vertical diminui os efeitos regionais de grande comprimento de onda, amplificando as altas frequências sem gerar ruídos no sinal, como é usual acontecer com filtros passa-alta. Na prática aplica-se a derivada vertical somente até a segunda ordem, porque, apesar da relação direta entre a ordem da derivada e seu poder de discriminação de feições rasas, acima deste valor os resultados perdem consistência (Blum, 1999; Fuck, 2000; GEOSOFT, 2003). O mapa da derivada de ordem 1 para o mapa gravimétrico é apresentado na figura 3.21a.

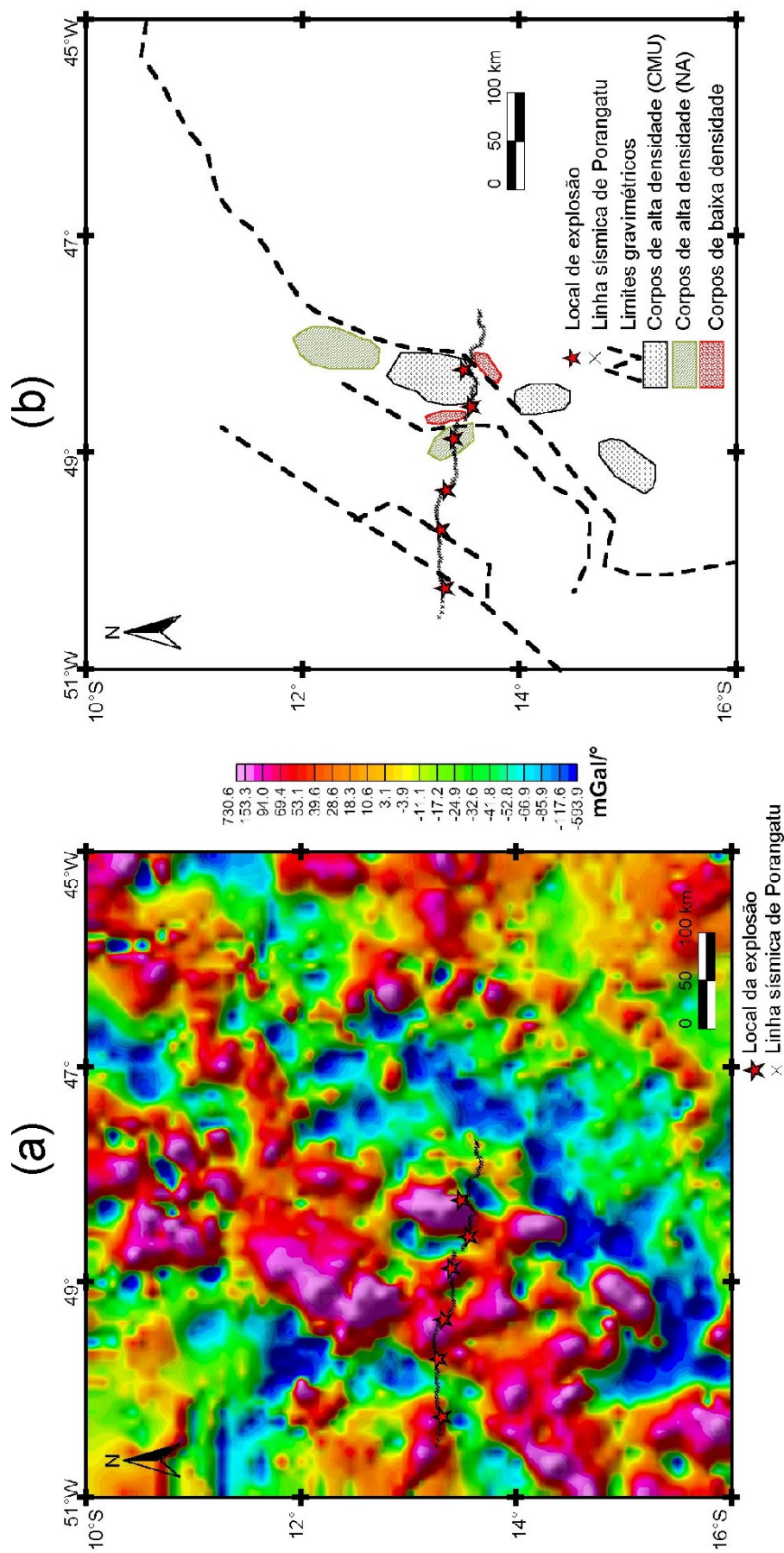
Três informações importantes foram extraídas dos mapas gravimétricos: i) a delimitação do complexo acamadado máfico-ultramáfico de Cana Brava, que possui rochas de alta densidade; ii) a presença de um corpo com alta densidade coincidente com a posição da anomalia de alta velocidade, onde aflora o anortosito; iii) um baixo gravimétrico correspondente ao Granito Serra Dourada (figura 3.21b).

Conforme visto no perfil gravimétrico da Figura 3.18, existe uma resposta gravimétrica de alta densidade correlacionada à anomalia sísmica de alta velocidade próxima ao tiro 4, onde aflora o anortosito. Este alto gravimétrico pode ser observado no mapa Bouguer total e está realçado no mapa da derivada vertical de primeira ordem (figuras 3.20 e 3.21). Segundo Rosado e Soares (2003) esta anomalia gravimétrica positiva não pode ser explicada somente pela presença do anortosito ( $2,73 \text{ g/cm}^3$ ), pois necessitaria de dimensões exageradas, como profundidade de 15 km. A modelagem sísmica aponta  $V_p$  de 7,05 km/s e razão de Poisson de 0,28, sugerindo uma composição máfica para está anomalia (figura 3.19). Em conjunto, estes dados sugerem que possivelmente o anortosito aflorante represente o topo de uma seqüência acamadada.



**Figura 3.20:** (a) Mapa com localização das 4.145 estações gravimétricas amostradas ao longo dos anos por diferentes projetos de pesquisa, envolvendo IBGE, IAG/USP e Observatório Sismológico da UnB. Os dados foram coletados ao longo de estradas e nas imediações de marcos de Referência de Nível ou da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira. (b) Mapa de anomalia Bouguer em escala regional, apontando a localização da linha sísmica de Porangatu e os locais de explosão crescente de 1 a 6 a partir da esquerda. O forte gradiente presente na porção oriental do tiro 6, no extremo leste da linha, é conhecido como limite oeste da placa continental São Francisco-Congo (Pimentel *et al.*, 2000; Assumpção *et al.*, 2004; Berrocal *et al.*, 2004a).

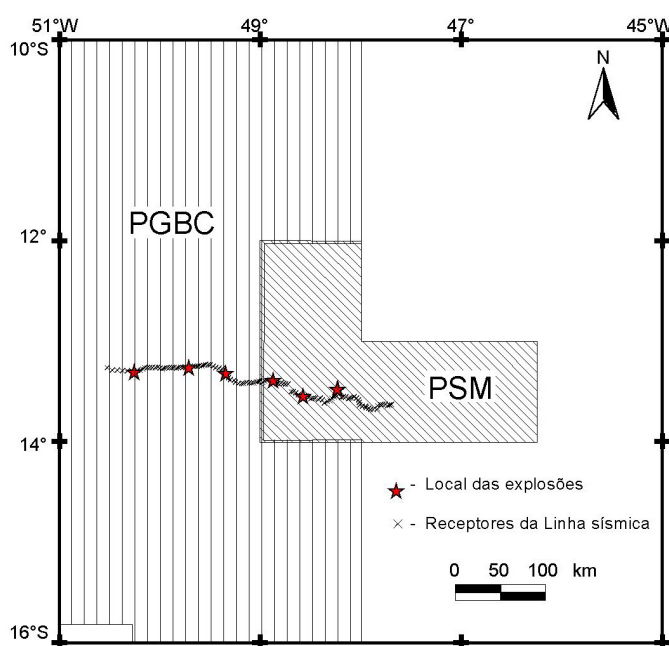




**Figura 3.21:** (a) Mapa gravimétrico transformado para derivada vertical de primeira ordem. A transformação visa realçar as feições geológicas rasas sem introduzir ruídos. (b) Mapa com interpretações gravimétricas, onde os complexos máfico-ultramáficos acamados (CMU) aparecem realçados como três picos positivos correlacionados ao mapa geológico em detalhe da figura 2.3. O complexo de Cana Brava está localizado junto ao tiro 6 no extremo leste da linha sísmica. Dois outros corpos rasos com assinatura de alta densidade (NA) aparecem a norte e a oeste de Cana Brava. Estes corpos não são mapeados, provavelmente por não estarem aflorando. Duas anomalias de baixa densidade assinalam os granitos Serra Dourada e Serra da Mesa. O arco magmático se apresenta como um alto na figura 3.20b e seu limite oeste aparece tracejado, assim como o limite da placa continental São Francisco-Congo (Pimentel *et al.*, 2000; Assumpção *et al.*, 2004; Berrocal *et al.*, 2004a) marcado pelo longo traço no canto leste. A falha Rio dos Bois é exibida pelo traço pontilhado entre os tiros 4 e 5, separando o corpo máfico de pequenas dimensões e o granito Serra Dourada.

### 3.3 Magnetometria aérea

Os dois levantamentos magnéticos aerotransportados da Série 1000 executados pelo DNPM usados em totalidade nesta pesquisa apresentam características distintas. O Projeto Geofísico Brasil-Canadá (PGBC), realizado em 1975, apresenta linhas de voo N-S de 2 km e de controle E-W com 14 km (figura 3.22). Estes dados foram adicionados ao Projeto Serra da Mesa para recobrir por completo a área de estudo. O banco de dados bruto do Projeto Serra da Mesa (PSM), realizado em 1973, foi perdido por problemas com as fitas digitais. Recentemente estes dados foram recuperados pela digitalização dos mapas impressos produzidos na época. Este levantamento possui linhas de produção espaçadas em 1 km na direção NW-SE e linhas de controle espaçadas 20 km em vôos de direção NE-SW. E complementa a porção oriental do Bloco 1 do PGBC, esmiuçado por Blum (1999). O volumoso banco de dados gerado pela adição dos dois projetos foi analisado em escala regional, na qual as informações satisfazem as necessidades desta pesquisa.



**Figura 3.22:** Amostragem esquemática dos aerolevantamentos magnéticos PGBC e PSM mostrando as linhas de voo com direção N-S e N45°W, respectivamente. O espaçamento entre as linhas de voo é igual a 2 km no PGBC. O PSM apresenta adensamento das linhas de voo causado por um espaçamento de 1 km.

O banco de dados selecionado com padrão de distribuição regular em linhas de amostragem foi analisado para eliminação de valores anômalos (*spikes*) por meio da diferenciação a quarta ordem de potência dos valores de campo magnético total.

A célula de interpolação adotada é igual a 500 m para o PGBC e 250 m para o PSM. O método de interpolação usado foi o *bi-directional grid*, método geoestatístico ideal para dados

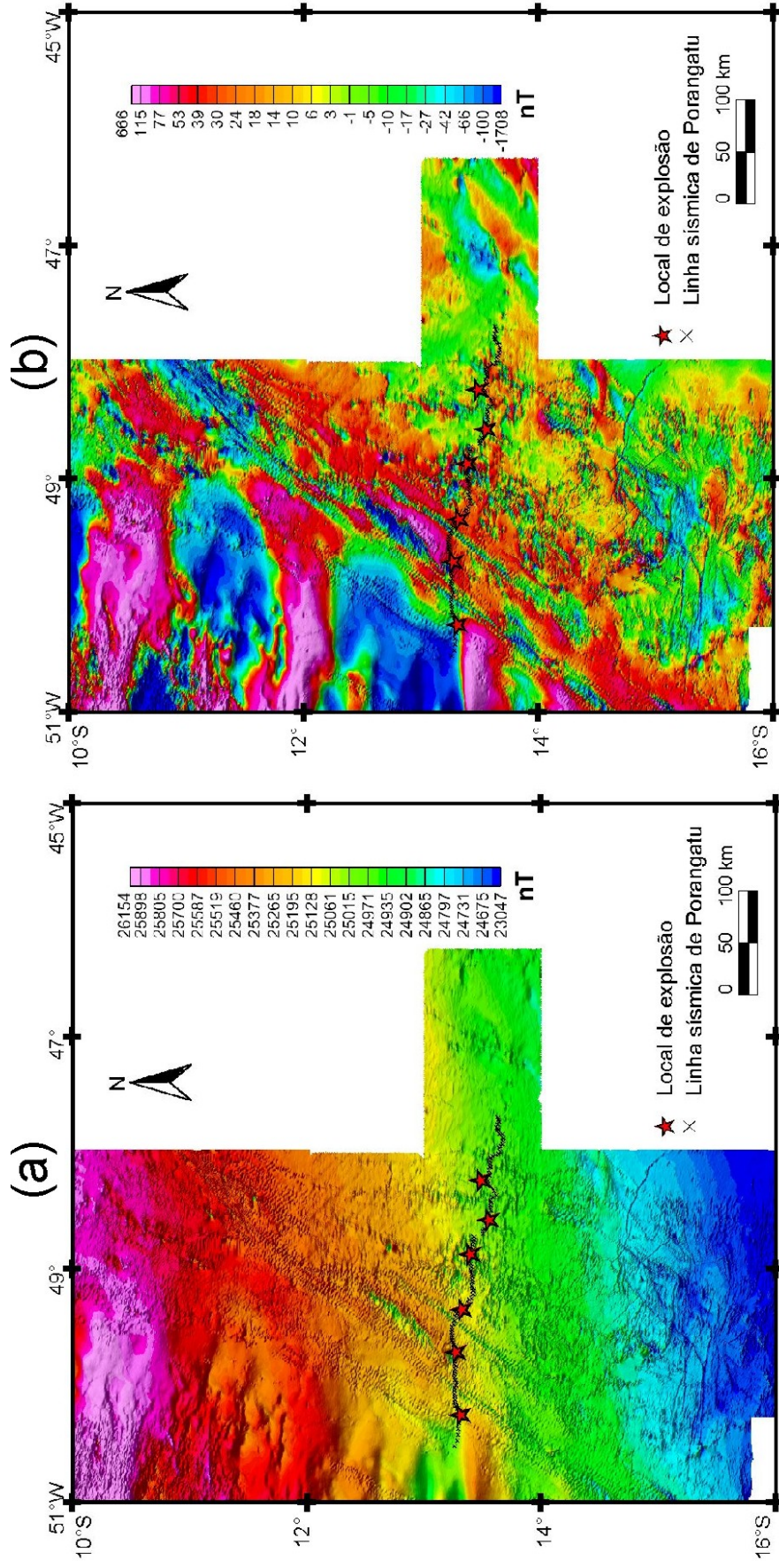
coletados em distribuição regular com orientação preferencial, no caso as linhas de vôo. As malhas resultantes (*grids*) foram microniveladas segundo o roteiro desenvolvido por Blum (1999) e, ao final, unidas pelo processo de combinação (*blend*) da função *grid-knit* no software Oasis montaj versão 5.1.8 (GEOSOFT, 2003). Posteriormente foi retirada a tendência da superfície de segunda ordem e realizada a transformação linear para obtenção da amplitude do sinal analítico (figuras 3.23b e 3.24a).

O mapa do campo magnético total (nT) resultante foi reduzido da superfície de tendência de segunda ordem para a obtenção dos valores de campo magnético residual (Fuck, 2000), que constitui forma alternativa de redução do campo magnético terrestre para restar somente a influência das rochas da crosta (Luiz e Silva, 1995). Este processamento se assemelha em resultado à retirada do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), uma representação matemática internacional do campo geomagnético.

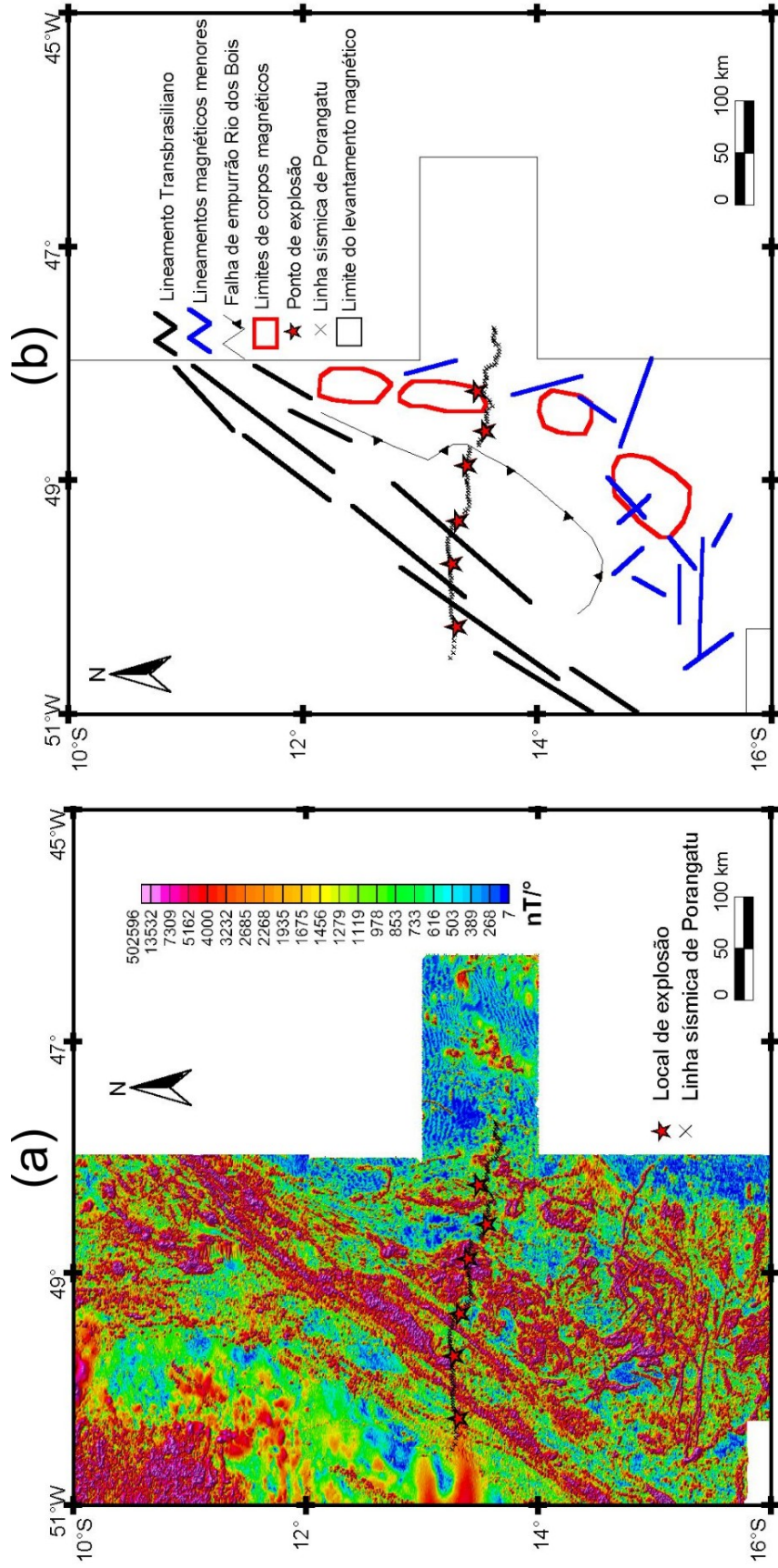
A amplitude do sinal analítico é a transformação linear aplicada para posicionamento das fontes magnéticas mascaradas pela natureza dipolar das fontes em latitudes próximas ao Equador e por magnetização remanescente. A amplitude do sinal analítico para um dado campo potencial é calculada pela raiz quadrada da soma das derivadas deste campo em relação a X, Y e Z, respectivamente duas componentes horizontais e uma vertical, elevadas ao quadrado. Esta transformação linear produz respostas simétricas, cujos picos, marcam as bordas das fontes causadoras (Nabighin, 1972; Fuck, 2000).

O mapa de amplitude do sinal analítico marca o Lineamento Transbrasiliano de direção NE-SW, que corta diagonalmente o mapa da Figura 3.24a do ponto de coordenadas 15°S/51°W ao ponto 11°S/48°W, e a falha Rio dos Bois, uma falha contracional de baixo ângulo que coloca os terrenos do arco sobre os terrenos do Maciço de Goiás. A falha Rio dos Bois aparece bem marcada no mapa de amplitude do sinal analítico com uma mudança de relevo magnético bem visível entre o tiro 4 e o tiro 5 (figura 3.24a).

Estes limites magnéticos foram transportados para o modelo sísmico e coincidem com as discontinuidades sísmicas, mais precisamente com os limites entre: i) Faixa Araguaia e Arco Magmático de Goiás; ii) a divisão interna do Arco Magmático de Goiás; iii) Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás (figura 3.17, 3.24b).



**Figura 3.23:** (a) Mapa do campo magnético total da área estudada. Os pontos de explosão aparecem como referência para a localização da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Entre as três explosões (1, 2 e 3) do extremo oeste da figura são nítidos os traços extensos do Lineamento Transbrasiliano. (b) Mapa do campo magnético residual produzido pela retirada da superfície de tendência de segunda ordem (Fuck, 2000). Os terrenos do Crátom Amazônico se destacam perante os cinturões orogênicos por serem um domínio de baixa frequência com estruturação com orientação marcante E-W no canto superior esquerdo da figura. No limite do crátom com as faixas dobradas estão os grandes lineamentos magnéticos de direção aproximada N30°E correlacionados ao evento colisional neoproterozóico, visíveis entre as explosões 1 e 3 no extremo oeste da linha sísmica.



**Figura 3.24:** Mapa da amplitude do sinal analítico resultante da transformação do mapa de campo residual da figura 3.23. Esta transformação identifica as bordas de corpos geológicos e centraliza as anomalias magnéticas sobre as fontes magnéticas. (b) Mapa com interpretações magnéticas baseado em informações presentes no mapa da amplitude do sinal analítico. A figura mostra os principais traços NE-SW constituintes do Lineamento Transbrasiliano, lineamentos magnéticos menores associados a fraturas e estreitas faixas de *greenstones*, a Falha de empurrão Rio dos Bois e os limites magnéticos de quatro corpos, sendo três deles correspondentes aos complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, seguindo rumo ao norte. O quarto corpo magnético delimitado no extremo norte também apresenta assinatura gravimétrica semelhante as rochas dos complexos acamadados, contudo sua expressão em superfície é inexistente.

---

Os estudos sobre o Arco Magmático de Goiás e a borda oeste da Província Tocantins são dificultados pela falta de afloramentos e pela presença de depósitos sedimentares quaternários nas proximidades do Rio Araguaia. Os dados geofísicos, entretanto, não sofrem desta interferência.

O modelo sísmico obtido divide a crosta superior sob a linha de refração de Porangatu em 11 domínios sísmicos, sendo oito rasos e três profundos, determinados a partir de valores de  $V_p$  e razão de Poisson (figura 3.18) e exibidos segundo sua composição na Figura 3.19. O modelo baseado nas velocidades compressivas e cisalhantes adquiriu consistência padrão deste tipo de levantamento na modelagem 2D. Em geral, os domínios sísmicos coincidem com os segmentos geotectônicos maiores. Além dos limites dados pela geologia em superfície, as discontinuidades laterais são corroboradas pela análise conjunta dos dados gravimétricos e magnéticos, que também acusam as anomalias rasas de alta e baixa velocidade identificadas entre os tiros 4 e 6 (figura 3.18).

O domínio da Faixa Araguaia assinala valor de  $V_p$  normal ( $V_p=5,95$  km/s) e  $\sigma$  elevado (0,26) para a primeira camada em relação aos domínios adjacentes, possivelmente evidenciando um meio fraturado ou poroso rico em fluidos (figura 3.18). Esta hipótese é consistente com as descrições litológicas de superfície que apresentam predominância de rochas metassedimentares proterozóicas e cobertura quaternária. Ussami e Molina (1999) modelaram por gravimetria e magnetometria esta região e apontaram a presença de espesso pacote de rochas metassedimentares sobre embasamento do Cráton Amazônico, confirmando a análise de que o  $\sigma$  elevado deste domínio é causado por pressão de poro e não pela presença de rochas básicas.

A Faixa Araguaia está em contato com os terrenos do Arco Magmático de Goiás. Este limite é dado pelo traço oeste do Lineamento Transbrasiliano (figura 1.2). Os dados sísmicos dividem o arco em dois segmentos: um segmento oeste, restrito ao Lineamento Transbrasiliano, e outro leste (figuras 1.2 e 3.18). O segmento oeste apresenta valores de  $V_p = 6,02$  km/s e  $\sigma = 0,24$ , coerentes com os granito-gnaisses mapeados em superfície. A região a leste, também de características félsicas ( $V_p = 6,11$  km/s e  $\sigma = 0,23$ ), pode ser interpretada como rochas ricas em plagioclásio. Em superfície é mapeada como uma seqüência vulcano-sedimentar ácida (Trabalho Final UnB, 2004).

No Arco Magmático de Goiás está localizada uma zona anômala de alta velocidade presente na Figura 3.18. A região é ilustrada em verde, posicionada a leste do tiro 4, e interpretada como um corpo intrusivo de composição básica ( $V_p = 7,05$  km/s e  $\sigma = 0,28$ ). Esta interpretação é coerente com a resposta gravimétrica indicada no mapa gravimétrico de derivada vertical (figura 3.21a), assim como no perfil da Figura 3.18. Ambas apontam um alto gravimétrico, indicando rochas de densidade elevada nesta posição. Em superfície esta anomalia está associada a um corpo anortosítico.

Uma característica dos anortositos é  $V_p$  (7,11 km/s) e  $\sigma$  (0,30) elevados, além da característica de cristalização em topos de câmaras magmáticas acamadadas máfico-ultramáficas.

Rosado e Soares (2003) modelaram por gravimetria o corpo de anortosito e chegaram em um resultado inconcluso, devido a profundidade do corpo ter alcançado 15 km. Ao final, o trabalho apontou a possibilidade de uma raiz máfica, agora comprovada pela sísmica (figura 3.19).

A leste da anomalia de alta velocidade, entre as explosões 4 e 5, está marcada a Falha Rio dos Bois que separa os terrenos do Arco Magmático de Goiás do Maciço de Goiás. Os dados aeromagnéticos (figura 3.24a) deslocam a falha Rio dos Bois cerca de 7 km para oeste em relação à sua posição em superfície marcada em imagem de satélite (figura 1.2). Este fato pode estar traduzindo o mergulho para oeste desta feição, uma vez que a assinatura magnética caracteriza resposta mais profunda, o que corrobora o mergulho das foliações aflorantes na região quando prolongada até a superfície.

O domínio da Falha Rio dos Bois apresenta valor de  $V_p$  igual a 4,59 km/s e razão de Poisson de 0,12, características indicativas de material rico em quartzo e, provavelmente, fortemente anisotrópico (figura 3.18). Em superfície este trecho da linha sísmica é recoberto pela seqüência metavulcanossedimentar pertencente ao arco e pela seqüência metassedimentar do Grupo Serra da Mesa. Esta fatia do perfil marca a transição da interface profunda, descrita por um degrau entre 4,2 e 6,5 km de profundidade, provavelmente delimitando o contato entre as unidades geotectônicas do arco magmático e do Maciço de Goiás. As coberturas metassedimentares silicáticas envolventes do granito não têm dimensões horizontal (~10 km) e vertical (~ 2 km) expressivas no flanco oeste do granito. Mas, foram bem marcadas pela zona anômala de baixa velocidade ( $V_p=4,59$  km/s e  $\sigma=0,12$ ). O enriquecimento em sílica neste domínio também é correlacionado à sua proximidade com a falha Rio dos Bois.

O batólito granítico Serra Dourada, representado pelo domínio vermelho abaixo do tiro 5, faz parte dos terrenos do Maciço de Goiás e apresenta extensa exposição em superfície destacada por suas altitudes elevadas (figuras 1.2 e 3.18). Envoltas pelas rochas

metasedimentares do Grupo Serra da Mesa (zona em amarelo a oeste do tiro 5, Figura 3.18), este corpo granítico possui  $V_p$  igual a 5,77 km/s e razão de Poisson igual a 0,22. Este biotita granito anorogênico se soma às rochas de baixa velocidade no flanco oeste para gerar o arqueamento e retardo das fases P nas seções sísmicas dos tiros 3 no intervalo de 80 a 100 km (figura 3.10) e 6 no intervalo de -60 a -30 (figura 3.16).

Outro domínio de alta velocidade com  $V_p$  de 6,42 e  $\sigma$  de 0,27 aparece adjacente ao Granito Serra Dourada, sob o tiro 6, representado na cor verde na Figura 3.18. Este domínio se destaca dos demais no gráfico da Figura 3.19 por estar deslocado no sentido das rochas máficas. Possivelmente está sendo afetado pela seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis. A proximidade com o extremo sul do Complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava possibilita a passagem de alguns raios sísmicos neste corredor de alta velocidade, justificando o aumento dos parâmetros sísmicos nesta porção do modelo.

O extremo leste do perfil exhibe uma região com  $V_p$  de 5,82 e  $\sigma$  de 0,21, indicativos de rochas de composição félsica, ricas em quartzo (segmento alaranjado na Figura 3.18). Apesar de pouco amostrado do ponto de vista sísmico, este domínio representa em superfície as rochas metassedimentares da parte externa da Faixa Brasília.

Uma camada mais homogênea aparece sob os domínios supracitados com  $V_p$  entre 6,14-6,18 e  $\sigma$  de 0,24, indicando rochas de composição félsica, possivelmente granito-granodiorito para este estrato (tabela 1.1, figuras 3.18 e 3.19). A interface se estrutura com dois degraus: o primeiro, a oeste, é suave, com 700 m de desnível, e marca o limite do Cráton Amazônico com o arco, coincidente com o traço oeste do Lineamento Transbrasiliano. O segundo é mais abrupto, com 2.300 m, e assinala a passagem entre os terrenos do Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás. A falha Rio dos Bois está associada ao degrau oriental do modelo que pode ser interpretado como evidência do soerguimento dos terrenos do arco empurrados sobre os terrenos alóctones do Maciço de Goiás em dois pulsos compressivos, o primeiro de W para E, o segundo N-S (Ramos Filho *et al.*, 2003).

Perosi (2006) apresenta modelo de  $V_p$  e  $V_p/V_s$  para a crosta sob a linha sísmica de Porangatu. A comparação dos resultados de crosta superior obtidos por Perosi (2006) com os obtidos nesta pesquisa, ressalta as escalas de trabalho diferentes. Enquanto a tese propõe o modelo total da crosta (< 45 km), esta dissertação tem escopo o detalhamento da porção superior (< 10 km). A crosta superior apresentada por Perosi (2006) possui uma camada rasa inclinada, sem degraus, com mergulho para leste. A camada possui 2,5 km no extremo oeste e 5,5 km abaixo do tiro 6. Os valores de  $V_p$  calculados por Perosi (2006) para a camada superior foram, em geral, menores 0,1 km/s que os obtidos nesta pesquisa e seu modelo possuiu 5 compartimentos sísmicos contra os 8 domínios supracitados (Figura 3.18). Os



valores de razão de Poisson são próximos e variam na ordem de  $\pm 0,01$  a  $\pm 0,04$ , sendo geralmente maiores que os apresentados na Tabela 3.2.

Os terrenos da Faixa Araguaia apresentam  $V_p$  menor (5,75 km/s) e  $\sigma$  menor (0,22) nos estudos de Perosi (2006), sendo o ponto mais discrepante entre os modelos. O Arco Magmático de Goiás também foi separado segundo a variação de  $V_p$  e  $\sigma$ , respectivamente, 5,92 km/s e 0,24 entre os tiros 2 e 3 e 6,01 km/s e 0,26 entre os tiros 3 e 4. O corpo máfico a leste do tiro 4 foi descrito por Perosi (2006) e apresenta parâmetros sísmicos de rochas máficas ( $V_p=6,95$  km/s e  $\sigma = 0,26$ ).

A porção leste do perfil foi melhor detalhada e ajustada com a compartimentação sugerida nesta pesquisa. Perosi (2006) não considerou a influência do Complexo acamadado de Cana Brava próximo ao tiro 6, descrevendo a porção leste a partir do tiro 5 como uma camada uniforme com  $V_p = 5,89$  km/s e  $\sigma = 0,26$ . Assim, a curva tempo-distância para o tiro 6 não ajusta ao marcante retardo e adiantamento de fases. A segunda camada nos dois modelos se mostrou homogênea, em Perosi (2006) os valores são  $V_p = 6,19-6,14$  km/s e  $\sigma = 0,26$ .

## Conclusões

---

A modelagem das ondas S complementa a modelagem das ondas P, aproximando a análise sísmica das evidências geológicas, principalmente em termos de composição e parâmetros petrofísicos do meio.

Os domínios sísmicos identificados para a crosta superior sob a linha de refração sísmica de Porangatu condizem com limites mapeados em trabalhos anteriores (Fuck, 1994; Pimentel *et al.*, 2000, 2004; Bizzi *et al.*, 2001; Junges *et al.*, 2002). Adicionalmente, diferencia os terrenos internos do Lineamento Transbrasiliano e terrenos a leste do Arco Magmático de Goiás. Esta região é escassa em afloramentos, recoberta por depósitos aluvionares e sedimentos quaternários.

O arco magmático aparece composto por dois segmentos de composição félsica, individualizados pelos valores de  $V_p$  e razão de Poisson, e delimitado pelo traço leste do Lineamento Transbrasiliano. Possivelmente o segmento oeste do arco apresenta proporção maior de quartzo (granito gnaisse), enquanto o segmento leste exhibe maior proporção de plagioclásio (tonalito-granodiorito).

O modelo sísmico descreve a crosta superior com uma interface de 3,5 km de profundidade no extremo ocidental sob a Faixa Araguaia, passando suavemente para 4,2 km de profundidade sob o Arco Magmático de Goiás e 6,5 km na porção leste, sob os terrenos do Maciço de Goiás. O degrau de 2,3 km formado no contato do Arco Magmático de Goiás com o Maciço de Goiás marca em profundidade a Falha Rio dos Bois (figura 1.2). Os dados magnéticos sugerem mergulho desta falha para oeste.

Com base nos valores de  $V_p$  e  $\sigma$ , a camada mais rasa foi dividida em oito segmentos (figura 3.18):

[1] Faixa Araguaia com  $V_p=5,95$  km/s e  $\sigma=0,26$ , limitado pelo traço ocidental do Lineamento Transbrasiliano;

[2] terrenos de arco internos ao Lineamento Transbrasiliano com  $V_p=6,02$  km/s e  $\sigma=0,24$ ;

[3] Arco Magmático de Goiás com  $V_p=6,11$  km/s e  $\sigma=0,23$ , entre o traço oriental do Lineamento Transbrasiliano e a falha Rio dos Bois;

[4] corpo máfico intrusivo, caracterizando a anomalia de alta velocidade, com  $V_p=7,05$  km/s e  $\sigma=0,28$  no domínio do arco magmático;

[5] rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa, envoltória do batólito Serra Dourada, influenciadas pela zona de cisalhamento Rio dos Bois com  $V_p=4,59$  e  $\sigma=0,12$ . Possui assinatura típica de zonas supersaturadas em sílica e com forte anisotropia;

[6] batólito granítico Serra Dourada com  $V_p=5,77$  km/s e  $\sigma=0,22$ ;

[7] Complexo acamadado Cana Brava associado à seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis com  $V_p=6,42$  km/s e  $\sigma=0,27$ ;

[8] terreno do cinturão de dobras e empurrões da Faixa Brasília com  $V_p=5,82$  km/s e  $\sigma=0,21$ ;

As três anomalias de velocidade rasas ao longo do perfil entre os tiros 4 e 6 dificultam a determinação da profundidade da primeira camada. A segunda camada determinada pelas refrações, é aparentemente mais homogênea, com  $V_p=6,14-6,18$  km/s e  $\sigma=0,24$ , com assinatura típica de rochas félsicas (figuras 3.18 e 3.19).

Dados isotópicos Sm-Nd e datações U-Pb estão sendo realizados em amostras de rocha recolhidas sobre o perfil sísmico. Estas novas informações refinarão a caracterização dos compartimentos tectônicos aqui propostos e seus limites (figura 3.18).

## Referências bibliográficas

- 
- Ackermann, H.D., Pankratz, L.W., Dansereau, D., 1986. Resolution of ambiguities of seismic refraction traveltimes curves. *Geophysics*, **51**, nº 2, 223-235.
- Alkmim, F. F., 2004. *O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo*. In: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Organizado por Virginio Mantesso-Neto, Andrea Bartorelli, Celso Dal Ré Carneiro, Benjamin Bley de Brito-Neves. Editora Beca. São Paulo. Capítulo I.
- Alvarenga, C.J.S, Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S. e Abreu, F.A.M., 2000. *Paraguay and Araguaia belts Arc*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, 183-193.
- 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. 105 p.
- Assumpção, M. e Bamford, D., 1978. LISBP – V. Studies of crustal shear waves. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **54**, 61-73.
- Assumpção, M, James, D., Snoke, A., 2002. Crustal thickness in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: implications for isostatic compensation. *Journal of geophysical Research*, **107**, B1, ESE 2-1-14.
- Assumpção, M, An, M., Bianchi, M., França, G.S.L., Rocha, M., Barbosa, J.R.B. e Berrocal, J., 2004. Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, **388**, 173-185.
- Berrocal, J., Marangoni, Y., Côgo de Sá, N., Fuck, R.A., Soares, J.E.P, Dantas, E., Perosi, F., Fernandes, C., 2004a. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, **388**, 187-199.
- Berrocal, J., Perosi, F. e Fernandes, C., 2004b. Resenha dos levantamentos da estrutura crustal no Brasil utilizando o método de refração sísmica profunda. I Simpósio regional da Sociedade Brasileira de Geofísica. São Paulo.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S, 2001. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapas na escala 1:2.500.000*. Brasília : CPRM. 4 CD-ROMs.

- Bjögren, B., 1984. Shallow refraction seismics. Cambridge University Press. Inglaterra. London. 267 p.
- Blakely, R.J., 1994. Potencial theory in solid earth gravity and magnetic application. Cambridge University Press, EUA.
- Blair, D.P., 1991. Seismic pulse assessment of cracked and jointed rocks. *Engineering Fracture Mechanics*. **35(1-3)**, 447-455.
- Blum, L.M.B., 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de doutorado N° 30. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília.
- Boadu, F.K., 2000. Predicting the transport properties of fractured rocks from seismic information: numerical experiments. *Journal of Applied Geophysics*. **44**, 103-113.
- Burger, H.R., 1978. *Exploration geophysics of the shallow subsurface*. Prentice Hall P T R, New Jersey, Chapter 9, 678 p.
- Cervený V., Molotkov, I.A e Psencík, I., 1977. Ray method in seismology. Univerity of Karlova.
- Cervený V., e Psencík, I., 1978. Programa SEIS88. Univerity of Karlova. <http://seis.karlov.mff.cuni.cz/consort/main.htm>
- Cervený, V. & Soares, J.E.P, 1992. Fresnel volume Ray tracing. *Geophysics*, **57:7**, 902-915 p.
- CGIAR-CSI, 2005. Consultative Group for International Agriculture Research (CGIAR) - Consortium for Spatial Information (CSI). Imagem SRTM 90m DEM disponível para *download* gratuito na página eletrônica <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/listImages.asp> . Acessado em 01/11/2005.
- Christensen, N.I., 1989. Pore pressure, seismic velocities, and crustal structure. In Pakiser, L;C & Mooney, W.D. *Geophysical framework of the continental U.S.* Geological Society of America Memoir 172. 783-798.
- Christensen, N.I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, **101-B2**: 3139-3156.
- 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.
- Cook, N.G.W., 1992. Natural joints in rock: mechanical, hydraulic and seismic behavior and properties under normal stress. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*. **29 (3)**, 198-223.
- Dantas, E.L., Jost, H., Fuck, R.A., Brod, J.A, Pimentel, M.M., Meneses, P.R., 2001. Proveniência e idade deposicional de seqüências vulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseadas em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências* **31(3)**:329-334.
- Dardenne, M.A., 2000. *The Brasilia fold belt*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, 231-263.
- Dobrin, M.B., 1976. *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw-Hill, Inc, USA, 630 p.

- Domenico, S.N., 1984. Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. *Geophysics*, **49(8)**, 1188-1195.
- Fountain, D.M. & Christensen, N.I., 1989. Composition of the continental crust and upper mantle; A review. In Pakiser, L.C & Mooney, W.D. *Geophysical framework of the continental U.S.* Geological Society of America Memoir 172. 711-738.
- França, G.S. e Assumpção, M., 2003. *Estrutura da crosta em Goiás, usando função do receptor, e mapa preliminar de espessura crustais no SE e centro-oeste do Brasil*. 8<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro. Expanded Abstracts Volume (CD-ROM).
- Fuck R.A., 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, 1994. *Atas...*, Brasília, 184-187.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Junges, S.L., Hollanda, M.H.B.M., Moraes, R. Armstrong, R., 2002. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: 41<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, SBG, Anais, p.308.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Junges, S.L., Moraes, R., 2001a. *Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province*. In: South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucón, Chile. *Revista Comunicaciones* (Universidad de Chile, Departamento de Geologia), 52:40 (CD-ROM).
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Silva, L.J.H.D., 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. 38<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú/SC, Anais **1**, 215-216.
- Fuck, R.A., Neves, B.B.B., Pimentel, M.M., 2001b. *Archean and Proterozoic continental crust in South America: main building events*. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón. Proceedings, Extended Abstract Volume (ROM): Servicio Nacional de Geologia y Minería. V. 1. 137-140.
- Fuck, R.F., 2000. Interpretação de dados magnetométricos, eletromagnetométricos e gamaespectométricos da região central da Serra dos Carajás, PA. Universidade de Brasília, Instituto de geociências, Brasília. Dissertação de mestrado N<sup>o</sup> 147.
- GEOSOFT, 2003. OASIS montaj 5.1.8, On line: manuals, tutorials and technical notes. [www.geosoft.com](http://www.geosoft.com)
- Giese, P. & Schute, J., 1980. *Resultados das medidas de sísmica de refração a Leste da Serra do Espinhaço, MG, Brasil*. In: Nuevos Resultados de la Investigación Geocientífica Alemana en Latino América, Deitado por W. Zeil. Printed by Georg Houser pp 44-50.
- Godfrey N.J., Christensen N.I., Okaya D.A., 2002. The effect of anisotropy on reflector depth and velocity determination from wide-angle seismic data: a synthetic example based on South Island, New Island. *Tectonophysics*. **355**, 145-161.

- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M., Tull, J.E., Tapley, W.C., Minner, L., 1987. SAC2000 – New Seismic Analysis Code. Lawrence Livermore National Laboratory. University of California. EUA. <http://www.llnl.gov/sac/>
- Gunn, P.J, 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, **23**, 300-312.
- Holbrook, W.S, Mooney, W.D, Christensen, N.I. 1992. *The seismic velocity structure of the deep continental crust*. In: Foutain, D.M., Arculus, R., e Kay, R.W. Continental lower crust. *Developments in Geotectonics*, **23**, 1-43.
- Johnson, R.A. & Hartman, K.A., 1991. Upper crustal Poisson's ratios in the Colorado Plateu from multicomponent wide-angle seismic recording. *International Lithosphere Program*, n° 183, *Geodynamics Series*, **22**, 323-328.
- Junges, S.L., Pimentel, M.M., Moraes, R., 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117**, 101-118.
- Kuyumjian, R.M., 2000. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the state of Goiás, central Brazil: characteristics and speculations. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(2)**, 285-288.
- 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, Goias, central brazil: SM-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*. **16**, 599-614.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Junges, S.L., 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **18**, 183-198.
- Luiz, J.G. & Silva, L.M. da C., 1995. Geofísica de prospecção. Volume 1. Universidade Federal do Pará, Belém. Editora Cejup.
- Mantovani, M.S.M e Brito Neves, B.B., 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: its importance for the Proterozoic (Rondinia, Gondwana) Supercontinent Theories. *Gondwana Research*. **8** (3), 303-315.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Dardenne, M.A., Faria, A., 1977. Contribuição à geologia da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, **7** (4), 304-324. São Paulo.
- Melo, S.S.V. & Soares, J.E.P., 2002. *Razão de Poisson para a parte leste da Província Tocantins através de dados de refração sísmica profunda*. Estágio Supervisionado. UnB-IG. Orientador José Eduardo Pereira Soares.
- Melo, S.S.V, Soares, J.E.P., Fuck, R.A., Moragas, F., 2005. *Poisson ratio upper crust of western Tocantins Province, Central Brazil*. General Assembly – International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI). Santiago, Chile. Abstract n° 665.

- Moura, C.A.V. e Gaudette, H.E., 1993. Evidence of brasileiro/Pan African deformation in the Araguaia belt: implications for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*. **23**, 117-123.
- Musacchio, G., Mooney, W.D., Luetgert, J.H. e 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.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytical signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*. **37**: 507-517.
- Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., Melo, L.V., Fuck, R.A., 2004. The copper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geology Reviews*. **25**, 285-299.
- Pellerin, C.L.M. e Christensen, N.I., 1998. Interpretation of crustal seismic velocities in the San Gabriel-Mojave region, southern California. *Tectonophysics*. **286**, 253-271.
- Perosi, F.A., 2000. Refração sísmica profunda no setor sudeste da Província Tocantins. Dissertação de mestrado, IAG-USP. São Paulo.
- 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, IAG-USP. São Paulo.
- Perosi, F.A., Berrocal, J., 2003. Modelo estrutural dos setores Central e Sudeste da província Tocantins utilizando dados de refração sísmica profunda. 8<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro. Expanded Abstracts Volume (CD-ROM).
- Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Junges, S.L, Fischel, D.P., Seer, H.J, Dantas, E.L., 2001. Nd isotopes and provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 571-585.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F., 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*. **46**, 463-483.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000. *The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, 195-229.
- Pimentel, M.M., Jost H., Fuck, R.A., 2004. *Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás*. In: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Organizado por Virgínio Mantesso-Neto, Andrea Bartorelli, Celso Dal Ré Carneiro, Benjamin Bley de Brito-Neves. Editora Beca. São Paulo. Capítulo XXI.
- Pimentel, M.M., Whitehouse, M., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*. **81**, 299-310.



- Portela, J.F., Ribas, M.P.P, Soares, J.E.P., 2004. *Vp/Vs da crosta inferior sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu-GO*. Estágio supervisionado. UnB-IG. Orientador José Eduardo Pereira Soares.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003. The subtle radar topography mission – a new class of digital levation models acquired by spaceborn radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*. **57**, 241-262.
- Ramos Filho, W.L., Araújo Filho, J.O., Kuyumjian, R.M., 2003. Características do ambiente estrutural do depósito de Chapada, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **33(2)**, 109-116.
- Rosado, T.M.S e Soares, J.E.P, 2003. *Modelagem gravimétrica sobre anomalias da linha sísmica de Porangatu*. Estágio supervisionado. UnB-IG. Orientador José Eduardo Pereira Soares.
- Sá, A.M., 1987. Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Texto e mapas. Porangatu – Folha SD.22-X-D, região Centro-Oeste. Escala 1:250.000. Executado por CPRM em convênio com DNPM.. Brasília.
- Sheriff, R.E. e Geldart, L.P., 1985. *Exploration seismology: history, theory & data acquisition*. Cambridge University Press, EUA. Volume 1, 253 p.
- Soares, J.E.P, Berrocal, J., Antunes, J.A., 2001. The Cavalcante and Minaçu-Brasilia deep seismic refraction lines: a travel time interpretation of crustal structure in Central Brazil. *VII international Congress of the Brazilian Geophysical Society*. Expanded resume volume, 1341-1344.
- Soares, J.E.P, Berrocal, J., Fuck, R.A., 2003. Seismic crustal structure in central Brazil. *In: 8<sup>TH</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. Expanded abstract volume. CD-ROM.
- Soares, J.E.P, 2005. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília. Tese de Doutorado.
- Trabalho final, 2004. Projeto Porangatu, Goiás. Relatórios de mapeamento geológico. Coordenador Prof. Dr. José Oswaldo de Araújo Filho. Universidade de Brasília. Trabalho final de graduação.
- USGS, 1999. *United States Geological Survey - The Earth's crust*. Disponível na página eletrônica <http://quake.wr.usgs.gov/research/structure/CrustalStructure/index.html> .
- USGS, 2001. *United States Geological Survey - Global crustal database*. Disponível na página eletrônica <http://quake.wr.usgs.gov/research/structure/CrustalStructure/database/index.html> .
- Ussami N. e Molina, E.C., 1999. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **12**, 87-98.
- Valeriano, C.M., Dardenne, M.A., Fonseca, M.A., Simões, L.S.A., Seer, H.J, 2004. *A evolução tectônica da Faixa Brasília*. In: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Organizado por Virginio Mantesso-Neto, Andrea Bartorelli, Celso Dal Ré Carneiro, Benjamin Bley de Brito-Neves. Editora Beca. São Paulo. Capítulo XXXII.

- van der Pluijm, B.A. e Marshak, S., 1997. Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. WCB/McGraw-Hill, 495 p.
- Ventura, D. & Soares, J.E.P., 2003. *Variações da razão de Poisson na linha de refração sísmica profunda de Porangatu-GO*. Estágio supervisionado. UnB-IG. Orientador José Eduardo Pereira Soares.
- Zelt, C.A., 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travelttime data. *Geophysical Journal International*. **139**, 183-204.
- Zandt, G & Ammon, J.C, 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, **374**, 152-154.

## 6.1 Cartas Topográficas

Ministério do Exército – Diretoria de Serviço Geográfico. *Região Centro-Oeste do Brasil* – escala 1:100.000.

- ◆ Porangatu SD.22-X-D-I MI-1988
- ◆ Mata Azul SD.22-X-D-II MI-1989
- ◆ Minaçu SD.22-X-D-VI MI-2037
- ◆ Formoso SD.22-X-D-V MI-2036
- ◆ São Miguel do Araguaia SD.22-X-C-II MI-1986

Secretaria de Planejamento da Presidência da República – IBGE. *Região Centro-Oeste do Brasil* – escala 1:100.000.

- ◆ Luís Alves SD.22-X-C-I MI-1985

## **ANEXOS**

# ANEXO I

**Arquivos de entrada (inputs) contendo as leituras de fase de onda P traço a traço para os seis tiros:**

```
2 3 3
Porangatu tiro1
1 1 1 0 3 0 100 1 1 -1 -1
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000
0.00000 4.00000 10.00000 1.00000 7.00000
```

34

0030.789920000.124910034.514340000.726090040.118130001.640980042.846390002.07801  
0048.293650003.054650058.649260004.870390061.004050005.227700063.651540005.70393  
0066.318200006.087350068.858730006.534300076.261570007.710760081.071010008.50193  
0085.991930009.283320088.892320009.778130091.494220010.164970093.877940010.58987  
0098.694790011.408150101.080560011.762000103.477050012.124150105.641770012.51634  
0108.159000012.920210110.309520013.270400112.756750013.656170115.773480014.14084  
0118.831820014.633700122.241480015.224320125.207150015.692410127.009140016.02640  
0128.389930016.408280129.478290016.530090001.253020004.924300012.614770002.94050  
0017.856390002.062700023.286630001.16010

```
2 3 3
Porangatu tiro2
1 1 1 0 3 0 100 1 1 -1 -1
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000
0.00000 4.00000 10.00000 1.00000 7.00000
```

43

0091.849240000.485820093.952970000.885320098.742050001.687830101.160590002.09689  
0103.521100002.453190105.694330002.843060108.244120003.270860110.335510003.61809  
0112.766760003.976020115.782900004.502250118.879630005.033790122.351380005.62709  
0125.379220006.108310127.399370006.429070129.030200006.782180130.767230007.07105  
0133.834380007.550590136.606970007.951170149.349830010.109850153.962910010.82399  
0156.731480011.228750159.359620011.645580161.970090012.070850164.670590012.51596  
0166.659590012.788250185.815980016.112700198.477800017.885770205.069800018.90161  
0001.869770014.504500012.833950012.570860018.033770011.736410023.423710010.85402  
0029.851010009.829290034.276620009.136980042.238380007.856500058.551830005.05993  
0060.990120004.582280063.572680004.215890066.140010003.759610068.708600003.38920  
0076.259080002.133280080.972160001.332750085.957620000.52186

```
2 3 3
Porangatu tiro3
1 1 1 0 3 0 100 1 1 -1 -1
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000
0.00000 4.00000 10.00000 1.00000 7.00000
```

55

0150.181700003.858380153.889920004.412830156.554380004.806780158.866350005.17505  
0161.617270005.600140164.368190006.013440166.349880006.318520132.445820000.64992  
0134.512280001.009650137.771110001.464310149.755420003.547170153.768360004.17742  
0156.496000004.600660158.995410005.028530161.554890005.493120164.128660005.93088  
0166.054520006.181820167.063070006.030980174.711610007.212940182.676450008.36176  
0185.179880008.730090190.045920009.092040192.582740009.901270197.819780010.82066  
0202.565960011.544170204.591140011.960570207.651810012.267670210.751870013.00551  
0213.143240013.686910215.403140014.497630219.216060015.075700222.105790015.62852  
0225.317760016.181400227.655640016.458300034.109460015.554570041.844850014.42475  
0058.156900011.611800063.139690010.814380065.606860010.375290068.163940010.02543  
0075.803140008.768180088.253670006.706610090.375130006.321350092.819030005.95334  
0097.362220005.162610099.412830004.859090101.739480004.393010103.608640004.14918  
0105.553590003.855450107.872970003.455680113.498390002.524410116.703940001.97801  
0120.098340001.383490122.766830000.903490125.771610000.36939

```
2 3 3
Porangatu tiro4
1 1 1 0 3 0 100 1 1 -1 -1
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000
0.00000 4.00000 10.00000 1.00000 7.00000
```

49

0205.489870003.926960208.654390004.214040211.944300004.757700214.309500005.34062  
0218.079550006.435680220.001920006.785330222.982470007.196740226.190370007.74597  
0228.339720008.119180230.276280008.445900233.553880009.081880241.570900010.49553  
0245.496600011.065410247.039280011.336440258.564250013.265160263.936330014.12621  
0267.397810014.710360269.854740015.109930274.939130016.032580276.607150016.29332  
0278.035510016.630730085.038220015.679340087.989770015.118010090.141770014.74189  
0092.590040014.337610097.207030013.581180099.356160013.233450101.739290012.75886  
0103.736980012.484410105.942810012.129160108.279380011.751900114.066080010.80421

0117.353480010.264310120.968920009.639500124.090150009.151100126.388990008.78973  
0128.101230008.444370129.512990008.219120132.535760007.684850134.861110007.34542  
0146.807650005.417120154.663350004.141130157.449630003.692370160.037680003.29572  
0163.108540002.784370165.352330002.395320166.232530002.654940174.407340001.35046  
0176.546360000.90540

2 3 3  
**Porangatu tiro5**  
1 1 1 0 0 3 0 100 1 1 -1 -1  
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000  
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000  
0.00000 4.00000 10.00000 1.00000 7.00000

40

0217.484260000.655250220.283800001.070590223.496360001.560000225.863340001.98426  
0227.977890002.340960231.239470003.035790233.162060003.381540238.950870004.46808  
0243.544150005.235350245.744110005.616820257.955160007.689400263.097170008.60558  
0266.783790009.233280269.483370009.717360274.062100010.451250275.372580010.66628  
0276.484160010.827980279.070380011.251610282.444270011.813450288.940840012.91704  
0291.629400013.625300298.956270014.629920308.268750016.061020115.336630016.72571  
0118.957800016.116340122.081000015.611110126.531080014.833560128.548190014.49354  
0131.615170013.937880134.349180013.429920151.744550010.529910172.081100007.22546  
0180.056420005.979300182.693190005.530230189.168790004.490220193.796930003.60134  
0202.634370002.149490205.779140001.806370208.917810001.191220211.266090000.63107

2 3 3  
**Porangatu tiro6**  
1 1 1 0 0 3 0 100 1 1 -1 -1  
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000  
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000  
0.00000 4.00000 10.00000 1.00000 7.00000

47

0152.228690015.863890154.974350015.400520157.715480014.934430160.355550014.54588  
0163.233710014.061710165.327410013.694920166.295120013.965420174.163420012.71375  
0176.363880012.335020182.063270011.542370184.484950011.126240191.988060009.89834  
0197.217470009.057180200.394580008.817630202.516920008.125210205.116530007.78864  
0207.495640007.402150209.568020006.948450211.765010006.230100213.379360005.94392  
0215.559290005.399520217.637090004.984720220.129040004.676670222.635650004.25328  
0224.722320003.910760227.101500003.590120229.436430003.150480229.462350003.12801  
0235.284650002.147440238.939620001.591200257.389160001.119550260.595030001.74884  
0265.560940002.609140268.216080003.072700270.192270003.363010275.726110004.47112  
0277.946980004.816300280.017830005.196820282.851570005.681150285.587810006.09346  
0289.777390006.813930292.565160007.313150294.921330007.947800300.257900008.69435  
0304.611590009.426160309.259910010.223410314.698850010.73762

## Arquivos de entrada (*inputs*) contendo as leituras de fase de ondas S traço a traço para os seis tiros S:

2 3 3  
**Porangatu tiro1**  
1 1 1 0 0 3 0 100 1 1 -1 -1  
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000  
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000  
0.00000 7.00000 10.00000 1.00000 4.00000

33

0034.514340001.373340040.118130003.059380042.846390003.898570048.293650005.46693  
0058.649260008.338820061.004050009.028350063.651540009.864130066.318200010.57893  
0068.858730011.317070076.261570013.481450081.071010014.785350085.991930016.17603  
0088.892320016.985630091.494220017.742960093.877940018.348380098.694790019.76687  
0101.080560020.356990103.477050021.123540105.641770021.644950108.159000022.38041  
0110.309520022.995050112.756750023.672690115.773480024.553840118.831820025.40051  
0122.241480026.347080125.207150027.233000127.009140027.724490128.389930028.04528  
0129.478290028.600690001.253020008.579070012.614770005.156600017.856390003.65434  
0023.286630002.03014

2 3 3  
**Porangatu tiro2**  
1 1 1 0 0 3 0 100 1 1 -1 -1  
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000  
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000  
0.00000 7.00000 10.00000 1.00000 4.00000

45

0001.869770024.338900012.833950021.208580018.033770019.751250023.423710018.35301  
0029.851010016.593050034.276620015.382720042.238380013.275330058.551830008.59785  
0060.990120007.819640063.572680007.217380066.140010006.395390068.708600005.75520  
0076.259080003.671480080.972160002.291090085.957620000.955000091.849240000.87578  
0093.952970001.531970098.742050002.857620101.160590003.573590103.521100004.27402  
0105.694330004.844580108.244120005.525920110.335510006.171870112.766760006.90343  
0115.782900007.681280118.879630008.578280122.351380009.627440125.379220010.47819  
0127.399370010.948620129.030200011.482770130.767230012.055390133.834380012.79073

0136.606970013.641740149.349830017.078420153.962910018.296250156.731480019.07628  
0159.359620019.758990161.970090020.484820164.670590021.198350166.659590021.74925  
0167.656330020.691200175.375130022.983940177.570440023.646390183.327770024.70011  
0185.815980026.97285

2 3 3  
**Porangatu tiro3**  
1 1 1 0 0 3 0 100 1 1 -1 -1  
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000  
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000  
0.00000 7.00000 10.00000 1.00000 4.00000

48

0041.844850024.250910058.156900019.690390063.139690018.314450065.606860017.58629  
0068.163940016.889350075.803140014.749670088.253670011.327230090.375130010.72981  
0092.819030010.058360097.362220008.785030099.412830008.183360101.739480007.53149  
0103.608640007.011650105.553590006.445160107.872970005.792030113.498390004.21277  
0116.703940003.275500120.098340002.324880122.766830001.555690125.771610000.72092  
0128.400930000.175090132.445820001.114530134.512280001.705670137.771110002.53946  
0149.755420005.786230153.768360006.885240156.496000007.545980158.995410008.26959  
0161.554890009.712130164.128660010.412570166.054520009.890330167.063070011.99832  
0174.711610014.142450182.676450014.767480185.179880015.373960190.045920016.85610  
0192.582740018.100260197.819780019.363120202.565960020.110650204.591140020.49224  
0207.651810021.491130210.751870022.025560213.143240022.700770215.403140026.13177  
0219.216060026.954650222.105790027.761680225.317760027.761680227.655640028.32799

2 3 3  
**Porangatu tiro4**  
1 1 1 0 0 3 0 100 1 1 -1 -1  
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000  
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000  
0.00000 7.00000 10.00000 1.00000 4.00000

48

0085.038220026.868620087.989770026.078500090.141770025.409870092.590040024.73027  
0097.207030023.417020099.356160022.785360101.739290022.188350103.736980021.52262  
0105.942810020.971200108.279380020.316430114.066080018.688880117.353480017.71246  
0120.968920016.705940124.090150015.860820126.388990015.194510128.101230014.70358  
0129.512990014.320690132.535760013.439270134.861110012.761370146.807650009.45244  
0154.663350007.221570157.449630006.419120160.037680005.717260163.108540004.84441  
0165.352330004.238860166.232530004.725960174.407340002.289080176.546360001.43812  
0183.087230000.093380185.653680000.954090186.716320001.679570192.409880003.10215  
0197.621540004.316900203.704790005.201180205.489870006.740790208.654390007.26863  
0211.944300008.327310214.309500009.017910218.079550010.598320220.001920011.37224  
0222.982470012.255280226.190370013.160640228.339720013.753120230.276280014.32086  
0233.553880015.256270241.570900017.561490245.496600018.565030247.039280019.14682

2 3 3  
**Porangatu tiro5**  
1 1 1 0 0 3 0 100 1 1 -1 -1  
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000  
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000  
0.00000 7.00000 10.00000 1.00000 4.00000

41

0115.336630027.766210118.957800026.782110122.081000025.914840126.531080024.73012  
0128.548190024.183270131.615170023.323700134.349180022.548470151.744550017.78262  
0172.081100012.139060180.056420009.875620182.693190009.125080189.168790007.29429  
0193.796930005.974270202.634370003.466230205.779140002.673320208.917810001.70288  
0211.266090000.854520215.308830000.488420217.484260001.048170220.283800001.79333  
0223.496360002.619910225.863340003.468420227.977890004.118580231.239470005.11448  
0233.162060005.650390238.950870007.349450243.544150008.729970245.744110009.20676  
0257.955160012.753400263.097170014.248390266.783790015.245310269.483370015.95067  
0274.062100017.303880275.372580017.611750276.484160017.992520279.070380018.65482  
0282.444270019.578930288.940840021.338000291.629400022.044170298.956270024.09744  
0308.268750026.52359

2 3 3  
**Porangatu tiro6**  
1 1 1 0 0 3 0 100 1 1 -1 -1  
0.00000 314.00000 16.00000 20.00000 0.50000  
0.00000 10.00000 8.00000 2.00000  
0.00000 7.00000 10.00000 1.00000 4.00000

46

0152.228690026.845810154.974350026.063880157.715480025.312410160.355550024.58338  
0163.233710023.831170165.327410023.219670166.295120023.628920174.163420021.56228  
0176.363880020.847660182.063270019.547570184.484950018.982950191.988060016.80785  
0197.217470015.341610200.394580014.953170202.516920013.860750205.116530013.06352  
0207.495640012.364940209.568020011.728450211.765010010.513450213.379360010.08141  
0215.559290009.240080217.637090008.628230220.129040008.014020222.635650007.34378  
0224.722320006.759970227.101500006.135840229.436430005.496150235.284650003.71213  
0238.939620002.800460257.389160002.183680260.595030003.111640265.560940004.56966  
0268.216080005.198490270.192270005.885070275.726110007.345170277.946980007.96599

0280.017830008.640210282.851570009.569060285.587810010.390990289.777390011.58120  
0292.565160012.442160294.921330013.080840300.257900014.513250304.611590015.64914  
0309.259910017.045470314.698850018.26671

**Arquivos de entrada (*inputs*) contendo a distribuição de velocidades e as interfaces do modelo para ondas P:**

```

2 3 0 Modelo 1 2 3 e 6 ondas P                                0 0
  3 2 6 2
0.00000 0.00000 0 314.00000 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
0.00000 10.00000 0 314.00000 10.00000 0
20 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
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
6 2
0.00000 70.00000 80.00000 195.00000 205.00000 314.00000
0.00000 20.00000
6.14000 6.34000
6.14000 6.34000
6.10000 6.30000
6.10000 6.30000
6.08000 6.28000
6.08000 6.28000
0 0 0 0
1.73200 1.73200
4.20000 8.00000 0.00000 10.00000 0.00000 314.00000
1 58 2 3 3 0 0 0 0 1 0 40 1 2 3 0 0 0
0.00000 2.50000 0.00000
30.00000 0.04000 0.00000 0.05000 0.03000 0.00000 314.00000
1.00000 0.00000 0.00100 3.14000 3.14000 -0.00100 0.00000 0.00010

```

```

2 3 0 Modelo 4 ondas P                                0 0
  3 2 6 2
0.00000 0.00000 0 314.00000 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
0.00000 10.00000 0 314.00000 10.00000 0
20 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
0.00000 20.00000
5.92000 6.12000
5.92000 6.15000
5.95000 6.18000
5.95000 6.15000
6.00000 6.15000
6.01000 6.25000
6.00000 6.20000
6.00000 6.20001
6.08000 6.28000
6.10000 6.30000
6.08000 6.28000
6.80000 7.20000
7.10000 7.40000
7.00000 7.30000
4.60000 4.80000

```





**Arquivos de entrada (*inputs*) contendo a distribuição de velocidades e as interfaces do modelo para ondas S:**

```

2 3 0 Modelo 1 2 3 e 6 ondas S                                0 0
  3 2 6 2
0.00000 0.00000 0 314.00000 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
0.00000 10.00000 0 314.00000 10.00000 0
20 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
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
6 2
0.00000 70.00000 80.00000 195.00000 205.00000 314.00000
0.00000 20.00000
3.58000 3.78000
3.58000 3.78000
3.53500 3.73500
3.54000 3.74000
3.53000 3.73000
3.54000 3.74000
0 0 0 0
1.73200 1.73200
3.00000 4.20000 0.00000 10.00000 0.00000 314.00000
1 59 2 3 3 0 0 0 0 1 0 40 1 2 3 0 0 0
0.00000 2.50000 0.00000
30.00000 0.04000 0.00000 0.05000 0.03000 0.00000 314.00000
1.00000 0.00000 0.00100 3.14000 3.14000 -0.00100 0.00000 0.00010

```

```

2 3 0 Modelo 4 ondas S                                0 0
  3 2 6 2
0.00000 0.00000 0 314.00000 0.00000 0
0.00000 3.50000 0 70.00000 3.50000 -1 80.00000 4.20000 -1
199.00000 4.20000 -1 202.00000 6.50000 -1 314.00000 6.50000 0
0.00000 10.00000 0 314.00000 10.00000 0
20 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
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

```



## ANEXO II

*IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) –  
General Assembly. Santiago, Chile, October 2005. Abstract n° 665.*

### UPPER CRUST POISSON'S RATIO OF WESTERN TOCANTINS PROVINCE, CENTRAL BRAZIL

SAULO S. VAZ DE MELO, José Eduardo P. Soares, Reinhardt A. Fuck, Fransuarlei Moragas

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brazil.

A refined  $V_p$  model and a first approach of Poisson ratio ( $\sigma$ ) distribution in the upper crust of central-western Tocantins Province, central Brazil, obtained through 1D modeling of Porangatu deep refraction data, is presented. Porangatu line crosses the Araguaia Belt and the western part of Brasília Belt, comprising Goiás Magmatic Arc and Goiás Massif. It is an almost E-W, around 300 km long seismic profile, deployed with vertical recording stations spaced 2.5 km, and a shot every 50 km along the line. Western Tocantins Province presents lateral discontinuities evidenced by Sm-Nd isotopic model age variation, (Neoproterozoic in Goiás Magmatic Arc, Paleoproterozoic in Araguaia Belt and Goiás Massif), and aerogeophysical and ground gravimetric regional anomalies. Most prominent surface boundaries are Serra Azul, representing the eastern Transbrasiliano Lineament, and Rio dos Bois fault, the limit between Goiás Magmatic Arc and Goiás Massif, respectively.

Poisson ratio can be obtained directly from compressional and shear wave velocities ratio ( $V_p/V_s$ ). It is an elastic constant sensitive to rock composition, rock fractures and porosity, allowing to constrain lateral crustal discontinuities. The improvement of upper crust model came from applying static correction and modeling 100 km of seismic sections. The upper crust is characterized by an interface around 4 km deep, dipping smoothly westward in the central part of the seismic line, under the Goiás Magmatic Arc. In the westernmost portion of the model the first layer thins out abruptly, forming a step of around 2.5 km, marking the limit with Araguaia Belt. Considering  $V_p$  and  $\sigma$  values, the first layer can be divided in four main segments from east to west: i) Goiás Massif with  $V_p=6.05$  km/s and  $\sigma=0.25$ , limited by Rio dos Bois fault; ii) magmatic arc with  $V_p=6.1$  km/s and  $\sigma=0.21$ , comprised between Rio dos Bois fault and the eastern trace of Transbrasiliano Lineament; iii) Transbrasiliano Lineament with  $V_p=6.03$  km/s and  $\sigma=0.23$ , and iv) Araguaia Belt with  $V_p=6.02$  km/s and  $\sigma=0.26$ , limited by the western trace of Transbrasiliano Lineament. Goiás Massif domain presents two local anomalies, related to the layered Cana Brava complex ( $V_p=6.37$  km/s,  $\sigma=0.27$ ) and to the Serra Dourada batholith ( $V_p=5.79$  km/s,  $\sigma=0.21$ ). The magmatic arc domain presents a local high velocity anomaly related to an anorthosite body ( $V_p=7.1$  km/s,  $\sigma=0.30$ ). Presence of the three anomalous bodies along the line contributes to somewhat blurring determination of the first layer. The second layer is apparently more homogeneous, with  $V_p=6.15$ - $6.17$  km/s and  $\sigma=0.23$ - $0.24$ .

## ANEXO III

### DETALHE DO SEGMENTO SÍSMICO COM BAIXA RAZÃO DE POISSON

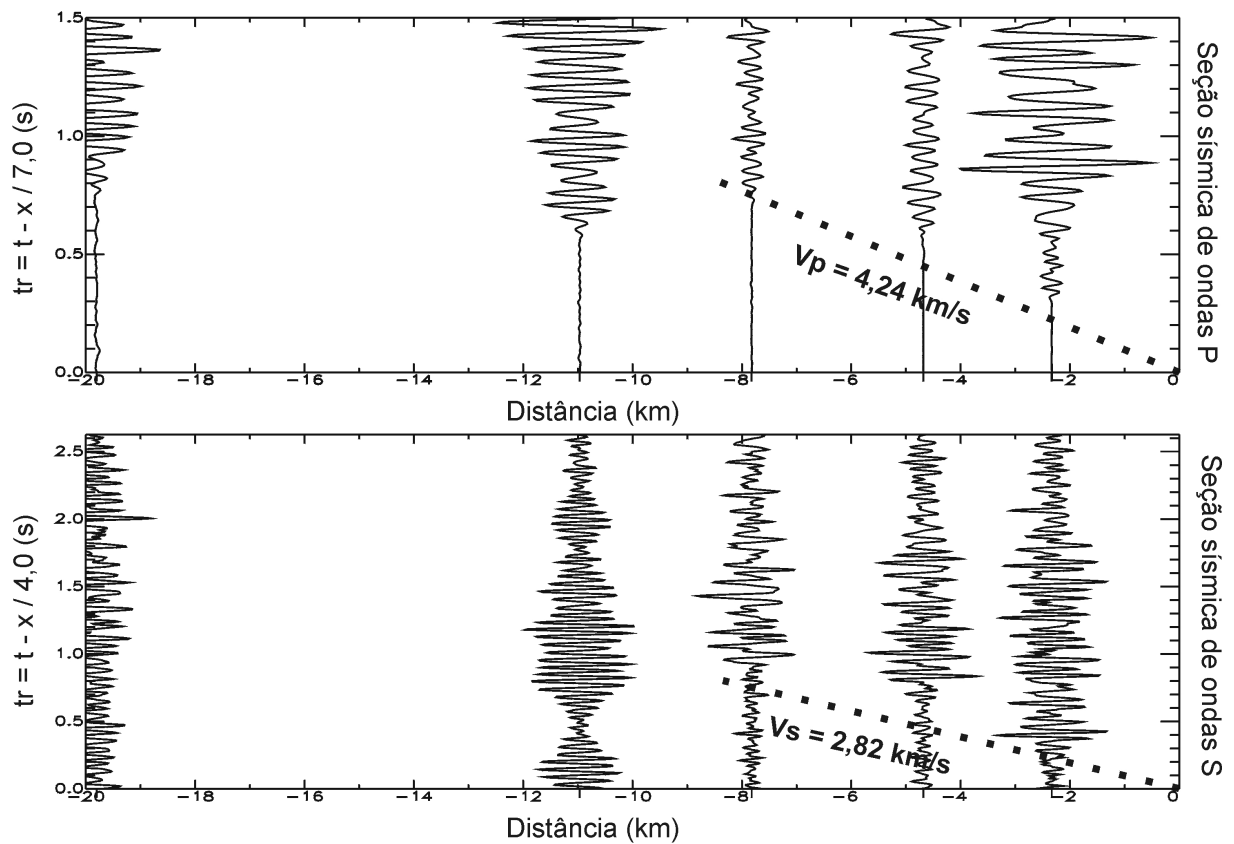
A zona sísmica determinada a oeste do tiro 5, entre o batólito Serra Dourada e a falha Rio dos Bois, apresenta  $V_p = 4,59$  km/s,  $V_p/V_s = 1,52$  e razão de Poisson igual a 0,12. Por ser o valor de  $\sigma$  anômalo, este anexo foca esta porção do perfil apresentando os dados sísmicos ampliados e uma breve discussão.

Nesta porção do perfil sísmico ocorrem quartzitos (rochas ricas em quartzo) associados a mica xistos formando o pacote de rochas metasedimentares do Grupo Serra da Mesa que ladeiam o granito Serra Dourada.

A Figura I ilustra as seções sísmicas referentes à porção oeste do tiro 5 considerando distância de até 20 km do tiro. As velocidades foram medidas diretamente no programa *SAC2000* considerando os três primeiros traços da seção sísmica. Os valores de  $V_p$ ,  $V_s$  e  $V_p/V_s$  são 4,24 km/s, 2,82 km/s e 1,50, respectivamente, o que gera razão de Poisson igual a 0,10. Razão de Poisson igual a 0,10 é comumente encontrado para quartzitos (Christensen, 1996; van der Pluijm e Marshak, 1997). A diferença entre as análises 2D e as medidas diretas traz uma incerteza em torno de 0,02 no valor de  $\sigma$ .

Esta região coincide com as rochas metasedimentares do Grupo Serra da Mesa e está localizada nas proximidades de uma grande falha contracional de baixo ângulo, a falha Rio dos Bois (Ramos Filho *et al.*, 2003), o que justifica os valores obtidos.

O valor de  $V_p$  baixo (4,59 km/s) pode estar traduzindo influência de anisotropia. A anisotropia seria causada por foliação proeminente, provavelmente de alto ângulo, no Grupo Serra da Mesa visível de forma marcante em imagens de satélite e radar.



**Figura I:** Seção sísmica de ondas P acima filtrada de 1-20 Hz reduzida com velocidade de 7 km/s para a porção oeste do tiro 5. A imagem é uma ampliação da zona anômala apresentada nas Figuras 3.14 e 3.18. Seção sísmica de ondas S abaixo filtrada de 1-10 Hz reduzida com velocidade de 4 km/s para a porção oeste do tiro 5. A imagem é uma ampliação da zona anômala apresentada nas Figuras 3.15 e 3.18.