UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

TOMOGRAFIA SÍSMICA COM ONDAS P E S PARA O
ESTUDO DO MANTO SUPERIOR NO BRASIL

MARCELO PERES ROCHA.

ORIENTADOR: PROF. DR. MARCELO SOUSA DE ASSUMPÇÃO.

Tese apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Ciências na área de Geofísica.

São Paulo
· Abril/2008 ·

*Adoramos a perfeição, porque não a podemos ter;
repugna-la-íamos, se a tivéssemos. O perfeito é desumano,
porque o humano é imperfeito.*
Fernando Pessoa

Para as pessoas que eu amo.

Índice

Índice	i
Índice de Figuras	iii
Índice de Tabelas	vii
Agradecimentos	viii
Resumo	x
Abstract.	xi
1 Introdução	1
1.1 Introdução	1
1.2 Contexto Geológico	2
1.3 Principais Estudos Anteriores	5
2 Dados	10
2.1 Introdução	10
2.2 Obtenção dos resíduos relativos	10
2.3 Estações e Seleção dos Eventos	11
2.4 Consistência dos Dados	14
3 Método de Inversão	17
3.1 Introdução	17
3.2 Inversão por mínimos-quadrados	17
3.3 Linearização da equação de tempo de percurso	20
3.4 Parametrização	21
3.5 Formulação do Problema Inverso	22
4 Resultados da Tomografia	29
4.1 Introdução	29
4.2 Descrição dos resultados	29
5 Análises de Resolução	36
5.1 Introdução	36
5.2 Testes Geométricos	36
5.3 Testes <i>Checkerboard</i>	38

6	Método Jackknife	47
6.1	Introdução	47
6.2	Aplicação em Tomografia Sísmica	47
7	Regionalização	52
8	Discussão	58
8.1	Placa Sanfranciscana	58
8.2	Bloco do Paranapanema	60
8.3	Placa de Nazca	61
8.4	Plumas e Afinamento da Litosfera	61
9	Conclusões	65
A	Procedimento para Instalação de Estações Sismográficas	67
A.1	Planejamento	67
A.2	Execução	68
B	Listagem das Estações Utilizadas neste Trabalho	77
	Referências	80

Índice de Figuras

1.1	Comparação entre a área de estudo deste trabalho com as dos trabalhos anteriores. Anomalias de velocidade P a 300 km de profundidade.	3
1.2	Área de Estudo com a localização das estações utilizadas na Tomografia Sísmica. As linhas finas são os limites políticos (estados), e as linhas grossas as principais províncias geológicas: Cráton do São Francisco e a Bacia do Paraná, além das Faixas Móveis (Ribeira, Araçuaí e Brasília). Os triângulos (banda larga) e quadrados (período curto) são as estações, e as diferentes cores indicam a qual projeto ou instituição cada uma pertence. As estações circuladas (círculos vermelhos) são as novas estações utilizadas neste trabalho (instaladas ou aproveitadas de outros projetos).	4
1.3	Mapa Tectônico da América do Sul. O quadrado tracejado mostra a posição da nossa área de estudo. LTB é o lineamento trans-brasiliano. “A”, “B” e “C” são as posições das Províncias Ígneas do Alto do Paranaíba (APIP), Iporá (IP) e Poxoréu (PX).	6
1.4	Diferentes modelos propostos para o embasamento da Bacia do Paraná. . . .	7
2.1	Passos para obter os resíduos relativos de tempo (modificado de Schimmel et al., 2003). a) Componente vertical sem filtro de um evento ocorrido no norte da Dorsal Meso-Atlântica em 06/10/1996. Os traços estão alinhados em relação ao tempo de chegada teórico da onda P (T_c). b) Mesmo evento com filtro passa-banda (0.8-1.6 Hz) e alinhado em relação ao tempo de chegada observado (T_o). c) Sobreposição dos traços para observar a coerência do sinal, e a qualidade da marcação do tempo de chegada.	12
2.2	Distribuição dos eventos utilizados neste trabalho com relação ao centro da área de estudo (quadrado em preto). a) Distribuição dos eventos para as ondas P. b) Distribuição dos eventos para as ondas S. Círculos marcam a distância a cada 30°.	13
2.3	Histogramas dos resíduos relativos para ondas (a) P e (b) S.	15
2.4	Média dos resíduos relativos por para cada uma estação. (a) ondas P, (b) ondas S.	15
	16	
3.1	Diferentes tipos de parametrização de velocidade: a) Blocos de velocidade constante, b) grade de nós (modificado de Rawlinson e Sambridge, 2003). . .	22
3.2	Volume utilizado na inversão dos dados, parametrizado com splines sob tensão (Cline, 1981; Neele et al., 1993). Os quadrados brancos representam as estações. A região de maior resolução está delimitada pelas linhas amarelas. .	23

3.3	Ilustração de distribuição normal de dados com utilização de diferentes normas para minimização de dados entre $-1,5\sigma$ e $1,5\sigma$ (norma L2) e maiores que $\pm 1,5\sigma$ (norma L1).	24
3.4	Diferença entre a minimização utilizando as normas L1 e L2 para os dados distribuídos nos pontos (D,Z).	25
3.5	Curvas de diminuição do RMS com relação as iterações para ondas P e S. . .	28
4.1	Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 150 km [(a) para ondas P e (b) para ondas S] e 200 km [(c) para ondas P e (d) para ondas S], mostrando anomalias de alta e baixa velocidade com relação a um modelo médio de velocidades. As linhas grossas indicam as principais estruturas geológicas e as linhas brancas os perfis verticais. Os quadrados brancos são as estações. Os círculos amarelos indicam o local de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior.	31
4.2	Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 300 km [(a) para ondas P e (b) para ondas S] e 500 km [(c) para ondas P e (d) para ondas S], mostrando anomalias de alta e baixa velocidade com relação a um modelo médio de velocidades. As linhas grossas indicam as principais estruturas geológicas e as linhas brancas os perfis verticais. Os quadrados brancos são as estações.	32
4.3	Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 600 km [(a) para ondas P e (b) para ondas S] e 700 km [(c) para ondas P e (d) para ondas S], mostrando anomalias de alta e baixa velocidade com relação a um modelo médio de velocidades. As linhas grossas indicam as principais estruturas geológicas e as linhas brancas os perfis verticais. Os quadrados brancos são as estações.	33
4.4	Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 800 km [(a) para ondas P e (b) para ondas S] e 900 km [(c) para ondas P e (d) para ondas S], mostrando anomalias de alta e baixa velocidade com relação a um modelo médio de velocidades. As linhas grossas indicam as principais estruturas geológicas e as linhas brancas os perfis verticais. Os quadrados brancos são as estações.	34
4.5	Perfis verticais indicados nas Figuras horizontais. (a), (c) e (e) são os perfis para as ondas P, e (b), (d) e (f) são os perfis para as ondas S.	35
5.1	Modelos sintéticos geométricos simulando as principais estruturas tectônicas para a profundidade de 150 km. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos após o traçamento de raios e a inversão. As anomalias de alta velocidade são: Cráton do São Francisco (CSF), o Cráton do Paranaapanema (CP) abaixo da Bacia do Paraná. As anomalias de baixa velocidade são: Província Ígnea de Iporá (IP) e a Província Ígnea do Alto do Paranaíba (AP), a Bacia do Pantanal (PT) e a anomalia interpretada por VanDecar et al., (1995) como o impacto inicial da Pluma de Tristão da Cunha (TC).	40
5.2	Modelos sintéticos geométricos simulando as principais estruturas tectônicas abrangidas pela área de estudo para a profundidade de 900 km. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos pela inversão. PN é a Placa de Nazca.	41

5.3	Modelos sintéticos verticais geométricos (Perfil W-W') simulando as principais estruturas tectônicas abrangidas pela área de estudo. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos pela inversão. CSF é o Cráton do São Francisco (CSF), CP é o Cráton do Paranapanema, PN é a Placa de Nazca e TC é anomalia interpretada como o impacto inicial da Pluma de Tristão da Cunha (VanDecar et al., 1995).	42
5.4	Modelos sintéticos verticais geométricos (Perfil X-X') simulando as principais estruturas tectônicas abrangidas pela área de estudo. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos pela inversão. CSF é o Cráton do São Francisco (CSF), PN é a Placa de Nazca, AP é a Província Ígnea do Alto do Paranaíba e PX é a Província Ígnea de Poxoréu.	43
5.5	Modelos sintéticos verticais geométricos (Perfil Z-Z') simulando as principais estruturas tectônicas abrangidas pela área de estudo. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos pela inversão. CSF é o Cráton do São Francisco (CSF), PN é a Placa de Nazca, AP é a Província Ígnea do Alto do Paranaíba, APG é o Arco de Ponta Grossa e TC é anomalia interpretada como o impacto inicial da Pluma de Tristão da Cunha (VanDecar et al., 1995).	44
5.6	Modelo sintético do tipo <i>spikes</i> (<i>checkerboard</i> modificado) para avaliar a resolução local das imagens tomográficas.	45
5.7	Resultados obtidos pela inversão do modelo <i>checkerboard</i> (Figura 5.6).	46
6.1	Exemplos de convergência dos valores pontuais de anomalia. Variação de anomalia média ($\tilde{S}$) em 6 pontos da grade em função do número de modelos usado para a média. (a) refere-se a iteração 3 e (b) a iteração 6.	49
6.2	Comparação entre os resultados da tomografia para onda P (coluna da esquerda), tomografia para ondas S (coluna do meio) e do método Jackknife para onda S (coluna da direita). Nestas figuras estão indicados os perfis verticais apresentados na Figura 6.3. Os quadrados brancos indicam as estações utilizadas e os círculos amarelos (Figuras 6.2a, 6.2e e 6.2i) representam intrusões alcalinas do Cretáceo Superior. As regiões em negro indicam ausência de dados.	50
6.3	Comparação entre os resultados (verticais) da tomografia para onda P (coluna da esquerda), tomografia para ondas S (coluna do meio) e do método Jackknife para onda S (coluna da direita). As regiões em negro indicam ausência de dados.	51
7.1	Exemplo ilustrativo da influência de estruturas externas ao volume com o aumento excessivo da área de estudo.	54
7.2	(a) Volume total utilizado em nossas inversões (Modelo Normal; Lat. -31 a -8 e Long. -62 a -36). (b) Volume regional dentro do volume total (MOD1; Lat. -23 a -9 e Long. -57 a -42). Os quadrados brancos são as estações utilizadas.	55
7.3	Inversões para os modelos apresentados na Figura 7.2. Na parte inferior estão as figuras para o modelo Normal e na parte superior as figuras para o modelo regional MOD1.	56

7.4	Resultado do teste para verificar a influência da parametrização nos resultados tomográficos. (a) Modelo Normal com a indicação dos modelos regionais MOD2 e MOD3. (b) Modelo regional MOD2 com resultados da inversão para o modelo sintético de <i>spikes</i> . (c) Modelo regional MOD3 com resultados da inversão para o modelo sintético de <i>spikes</i>	57
8.1	Comparação entre o mapa de anomalia Bouguer (A) e o mapa de anomalias tomográficas para onda P com sismicidade (C), para a região do Cráton do São Francisco. (B) é o modelo proposto por Alkimim et al. (1993) para a Placa Sanfranciscana.	59
8.2	Comparação entre os diferentes modelos propostos para o embasamento da Bacia do Paraná sobrepostos sobre o resultado da tomografia sísmica para ondas P.	60
8.3	Comparação da anomalia tomográfica para onda P para uma profundidade de 700 km, relacionada com a Placa de Nazca, e o contorno do cinturão Andino. As linhas vermelhas tracejadas indicam o contorno da Zona de Wadatti-Benioff (Cahill e Isacks, 1992)	63
8.4	Comparação dos resultados da Tomografia Sísmica para ondas P com o modelo proposto por Gibson et al. (1995,1997) para explicar a presença de intrusões alcalinas com idades do Cretáceo Superior. Em (a) é feita uma comparação com a sismicidade da região. A linha vermelha tracejada em (c) ilustra o limite Litosfera-Astenosfera.	64
A.1	Instalação da estação PRCB em Paracatú-MG. O Técnico do Laboratório de Sismologia José Roberto Barbosa dando explicações para o proprietário das terras.	68
A.2	Instalação da estação PRCB em Paracatú-MG. a) Limpeza da rocha para colocação do sensor. b) Colocação de cerca para evitar a entrada de animais.	69
A.3	Instalação da estação JNRB em Januária-MG. a) Rocha onde será colocada a base de cimento do sensor. b) Base de cimento colocada sobre a rocha.	70
A.4	Instalação da estação PRCB em Paracatú-MG. a) Proteção do sensor com uma caixa d'água de amianto. b) Proteção do sensor com uma caixa de madeira.	71
A.5	Proteção do sensor com isopor para diminuir a influência de variações de temperatura.	72
A.6	Orientação do sismômetro. a) Marcas de orientação feitas na base do sismômetro. b) Sismômetro orientado.	73
A.7	Abrigo do registrador fixo feito de alvenaria (Estação AQDB - Aquidauana, MS).	74
A.8	Abrigo do registrador móvel feito de fibra (Estação JATB - Jataí, GO).	75
A.9	Estações sismográficas. a) Estação JATB - Jataí, GO. b) Estação CRTB - Correntina, BA	76

Índice de Tabelas

2.1	Informações sobre a base de dados final.	12
B.1	Localização das estações utilizadas.	77

Agradecimentos

Ninguém faz nada sozinho. Principalmente durante o desenvolvimento de um trabalho complexo como uma Tese de Doutorado. Gostaria de agradecer a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho. Quero agradecer a todos que me ajudaram direta ou indiretamente, que me deram a sua amizade e companheirismo, e tornaram meus dias mais felizes.

Gostaria de agradecer ao IAG por fornecer toda estrutura para que este trabalho pudesse ser realizado, em especial ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Assumpção pela confiança, pela sua paciência, pelo seu profissionalismo e principalmente por ter me ensinado a fazer pesquisa.

Gostaria de agradecer a todos os professores do IAG por tudo o que me ensinaram. Também quero agradecer a todos os funcionários do Instituto, tanto da parte técnica como da administrativa, pois sem eles este trabalho não seria possível. Em especial agradeço aos técnicos do Laboratório de Sismologia e aos funcionários das Secretarias de Pós-graduação e do Departamento de Geofísica.

Agradeço ao meu também orientador Dr. Martin Schimmel pela amizade, incentivo, profissionalismo, enfim, por tudo, pois sem sua ajuda este trabalho não iria se concretizar. Quero agradecer ao Instituto de Ciências de la Tierra “Jaume Almera” em Barcelona na Espanha, pela estrutura que me foi fornecida durante o meu estágio no exterior.

Agradeço ao CNPq pela concessão das bolsas de Doutorado e Doutorado Sandwich, bem como pela taxa de bancada, que me permitiu participar de eventos científicos e adquirir o material necessário para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço à empresa DeBeers Brasil por ter financiado minha bolsa de estudos durante o início do meu Doutorado, bem como por ter dado recursos para a instalação das estação sobre o cráton do São Francisco, tão importantes em nossos resultados.

Gostaria de agradecer ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) na pessoa do Físico Luis Carlos Ribotta pelo fornecimento de dados de telessismos das estações operadas por eles no sul do país, e também pela estrutura que me foi fornecida para leitura destes dados.

Também quero agradecer ao Observatório Sismológico da UnB por ter me acolhido bem durante minha estadia lá, e pelo fornecimento de dados das estações operadas por eles.

Quero agradecer a Profa. Dra. Edna Maria Facincani pelo apoio durante a instalação da estação em Aquidauana, MS.

Agradeço ao Dr. John VanDecar por disponibilizar os programas para a Tomografia, e pelas interessantes discussões sobre o tema.

Agradeço ao ETH-Zurich na pessoa da Dra. Susan van der Lee pelo apoio dado para a realização do projeto BLSP02, do qual este trabalho utilizou dados, e também por sua gentileza e sugestões que enriqueceram este trabalho.

Agradeço aos projetos internacionais de redes de estações, GTSN e Geoscope pelo fornecimento dos dados das estações BDFB, CPUP e SPB.

Finalmente, agradeço aos proprietários de Terra que permitiram e apoiaram a instalação de todas as estações que foram utilizadas neste trabalho.

Quero agradecer a Deus e a minha família pelo apoio incondicional que sempre me deram. Agradeço aos meus pais por me tornarem a pessoa que sou hoje. Aos meus irmãos que sempre me apoiaram quando precisei. Aos meus sogros por tudo. E a minha esposa e companheira Kátia pela compreensão durante as ausências que este trabalho me impôs, e também por todo o seu amor.

Agradeço a todos os meus colegas e amigos que fiz durante o tempo em que estive no IAG, em especial ao pessoal da “República do Quase” com os quais passei momento muito agradáveis.

Resumo

ROCHA, M. P. **Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil**. 2008. 86p. Tese de Doutorado - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo - Brasil.

Nós usamos tomografia sísmica de tempo de percurso para estudar o manto superior sob as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Este método baseia-se na inversão de resíduos relativos de tempo para as ondas P e S (VanDecar, 1991), que foram obtidos para mais de 80 estações em uma área de 20 x 20 graus. Mais de 11000 e 8000 resíduos de tempo foram obtidos para as ondas P (P direta e PKPdf) e S (S direta, ScS, SKS e SKKS), respectivamente, utilizando correlação cruzada de forma de ondas para até 12 estações operando simultaneamente. Para avaliar a robustez dos resultados com respeito aos dados, nós utilizamos o método estatístico de re-amostragem Jackknife, o qual inerentemente leva em conta a altamente variável cobertura dos raios e os erros das medidas, e pode fornecer limites de confiança para as anomalias. Inversões regionais foram realizadas para estudar a influência da parametrização nas anomalias sísmicas. Nossos resultados mostraram boa correlação das anomalias sísmicas com as principais estruturas tectônicas e revelaram novas anomalias que ainda não haviam sido observadas nos trabalhos anteriores. Anomalias de alta velocidade na porção oeste do Cráton do São Francisco apóiam a hipótese de que este cráton foi parte de uma placa Neoproterozóica maior. Anomalias de baixa velocidade sob a Província Tocantins (principalmente nas faixas móveis entre os Crátons Amazônico e do São Francisco) foram interpretadas como causadas por afinamento litosférico, consistente com a boa correlação entre a sismicidade intraplaca e as anomalias de baixa velocidade nesta região (Assumpção et al., 2004b). A melhora na resolução da anomalia de alta velocidade sob a Bacia do Paraná (~200 km) permitiu uma discussão sobre a geometria do núcleo cratônico desta Bacia. A subducção da Placa de Nazca foi observada como uma anomalia de alta velocidade sob a Bacia do Paraná (profundidades entre 700 e 1200 km). Nestas profundidades, uma grande anomalia de baixa velocidade aparece próxima da Placa de Nazca. Testes sintéticos mostraram que esta anomalia é um artefato da inversão gerado pela presença da Placa de Nazca.

Palavras-chave: Tomografia Sísmica; Testes de Resolução; Cráton do São Francisco; Núcleo Cratônico da Bacia do Paraná; Placa de Nazca; Afinamento Litosférico

Abstract

ROCHA, M. P. **Seismic tomography with P- and S-waves for the study of the upper mantle in Brazil**. 2008. 86p. PhD Thesis - Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, Departament of Geophysics, University of São Paulo - São Paulo, Brazil.

We used travel time seismic tomography to study the upper mantle beneath SE and Central Brazil. This method is based on the inversion of P- and S-wave relative travel time residuals (VanDecar, 1991) obtained from more than 80 stations in an area of 20 x 20 degrees. More than 11000 P and PKP residuals, and more than 8000 S, ScS, SKS, and SKKS residuals were obtained from waveform cross-correlations for up to 12 simultaneous stations. To evaluate the robustness of the tomographic results with respect to the data, we use the Jackknife re-sampling method, which inherently take into account the highly variable ray coverage and measurement errors, and can provide confidence limits for the anomalies. Regional inversions were carried out to study influence of the parametrization on the seismic anomalies. Our results show correlations of seismic anomalies with the main tectonic structures and reveal new anomalies not yet observed in previous works. High velocity anomalies in the western portion of the São Francisco Craton support the hypothesis that this craton was part of a major Neoproterozoic plate. Low velocity anomalies beneath the Tocantins Province (mainly fold belts between the Amazon and São Francisco cratons) are interpreted as due to lithospheric thinning, consistent with a good correlation between intraplate seismicity and low velocity anomalies in this region (Assumpção et al., 2004b). The resolution improvement of the high velocity anomalies beneath the Parana Basin (at ~200 km) allows a discussion about the geometry of the cratonic nucleus of this Basin. The slab of the Nazca Plate is observed as a high velocity anomaly beneath the Parana basin (at 700-1200 km depth). At these depths, large low velocity anomaly appear next to the slab. Synthetic tests show that these anomaly are an artifact of the inversion generated by the presence of the slab.

Key-words: Seismic Tomography; Resolution Tests; São Francisco Craton; Cratonic Nucleus of the Parana Basin; Nazca Plate; Lithospheric Thinning.

1

Introdução

1.1 Introdução

A tomografia é um método utilizado para fazer inferências sobre as propriedades físicas de um corpo, utilizando para isso as informações fornecidas pela passagem de alguma forma de onda através deste corpo. O termo “tomografia” vem do grego (*tomos* - corte ou fatia; *grafia* - escrita ou descrição) e foi utilizado primeiramente na medicina para descrever o processo de mapeamento da distribuição de densidades do corpo humano usando raios-X (e.g Cormack, 1963; Hounsfield, 1973; Lee e Pereyra, 1993).

A tomografia sísmica foi desenvolvida na Sismologia de forma independente, e tornou-se uma das ferramentas geofísicas mais utilizadas para estudar o interior da Terra. O produto final de um estudo tomográfico são imagens da estrutura de velocidade da Terra em duas (2D) ou três dimensões (3D). A partir destas imagens pode-se determinar a extensão de elementos geológicos e deduzir as variações de temperatura e composição das rochas. O primeiro resultado da tomografia sísmica foi publicado no início dos anos 70 (Aki et al., 1974) quando o método ainda era conhecido como “Método de inversão 3D”. O termo “Tomografia Sísmica” foi utilizado pela primeira vez por Cormer e Clayton (1984).

Os diversos métodos tomográficos que existem atualmente seguem diferentes abordagens teóricas, tanto com respeito aos parâmetros físicos, que são utilizados como dados (ex: tempo de percurso, forma de onda, etc...), quanto com respeito à escala de investigação (local, regional e global). Cada um destes métodos apresenta vantagens e desvantagens, principalmente no que se refere ao alcance vertical (profundidade de investigação), e à resolução das anomalias. Sendo assim, a escolha de um método de tomografia sísmica depende exclusivamente de sua aplicação. Uma compilação sobre os diversos tipos e métodos de tomografia sísmica pode ser encontrada em Iyer e Hirahara (1993) e Rawlinson e Sambridge (2003).

Neste trabalho nós utilizamos o método de Tomografia Sísmica Regional de Tempo de Percurso. Este método baseia-se na inversão dos resíduos relativos de tempo das ondas P e S, que são usados para restringir o modelo tomográfico (também chamado de volume alvo) ao segmento terminal dos raios sísmicos (Aki et al., 1977).

Na formulação dos resíduos relativos considera-se que a distância entre a fonte e o re-

ceptor é muito grande, e que contribuições de erros relacionados à fonte e ao percurso são constantes no segmento final do raio sísmico (próximo ao arranjo de estações). Por isso, estes erros podem ser removidos retirando a média dos resíduos absolutos de cada estação para um mesmo evento, e assim, restando nos dados apenas a contribuição das estruturas sob o arranjo das estações (ver Capítulo 3). Essa formulação fica comprometida se ampliamos demais a área de estudo, pois grandes feições (por exemplo, crátons) podem ser consideradas como contribuições constantes, desaparecendo das imagens tomográficas. Um outro problema, é que estruturas externas ao volume podem não ser cruzadas por todos os raios vindos de um mesmo evento, deixando de ser uma contribuição constante nos dados, passando a influenciar as medidas.

No Brasil, este método vem sendo aplicado desde 1995 (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Escalante, 2002; Rocha, 2003). Vários domínios tectônicos foram revelados nos trabalhos anteriores, no entanto, devido à distribuição esparsa de estações, não se alcançou uma resolução adequada em algumas regiões. A Figura 1.1 mostra uma comparação entre o tamanho das áreas de estudo dos trabalhos anteriores e a deste trabalho, e também a evolução da distribuição das estações em cada um deles.

O objetivo principal deste trabalho é estudar a estrutura tectônica do manto sob as regiões Sudeste, Sul e Centro-Oeste do Brasil, e melhorar a resolução das estruturas observadas nos trabalhos anteriores. Novas estações foram instaladas em regiões que não tinham sido estudadas, e também foram realizados testes sintéticos e estatísticos na base de dados e nos resultados para avaliar as ambigüidades e definir a resolução das estruturas já observadas. Neste trabalho, foram processados dados das ondas telessísmicas P e S. Segundo Cammarano et al. (2003) a onda S é mais sensível às anomalias térmicas, e assim acredita-se que a tomografia para estas ondas possa dar uma idéia mais clara das novas estruturas encontradas na região de estudo do que utilizando ondas P (Escalante, 2002; Rocha, 2003).

A área de estudo e a distribuição das estações utilizadas estão mostradas na Figura 1.2. A maioria das estações pertence ao projeto Brazilian Lithospheric Seismic Project (BLSP92, BLSP95 e BLSP02) desenvolvido pelo IAG-USP. Também foram utilizadas estações da Rede Sismográfica da USP (RESUSP), da Rede Sismográfica da Bacia de Campos (RSBC), da Universidade de Brasília (UnB), do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), da rede GTSN (*Global Telemetered Seismograph Network*), do ETH (*Swiss Federal Institute of Technology of Zurich*); e uma da rede GEOSCOPE/IPGP (*Institut de Physique du Globe de Paris - SPB - Sorocaba, SP*). O projeto teve início em setembro de 2003, com a etapa inicial de instalação e coleta das estações. No primeiro ano de trabalho boa parte do tempo foi empregada na instalação, manutenção e coleta dos dados. Além disso, entre janeiro de 2004 e julho de 2005 foi realizado um trabalho de reprocessamento da base de dados sismológicos do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). Muitas estações do IPT estiveram (e ainda estão) instaladas na região Sul do Brasil (IT1 e MC1).

1.2 Contexto Geológico

A América do Sul é tectonicamente formada pelo Cinturão Andino a oeste, a Plataforma Sul-americana de idade Pré-cambriana ao centro, e ao sul pela Plataforma Patagônica com idade Paleozóica (Ramos, 1999; Almeida et al., 2000). A Plataforma Sul-americana ocupa a

maior parte da América do sul e é a parte estável do continente não afetada pela Orogenia Andina ocorrida no Fanerozóico. O seu embasamento consiste basicamente de fragmentos Arqueanos e Proterozóicos (blocos cratônicos), que foram arranjados durante os principais eventos orogênicos ocorridos no continente (Transamazônico e Brasileiro/Pan-africano). Estes blocos encontram-se conectados por várias Faixas Móveis Neoproterozóicas (Almeida et al., 2000). Um mapa esquemático das principais unidades geológicas está apresentado na Figura 1.3.

Figura 1.1: Comparação entre a área de estudo deste trabalho com as dos trabalhos anteriores. Anomalias de velocidade P a 300 km de profundidade.

Figura 1.2: Área de Estudo com a localização das estações utilizadas na Tomografia Sísmica. As linhas finas são os limites políticos (estados), e as linhas grossas as principais províncias geológicas: Cráton do São Francisco e a Bacia do Paraná, além das Faixas Móveis (Ribeira, Araçuai e Brasília). Os triângulos (banda larga) e quadrados (período curto) são as estações, e as diferentes cores indicam a qual projeto ou instituição cada uma pertence. As estações circuladas (círculos vermelhos) são as novas estações utilizadas neste trabalho (instaladas ou aproveitadas de outros projetos).

Nossa área de estudo (Figura 1.2 e quadrado tracejado na Figura 1.3) está completamente contida na Plataforma Sul-americana e compreende as seguintes províncias estruturais: o Cráton de São Francisco, as Províncias Tocantins e Mantiqueira e a Bacia intra-cratônica do Paraná. Uma parte do escudo Guaporé (cráton amazônico) está em nossa área de estudo, porém não possuímos dados nessa região.

O Cráton do São Francisco está situado na parte central-leste da América do Sul, e é a mais exposta e acessível unidade do Escudo Pré-cambriano Brasileiro (Teixeira et al., 2000). Este cráton é composto por uma crosta com idades Arqueana e Paleoproterozóica e é delimitado pelos cinturões orogênicos Neoproterozóicos Brasileiro/Pan-africano: Tocantins, Mantiqueira e Borborema (Alkmim e Cruz, 2005).

A Província Tocantins é um grande orógeno Brasileiro/Pan-africano situado entre os

três maiores blocos continentais: Crátons Amazônico, São Francisco e Paraná. Esta província compreende três importantes faixas supracrustais: Faixas Araguaia, Paraguai e Brasília. As faixas Araguaia e Paraguai ocupam a parte oeste da Província, bordejando as margens leste e sul do Cráton Amazônico, respectivamente. A Faixa Brasília forma a parte leste da Província Tocantins, flanqueando a borda oeste do Cráton do São Francisco (Pimentel et al., 2000). O processo colisional que formou a Província Tocantins ocorreu no Neoproterozóico, quando toda ela foi afetada pelo Ciclo de Orogenia Brasileira. A principal Mega Sutura relacionada a este evento é o Lineamento Transbrasiliano - LTB (Linha tracejada na Figura 1.3), que cruza toda a região (Cordani et al., 2000). O LTB define o limite de diferentes domínios crustais, onde a NW está o Cráton Amazônico, e a SE o Cráton do São Francisco (Cordani e Sato, 1999).

A Província Mantiqueira é um Sistema orogênico Neoproterozóico localizado na parte leste do Brasil. Ela abrange as Faixas Araçuaí, Ribeira, e a parte sul da Faixa Brasília, e estende-se do sul da Bahia até o Rio Grande do Sul. Esta província desenvolveu-se durante a Orogenia Brasileira/Pan-africana no Neoproterozóico, a qual resultou na amalgamação do Paleocontinente Oeste-Gondwana (Heilbron et al., 2004; Silva et al., 2005).

A Bacia do Paraná é uma das três bacias intracratônicas mais importantes da parte leste da América do Sul (e.g. Zalán et al., 1990; Milani e Ramos, 1998). Ela está circundada por Faixas Neoproterozóicas e Paleozóicas (e.g. Faixa Brasília e Faixas Paraguai-Araguaia, respectivamente) da orogenia Brasileira/Pan-africana (Almeida et al., 2000). Com base em dados radiométricos de duas amostras do embasamento, foi proposta a existência de um núcleo cratônico Proterozóico sob a esta bacia (Cordani et al., 1984; Cordani e Neves, 1991). Leonardos e Fyfe (1974), já haviam proposto a existência de um fragmento cratônico no embasamento da Bacia do Paraná e Cordani et al. (1984) nomeou-o de Bloco Paraná, propondo alguns modelos tectônicos com base na geologia regional. Milani e Ramos (1998) apresentaram um outro modelo para o embasamento da Bacia, composto de vários blocos menores separados por faixas móveis (Figura 1.4). Na Figura 1.4 estão três modelos propostos para o embasamento da Bacia do Paraná. Os modelos propostos por Cordani et al. (1984) e Mantovani et al. (2005) são compostos por apenas um bloco, enquanto o modelo proposto por Milani e Ramos (1998) é composto por vários blocos.

Nossa área de estudo compreende ainda intrusões alcalinas com idades do Cretáceo Inferior. Este período geológico é considerado como o mais importante para a criação de complexos alcalinos na América do Sul (Montes-Lauar et al., 1995). As rochas alcalinas estão distribuídas em torno da Bacia do Paraná e compreendem as Províncias Ígneas de Poxoréu, Alto do Paranaíba, Iporá, Serra do Mar, Ponta Grossa (Gibson et al., 1995; Gibson et al., 1997; Gibson et al., 2005; Siebel et al., 2000; Thompson et al., 1998).

1.3 Principais Estudos Anteriores

Para a realização de um estudo tomográfico em uma área com as dimensões da nossa, é necessária uma grande cobertura de estações, e sendo assim, uma grande quantidade de equipamentos. As estações utilizadas neste trabalho são, em sua maioria, temporárias, o que, aliado a pequena quantidade de estações, demanda muito tempo de aquisição. Neste

Figura 1.3: Mapa Tectônico da América do Sul. O quadrado tracejado mostra a posição da nossa área de estudo. LTB é o lineamento trans-brasileiro. “A”, “B” e “C” são as posições das Províncias Ígneas do Alto do Parnaíba (APIP), Iporá (IP) e Poxoréu (PX).

trabalho utilizou-se a base de dados processada nos trabalhos acima citados, e sendo assim, pode ser considerado como uma continuação daqueles trabalhos. Outros métodos geofísicos vêm sendo aplicados na América do Sul, e seus resultados também abrangem a nossa área de estudo. Abaixo estão resumidos os resultados dos trabalhos de tomografia sísmica regional de tempo de percurso, de outros métodos de tomografia sísmica, e também dos outros métodos geofísicos.

Nos trabalhos anteriores de tomografia sísmica regional (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003), o Cráton do São Francisco foi observado como uma anomalia de alta velocidade

Figura 1.4: Diferentes modelos propostos para o embasamento da Bacia do Paraná.

(principalmente em sua parte Sul), com raízes de profundidades entre 200 e 300 quilômetros. No entanto, testes sintéticos realizados por Schimmel et al. (2003) indicaram que estas devem estar entre as profundidades 200 e 250 quilômetros. Resultados de Tomografia com Ondas de Superfície (van der Lee et al., 2001; van der Lee et al., 2002; Feng et al., 2004; Feng et al., 2007) indicaram profundidades menores (entre 150 e 200 km). Em alguns trabalhos (Alkmim et al., 1993; Ussami, 1993), vem sendo discutida a hipótese de que o limite oeste deste cráton, em profundidade, não coincide com os limites geológicos superficiais, e desta forma, este cráton faria parte de um bloco maior. Uma compilação de vários estudos sismológicos, feita por Assumpção et al. (2004a), sugere que este limite se estende para oeste, sob a Faixa Brasília.

Assumpção et al. (2006) fizeram uma comparação entre observações da divisão da onda S e resultados de tomografia sísmica com ondas de superfície no SE e Centro-Oeste do Brasil, e observou uma feição em forma de leque com abertura para leste em torno do Cráton do São Francisco (altas velocidades da onda S no manto superior). Este resultado sugere que as direções observadas para a anisotropia do manto têm uma importante contribuição do movimento absoluto da placa. Este movimento está relacionado ao fluxo astenosférico, o qual, estaria, segundo Assumpção et al. (2006), desviado localmente pela topografia da interface litosfera/astenosfera (quilha) sob o Cráton do São Francisco.

Schimmel et al. (2003) observaram anomalias de alta velocidade para ondas P e S no

manto superior abaixo da porção oeste da Bacia do Paraná. Esta anomalia poderia indicar a presença de um núcleo cratônico (Bloco Paraná - Cordani et al., 1984). Schimmel et al. (2003) não puderam isolar esta feição de outras mais profundas e desta forma não conseguiram estimar sua profundidade. Esta feição foi denominada de Bloco Paranapanema por Mantovani e Quintas (1996), e recentemente uma comparação entre resultados de gravimetria e a localização das principais falhas na região apóiam esta hipótese (Mantovani et al., 2005). Milani e Ramos (1998) mostraram evidências que esta estrutura poderia não ser um núcleo cratônico estável, tendo este sido afetado por episódios de rifteamento e magmatismo alcalino. No entanto, resultados recentes de tomografia sísmica com ondas de superfície (Feng et al., 2007) sugerem que durante a evolução da Bacia do Paraná, estes processos não foram fortes o suficiente para afetar sua litosfera cratônica. A tomografia com ondas de superfície possui baixa resolução em uma escala local, devido aos comprimentos de ondas superiores a 100 km, e sendo assim, estruturas de menor escala podem não ser resolvidas com este método.

Nos resultados dos trabalhos de tomografia sísmica na América do Sul, anomalias de baixa velocidade predominam nas áreas de Faixas Móveis, e podem ser correlacionadas com as principais províncias magmáticas do Cretáceo Superior (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Escalante, 2002; Rocha, 2003). O trabalho de VanDecar et al. (1995) revelou uma estrutura cilíndrica de baixa velocidade no Manto Superior abaixo da parte NE da Bacia do Paraná (um pouco ao Sul da Província Ígnea do Alto do Paranaíba - APIP - Gibson et al., 1995). VanDecar et al. (1995) interpretou esta estrutura como um conduto fóssil que faria parte do impacto inicial da pluma de Tristão da Cunha, o qual teria gerado os derrames basálticos na Bacia do Paraná. Com o aumento de estações, Schimmel et al. (2003) observou que esta anomalia está confinada no Manto Superior, porém, em suas imagem para onda P, esta anomalia aparece como uma estrutura contínua e vertical com uma profundidade máxima de 900 km. Esta parte da anomalia foi interpretada por Schimmel et al. (2003) como um artefato causado pela menor quantidade de cruzamento de raios no topo do manto inferior. Profundidades de pelo menos até 300 km foram observadas para esta estrutura por Feng et al. (2007), usando tomografia com ondas de superfície. A causa desta anomalia é um assunto controverso. Imagens de descontinuidades sísmicas no Manto Superior, ao longo de um perfil leste-oeste que cruza a América do Sul ($\sim 20^\circ\text{S}$), obtidas por Liu et al. (2003), indicaram que esta anomalia não é de origem térmica podendo ter origem composicional.

Uma anomalia de baixa velocidade para ondas P foi observada sob a Província Ígnea de Iporá - IP (Escalante, 2002; Rocha, 2003), e foi interpretada como o impacto inicial da pluma de Trindade, ocorrido em cerca ~ 80 Ma, conforme proposto por Gibson et al. (1997). No trabalho de Rocha (2003) foi observada ainda uma tendência de baixa velocidade sob a Província Ígnea de Poxoréu (PX), na parte sul do Estado de Mato Grosso. Foi interpretado que esta anomalia poderia também fazer parte do impacto inicial da Pluma de Trindade. Estas duas anomalias poderiam ainda estar relacionada ao Lineamento Trans-Brasileiro (LTB), indicando que nesta região existiria um afinamento na litosfera (Assumpção et al., 2004b). Feng et al. (2004) observaram nesta região uma anomalia de baixa velocidade no manto superior (~ 100 km) com uma tendência NE-SW, e propuseram que esta anomalia estaria relacionada ao LTB. Também foram observadas anomalias de baixa velocidade nas Províncias Ígneas de Serra do Mar e Ponta Grossa (Schimmel et al., 2003; Escalante, 2002; Rocha, 2003).

Assumpção et al. (2004b) mostraram uma correlação positiva entre as anomalias de

baixa velocidade para onda P, intrusões alcalinas do Cretáceo Superior (citadas acima), e áreas com grande sismicidade no SE e Centro-Oeste do país. Neste trabalho foi proposto que a interface litosfera/astenosfera, obtida qualitativamente com a tomografia de ondas P, concorda muito bem com os pontos de afinamento da litosfera, propostos por Gibson et al. (1995) e Gibson et al. (1997), para a origem das províncias ígneas, e ainda, que o afinamento da litosfera induzido pela temperatura pode ser um importante mecanismo para ajudar a explicar a atividade sísmica no SE e Centro-Oeste do Brasil.

Um estudo recente da espessura elástica efetiva da litosfera (Te) foi feito na América do Sul (Pérez-Gussinyé et al., 2007). A Te , depende primeiramente dos gradientes termais e da composição, e sua variabilidade lateral é relacionada com a estrutura litosférica. Além disso, alguns trabalhos sugerem que a Te está relacionada principalmente à idade dos terrenos estudados (Pérez-Gussinyé e Watts, 2007). No trabalho de Pérez-Gussinyé et al. (2007), valores relativamente baixos para Te foram observados em regiões mais jovens, como grandes suturas, zonas de rifteamento e magmatismo, geralmente localizados nas regiões das Faixas Móveis. Altos valores de Te foram observados, principalmente em regiões cratônicas.

Abaixo do Manto Superior, Schimmel et al. (2003) observou uma anomalia de alta velocidade com uma orientação aproximadamente N-S, a qual foi interpretada por ele como sendo relacionada a subducção da Placa de Nazca sob a América do Sul. Ainda neste trabalho, testes sintéticos mostraram que uma estrutura contínua no manto inferior (representando a placa de Nazca) seria imageada como dois segmentos separados, sugerindo uma baixa resolução a essa profundidade.

2

Dados

2.1 Introdução

O método de tomografia sísmica utilizado neste trabalho baseia-se na inversão de resíduos relativos do tempo de percurso das ondas telessísmicas (ondas P e S), obtidos da diferença entre o tempo de chegada observado (marcado visualmente no sismograma) e o tempo teórico calculado a partir de tabelas globais de tempo de percurso (modelos de referência).

Neste capítulo será apresentado o método utilizado para obter os resíduos relativos, bem como, as características dos dados utilizados e o procedimento para sua obtenção. Serão ainda apresentados testes de consistência da base de dados, e também outras análises para obter informações sobre a estrutura tectônica diretamente dos dados.

2.2 Obtenção dos resíduos relativos

Normalmente, em trabalhos de tomografia sísmica regional de tempo de percurso, resíduos de tempo de percurso são utilizados como dados. Um resíduo de tempo é definido como a diferença entre o tempo de chegada da onda, ou tempo observado (T_o), e o tempo calculado (T_c) a partir de um modelo de referência global (no nosso caso o modelo IASP91 - Kennett e Engdahl, 1991). Este tipo de resíduo (r_{ij}) é chamado de *resíduo absoluto*, e pode conter consideráveis contribuições de erros relacionados à fonte (evento sísmico) e ao percurso das ondas entre a fonte e receptor (Evans e Achauer, 1993). Para diminuir o efeito destes erros, a média dos resíduos absolutos é subtraída para cada estação que registrou o mesmo evento, obtendo-se os *resíduos relativos* (rr_{ij}), ou seja:

$$r_{ij} = t_{o_{ij}} - t_{c_{ij}} \Rightarrow rr_{ij} = r_{ij} - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N r_{ij} \quad (2.1)$$

Na formulação dos resíduos relativos, considera-se que a distância entre a fonte e o receptor é muito grande, e que as contribuições destes erros são constantes no segmento final do raio sísmico (próximo ao arranjo de estações). Por isso, quando os erros de fonte e percurso são removidos, restam nos dados apenas a contribuição das estruturas sob o arranjo das estações.

Como vimos, para obtenção do resíduo relativo é necessário obter (T_o) pela marcação visual das fases no sismograma. Esse processo pode gerar inconsistências nos dados. Uma das formas de diminuir estas inconsistências durante a marcação das fases é a utilização de métodos numéricos de correlação cruzada.

O método utilizado neste trabalho é o MCPCC (*Multi-Channel Phase Cross-Correlation*) desenvolvido por Schimmel et al. (2003), o qual incorpora o método PCC (*Phase Cross-Correlation*) de Schimmel (1999) ao método MCCC (*Multi-Channel Cross-Correlation*) de VanDecar e Crosson (1990). O método MCPCC determina a similaridade das formas de onda, através do maior número de amostras coerentes ao invés de usar a soma de produtos, e sendo assim, permite que não ocorra a influência de porções de maior amplitude na janela de correlação (Schimmel et al., 2003). A principal vantagem da correlação cruzada, e do resíduo relativo, é que não é necessária a identificação das primeiras quebras, muitas vezes mascaradas por ruído (Schimmel, 1999).

Os passos para a obtenção dos tempos de chegada utilizando o método MCPCC estão na Figura 2.1.

Na determinação dos tempos de chegada das fases sísmicas, são utilizadas no mínimo quatro estações por evento, para que seja feita uma re-localização dos eventos posteriormente durante a inversão (ver Capítulo 3). Maiores informações sobre o método MCPCC podem ser encontradas em Schimmel et al. (2003).

A banda de frequência escolhida para a filtragem dos sinais durante a marcação foi 0.8-2.5 Hz para ondas P e 0.05-0.1 Hz para S. As fases S e ScS foram marcadas nas componentes transversais para minimizar a contaminação pela onda P e pela conversão de fase S para P, e as fases SKS e SKKS foram marcadas na componente radial.

2.3 Estações e Seleção dos Eventos

Os dados utilizados neste trabalho foram registrados por mais de 90 estações durante 12 anos (1992-2004). Foram coletados e processados dados do período de 2000 a 2004 (para ondas P de 2002 a 2004), os quais foram adicionados à base de dados processada nos trabalhos anteriores (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Escalante, 2002; Rocha, 2003). O procedimento de instalação das estações está descrito no Anexo A, e uma listagem das estações está no Anexo B.

Somente dados de estações de banda larga foram utilizados para as ondas S, enquanto para onda P também foram utilizadas estações de período curto. As formas de onda registradas por estações de período curto foram convertidas tentando simular registros de período longo antes da marcação das fases.

Foram utilizados eventos com magnitudes maiores que 4.6 e 5.4 mb para ondas P e S,

respectivamente, para obter chegadas mais claras. Para fases diretas (P e S) e fases refletidas (ScS), o intervalo de distância foi de 30° a 95°, e para as fases refratadas (PKPdf, SKS, SKKS) de 100° a 180°. O catálogo PDE (*Preliminary Determinations of Epicenters*) da USGS (*United States Geological Survey*) forneceu as informações dos hipocentros. A Figura 2.2 mostra a distribuição dos eventos com relação ao centro da área de estudo. As informações sobre a base de dados final estão apresentadas na Tabela 2.1.

Figura 2.1: Passos para obter os resíduos relativos de tempo (modificado de Schimmel et al., 2003). a) Componente vertical sem filtro de um evento ocorrido no norte da Dorsal Meso-Atlântica em 06/10/1996. Os traços estão alinhados em relação ao tempo de chegada teórico da onda P (T_c). b) Mesmo evento com filtro passa-banda (0.8-1.6 Hz) e alinhado em relação ao tempo de chegada observado (T_o). c) Sobreposição dos traços para observar a coerência do sinal, e a qualidade da marcação do tempo de chegada.

Tabela 2.1: Informações sobre a base de dados final.

Fases	Chegadas	Eventos	Δ
P	8551	1240	30°-95°
PKPdf	2463	338	150°-180°
S	4704	734	30°-95°
ScS	697	106	30°-95°
SKSac	1109	171	100°-145°
SKKSac	1719	262	100°-180°

Figura 2.2: Distribuição dos eventos utilizados neste trabalho com relação ao centro da área de estudo (quadrado em preto). a) Distribuição dos eventos para as ondas P. b) Distribuição dos eventos para as ondas S. Círculos marcam a distância a cada 30° .

2.4 Consistência dos Dados

Os resíduos relativos seguem uma distribuição normal, e assim, alguns parâmetros estatísticos podem ser obtidos. A Figura 2.3 mostra o histograma para as ondas P e S, e a comparação com as curvas gaussianas correspondentes. A distribuição para fases do núcleo e primeiras chegadas estão ilustradas em rosa e verde, respectivamente, e a distribuição para todas as fases está em azul. O desvio padrão para todos os dados é de 0,407 s para ondas P, e 1,096 s para ondas S. A comparação entre os dados e a curva gaussiana nos permite observar dados discrepantes em nossa base de dados, os quais são removidos antes da inversão, evitando anomalias espúrias nos resultados tomográficos.

A Figura 2.4 mostra, para cada estação, a média dos resíduos relativos para as fases diretas P e S. Cada um dos símbolos representa um intervalo de valores dos resíduos relativos, definidos na legenda. Para fases diretas, a média dos resíduos relativos por estação possui informações, principalmente, de estruturas litosféricas, e sendo assim, é esperado que esta medida forneça informações da estrutura logo abaixo das estações. Da Equação 2.1, podemos observar que resíduos relativos maiores que zero correspondem a anomalias de baixa velocidade e vice-versa. Na Figura 2.4, observamos que, geralmente, estações localizadas em áreas cratônicas (mais estáveis) possuem média negativa dos resíduos relativos, e estações localizadas em regiões menos estáveis (ex. Faixas Móveis) possuem médias positivas.

A Figura 2.5 mostra um gráfico dos resíduos relativos de onda S com relação aos de onda P, para eventos e estações em comum. Apesar da base de dados de onda P ser independente da base de onda S, espera-se que a estrutura geológica afete igualmente os tempos de percurso para ambos tipos de onda. Nesta figura observa-se uma correlação positiva, indicando uma boa correspondência entre as medidas. O total de dados comuns para P e S foi de 2496, e o coeficiente de correlação calculado foi 0,54. Para estes valores, pode-se descartar a hipótese nula com um nível de significância inferior a 5%. Para uma análise semelhante à feita na Figura 2.5, Gao et al. (2004) encontrou, baseado no modelo de Karato (1993), que um gradiente de 2,9 poderia indicar origem puramente termal para os resíduos relativos. Bastow et al. (2005) obteve um gradiente de ~ 5 para os seus dados e propôs a existência de fusão parcial no manto superior abaixo de sua área de estudo (Rifte da Etiópia). O gradiente encontrado para os nossos dados (5,14 - Figura 2.5) poderia implicar na presença de fusão parcial ou hidratação do manto superior sob o Brasil.

Figura 2.3: Histogramas dos resíduos relativos para ondas (a) P e (b) S.

Figura 2.4: Média dos resíduos relativos por para cada uma estação. (a) ondas P, (b) ondas S.

Figura 2.5: Relação entre os resíduos relativos das ondas diretas S e P para eventos e estações em comum. Segundo Gao et al. (2004), um gradiente de 2,9 indicaria que os resíduos relativos teriam origem puramente termal. Para nossos dados o gradiente entre os resíduos relativos comuns de onda P e S foi 5,14.

3

Método de Inversão

3.1 Introdução

Neste capítulo serão discutidos alguns aspectos básicos do método de inversão utilizado neste trabalho. Inicialmente, será realizada uma breve revisão sobre a inversão por mínimos quadrados, e posteriormente, serão descritos os esquemas de linearização da equação sísmica de tempo de percurso, bem como de parametrização do volume de estudo. A formulação do problema linear inverso utilizado, bem como a sua solução por gradientes conjugados também serão discutidas. O procedimento de inversão utilizado aqui foi o de VanDecar (1991).

3.2 Inversão por mínimos-quadrados

Se considerarmos alguma propriedade física de um meio (como por exemplo, a velocidade no interior da Terra) a qual possamos representar por um modelo de parâmetros $\mathbf{m}^1$, então, é possível prever os dados $\mathbf{d}$ que seriam obtidos para um dado arranjo de fontes e receptores, fazendo a integração de linha através do modelo de parâmetros, desde que exista uma relação entre os dados e os parâmetros. A relação linear entre os dados e o modelo de parâmetros, $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$, onde $\mathbf{G}$ descreve a relação entre $\mathbf{d}$ e $\mathbf{m}$, forma a base da maioria dos métodos tomográficos.

Para um conjunto de dados observados $\mathbf{d}_{\text{obs}}$ e um modelo inicial de parâmetros $\mathbf{m}_0$, a diferença $\mathbf{d}_{\text{obs}} - \mathbf{G}\mathbf{m}_0$ indica o quanto o modelo de parâmetros predito ($\mathbf{m}$) satisfaz os dados. Então, o problema inverso em tomografia sísmica significa: Manipular $\mathbf{m}$ de forma a minimizar a diferença entre os dados observados e os dados preditos. Este tipo de problema não possui uma única solução, e uma forma de resolver isso é vincular o resultado a algum tipo de informação inicial (informação *a priori*), ou seja utilizar algum tipo de regularização.

No contexto da teoria da inversão, a obtenção de medidas (dados) a partir de uma base teórica apropriada e de um modelo de parâmetros no qual essa teoria seja sensível é

¹Durante toda esta Tese, vetores serão representados por letras minúsculas em negrito (e.g. $\mathbf{d}$ e $\mathbf{m}$) e matrizes serão representadas por letras maiúsculas em negrito (e.g. $\mathbf{G}$ e $\mathbf{C}$).

conhecido como *problema direto*. Por outro lado, o mapeamento do modelo de parâmetros a partir de medidas observacionais, estando estes dois relacionados por uma base teórica, é conhecido como *problema inverso*. Ambos os casos podem ser lineares ou não-lineares. O mais estudado e bem entendido problema inverso é o linear, existindo para este caso, uma teoria bem desenvolvida e eficiente para realizar as inversões e analisar os resultados. O problema não-linear é mais complexo.

Quando o problema tratado é linear este pode ser representado (na forma matricial) por um sistema de equações do tipo,

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (3.1)$$

onde $\mathbf{d}$ é um vetor de comprimento N que representa os dados, e $\mathbf{m}$ é um vetor de comprimento M que representa os parâmetros a serem calculados. Normalmente, em trabalhos de tomografia, o número de parâmetros é muito maior do que o número de dados ($M \gg N$), e o problema inverso é mal-posto². Neste caso, se faz necessário alguma informação *a priori* para se restringir o número de soluções. A matriz $\mathbf{G}$ é a chamada *Matriz Kernel* ou *Matriz Sensibilidade*, e descreve a relação entre $\mathbf{d}$ e $\mathbf{m}$. Dessa forma, o objetivo da inversão, no caso do problema inverso, é calcular os parâmetros ($\mathbf{m}$) tendo os dados ($\mathbf{d}$) de acordo com a Equação 3.1. Para dados ideais, sem erros experimentais (causados na aquisição, etc.) e para uma matriz $\mathbf{G}$ bem definida teoricamente e que possa ser invertida ($N = M$), os parâmetros $\mathbf{m}$ podem ser obtidos por:

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d} \quad (3.2)$$

Na prática, os dados não se ajustam perfeitamente ao modelo devido à presença dos erros experimentais e também a simplificações do problema. Dessa forma a Equação 3.1 pode ser escrita como,

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} + \mathbf{e} \quad \text{ou} \quad \text{seja} \quad \mathbf{e} = \mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (3.3)$$

onde $\mathbf{e}$ representa os erros experimentais e as simplificações inseridas no problema. Sendo assim a melhor maneira de se obter uma solução para o modelo de parâmetros é minimizar a soma do quadrado dos erros, também chamada de função objetivo.

$$\phi = \|\mathbf{e}\|^2 \quad \text{ou} \quad \phi = \mathbf{e}^T \mathbf{e} \quad (3.4)$$

²Mais de uma solução podem satisfazer os dados.

Substituindo a Equação 3.3 na Equação 3.4, a função objetivo ϕ será dada por,

$$\phi = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})^T(\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}) \quad (3.5)$$

A expressão para os parâmetros é obtida minimizando a função objetivo ϕ (Equação 3.5), ou seja, fazendo sua derivada em relação aos parâmetros $\mathbf{m}$ igual a zero. Assim, obtemos o *estimador por mínimos quadrados* de $\mathbf{m}$.

$$\frac{\partial \phi}{\partial \mathbf{m}} = 0 = \mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} - \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (3.6)$$

e assim,

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (3.7)$$

As medidas reais nunca são exatas, portanto, nós trabalhamos com um número limitado de dados amostrados, os quais possuem uma (usualmente desconhecida) distribuição de probabilidade. Em geral, são feitas suposições sobre as formas destas distribuições (e.g. assumir distribuições Gaussianas) devido à falta de conhecimento sobre a verdadeira estrutura de probabilidade. Sendo assim, se assumirmos que a distribuição de probabilidade das nossas medidas é Gaussiana de forma que a matriz $\mathbf{C}$ descreva a covariância desta distribuição, então o estimador de máxima verossimilhança de $\mathbf{m}$ será o que minimiza a função

$$\phi = \frac{1}{2} (\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d})^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}) \quad (3.8)$$

Esta minimização leva ao *estimador ponderado por mínimos quadrados* (ver Menke, 1984),

$$\hat{\mathbf{m}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{d} \quad (3.9)$$

A simplicidade desta solução possui grande poder, já que a estimativa de máxima verossimilhança pode agora ser computada. Para grandes problemas, no entanto, a construção da matriz, $\mathbf{G}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{d}$, das assim chamadas “equações normais”, na memória principal do computador permanece proibitiva, e portanto é freqüentemente necessário recorrer a algum outro método para obter o modelo de parâmetros. Para isso VanDecar (1991) utilizou o método dos Gradientes Conjugados (Paige e Saunders, 1982) que armazena parcialmente esta matriz para fazer estimativas da solução por mínimos quadrados (ver §3.5).

3.3 Linearização da equação de tempo de percurso

O tempo de percurso de uma onda sísmica através de um sólido não homogêneo, mas elástico e isotrópico, pode ser expresso (considerando uma aproximação para altas frequências) pela integral de linha:

$$t = \int_{L_0} \frac{1}{v_0(\mathbf{r})} dl \quad (3.10)$$

onde $v_0(\mathbf{r})$ é o campo de velocidades como função das coordenadas $\mathbf{r}$, L_0 é o percurso do raio (dependente da velocidade) e dl é o elemento de comprimento do percurso do raio. A Equação 3.10 é não-linear, pois a integração do percurso do raio depende da velocidade, que é o parâmetro que queremos determinar. Esta não-linearidade inerente dificulta a solução do problema inverso, e um procedimento freqüentemente adotado para solucioná-lo é a linearização da equação de tempo de percurso. Para simplificar a álgebra do problema, definimos a vagarosidade, $s_0(\mathbf{r})$ como,

$$s_0(\mathbf{r}) = \frac{1}{v_0(\mathbf{r})} \quad (3.11)$$

e assim a Equação 3.10 pode ser reescrita como:

$$t = \int_{L_0} s_0(\mathbf{r}) dl \quad (3.12)$$

Agora, se existir uma perturbação Δs no modelo $s_0(\mathbf{r})$ ($s_0(\mathbf{r}) + \Delta s(\mathbf{r})$), também existirão perturbações no seu tempo de percurso ($t = t_0 + \Delta t$; onde t_0 é o tempo de percurso para o modelo de referência e Δt é a perturbação gerada). Porém, o percurso de um raio em um meio isotrópico é perpendicular à frente de onda e é, de acordo com o Princípio de Fermat, o caminho do tempo estacionário. Sendo assim, pequenas variações neste percurso produzirão somente perturbações de segunda ordem nos tempos dos raios. Dessa forma, para primeira ordem, podemos substituir os valores perturbados na Equação 3.12 utilizando somente o caminho de integração L_0 , e assim temos

$$t_0 + \Delta t \approx \int_{L_0} [s_0(\mathbf{r}) + \Delta s(\mathbf{r})] dl \quad (3.13)$$

Finalmente, se subtrairmos a Equação 3.12 da Equação 3.13 nós obtemos uma relação de primeira ordem entre as perturbações de tempo de percurso e as perturbações de vagarosidade,

$$\Delta t \approx \int_{L_0} \Delta s(\mathbf{r}) dl \quad (3.14)$$

A Equação 3.14 é a forma final utilizada em nosso procedimento de inversão, porém para que esta possa ser utilizada no formato matricial, é necessário que seja escolhida uma forma apropriada para se representar o campo de vagarosidades $\Delta s(\mathbf{r})$ como um conjunto de parâmetros discretos.

3.4 Parametrização

Para que a Equação 3.14 possa ser utilizada numericamente, esta deve ser representada na forma matricial, sendo também necessário representar o campo de vagarosidades como um conjunto de parâmetros discretos (modelo de parâmetros).

Além da viabilidade computacional, normalmente a geometria escolhida para o modelo de parâmetros depende da configuração do problema em questão, podendo ser definida de várias formas, como por exemplo, um conjunto de blocos de velocidade constante (Figura 3.1a), ou uma grade de nós onde a velocidade é definida com uma função de interpolação específica (Figura 3.1b).

Blocos de velocidade constante são relativamente simples de serem implementados, porém não conseguem representar bem variações suaves das estruturas em sub-superfície devido às descontinuidades existentes entre os blocos adjacentes. Além disso, essas descontinuidades podem também causar zonas de sombra e triplicações artificiais. No entanto, se um grande número de blocos é usado, e são levadas em conta estas restrições, uma aproximação razoável pode ser alcançada (Rawlinson e Sambridge, 2003). Muitos trabalhos de tomografia telessísmica utilizaram blocos de velocidade constante (e.g. Aki et al., 1977; Oncescu et al., 1984; Humphreys e Clayton, 1988; Humphreys e Clayton, 1990; Benz et al., 1992; Achauer, 1994; Saltzer e Humphreys, 1997).

A utilização de uma grade de nós, onde a velocidade é definida a partir de uma função de interpolação, foi utilizada no contexto da tomografia sísmica local inicialmente por Thurber (1983), o qual usou uma função de interpolação tri-linear que calculava a velocidade em coordenadas cartesianas em oito pontos vizinhos. Este método foi utilizado posteriormente por vários autores em trabalhos de tomografia com telessismos (e.g. Zhao et al., 1994; Steck et al., 1998).

Para este tipo de parametrização, funções de interpolação de ordens elevadas também podem ser usadas caso o campo de velocidade possua derivadas primeira e segunda contínuas, pois estas são requeridas em alguns métodos de traçamento de raio (Thomson e Gubbins, 1982). Entre essas funções podemos citar: interpolação com splines cúbicos (e.g. Thomson e Gubbins, 1982; Lutter et al., 1990; Sambridge, 1990); interpolação com B-splines cúbicos (e.g. Farra e Madariaga, 1988 e McCaughey e Singh, 1997) e splines sob tensão (e.g. Neele et al., 1993; VanDecar, 1991; VanDecar et al., 1995; Ritsema et al., 1998; Schimmel et al., 2003).

Figura 3.1: Diferentes tipos de parametrização de velocidade: a) Blocos de velocidade constante, b) grade de nós (modificado de Rawlinson e Sambridge, 2003).

O nosso modelo de perturbação de velocidade (ou vagarosidade) foi parametrizado utilizando splines sob tensão (Cline, 1981; Neele et al., 1993) distribuídos em uma grade de nós regulares³ (Figura 3.2). O modelo foi feito com uma grade de 28 nós em profundidade, 45 em latitude e 51 em longitude, chegando a uma profundidade de 1400 km. A grade possui espaçamentos diferentes, que aumentam na direção das bordas e também em profundidade. Normalmente, a escolha do espaçamento é uma função do comprimento de onda, da quantidade de dados, e principalmente da distribuição destes dados (Schimmel et al., 2003)

Na Figura 3.2, a região central delimitada por linhas amarelas é a porção do modelo na qual esperamos obter uma melhor resolução. São duas as razões para invertermos os nós para além da grade mais fina: primeiro, para fins práticos, é necessário amortecer suavemente as perturbações tridimensionais de vagarosidade e suas derivadas até zero nas extremidades do nosso modelo a fim de obter estabilidade no traçamento tridimensional de raio; segundo, nós permitimos que estruturas sejam retiradas da nossa região de maior resolução caso isso melhore o ajuste dos dados, pois, buscamos obter modelos contendo o mínimo de estruturas necessárias para explicarem os dados.

3.5 Formulação do Problema Inverso

Além das perturbações de vagarosidade, são também invertidos parâmetros de estações (correção estática para estação) para compensar a estrutura rasa local, uma correção do tempo relativo de chegada para cada evento para levar em conta as incertezas de primeira ordem no tempo de origem e na localização do evento, e ainda heterogeneidades de velocidade de larga escala na região da fonte e no manto inferior. Dessa forma, a formulação da equação não-ponderada de tempo de percurso para o raio é,

³Os nós são regulares em sub-regiões do volume alvo.

Figura 3.2: Volume utilizado na inversão dos dados, parametrizado com splines sob tensão (Cline, 1981; Neele et al., 1993). Os quadrados brancos representam as estações. A região de maior resolução está delimitada pelas linhas amarelas.

$$P_{ij}^{(k-1)} \Delta S_j^{(k)} + h_r^{(k)} + e_q^{(k)} = \Delta t_i^{(k-1)} \quad (3.15)$$

onde

$$P_{ij}^{(k-1)} = \left[\frac{\partial t_i}{\partial S_i} \right]_{\mathbf{S}=\mathbf{S}^{(k-1)}},$$

$\Delta S_j^{(k)}$ = Perturbação de vagarosidade para $S^{(k-1)}$ para o nó j ,

$h_r^{(k)}$ = Correção de tempo para a estação r para a iteração k ,

$e_q^{(k)}$ = Correção de tempo para o evento q para a iteração k , e

$\Delta t_i^{(k-1)}$ = Resíduo de tempo de percurso para o i^{th} raio relativo para o $(k-1)^{st}$ modelo.

Na Equação 3.15, as estações r e os eventos q são identificados pelo raio i . O índice k se refere às iterações de ponderamento relacionadas à minimização dos resíduos utilizando as normas L1 e L2. Esta minimização é feita afim de diminuir a influência de valores atípicos (outliers) entre as medidas. Conforme o procedimento adotado por Schimmel et al. (2003), exceto para a primeira iteração, os resíduos maiores que 1,5 vezes o desvio padrão (σ) têm sistematicamente seus pesos diminuídos, ou seja, é feita uma minimização L2 para dados dentro de desvios padrão de 1,5 e uma minimização L1 para aqueles com desvios maiores (Figura 3.3).

Embora muitas medidas geofísicas tenham aproximadamente distribuições gaussianas (permitindo o uso dos mínimos quadrados e da norma L2 para minimização), muitos conjuntos possuem alguns poucos dados que não obedecem a essa distribuição. De acordo com Pulliam et al. (1993) se aplicarmos somente os mínimos quadrados, as estimativas dos parâmetros podem ser completamente erradas, já que a norma L2 leva em conta todos os dados, inclusive os com erros muito grandes. A norma L1, no entanto, minimiza a influência dos dados que possuem grandes erros, dando a eles pesos menores do que aos com maior precisão (Figura 3.4).

Figura 3.3: Ilustração de distribuição normal de dados com utilização de diferentes normas para minimização de dados entre $-1,5\sigma$ e $1,5\sigma$ (norma L2) e maiores que $\pm 1,5\sigma$ (norma L1).

Em tomografia, o problema linear utilizado para encontrar o modelo de parâmetros é geralmente sub-determinado, ou seja, existem mais parâmetros que dados, e isto normalmente implica que a inversão admite mais de uma solução (não há unicidade). Para resolver este problema, a inversão deve ser regularizada utilizando vínculos que aumentem sua estabilidade (Marquardt, 1963; Lawson e Hanson, 1974), sem a necessidade de uma sub-parametrização⁴.

Várias técnicas podem ser usadas na regularização da inversão, entre elas a utilização de vínculos baseados em conceitos físicos ou em considerações geológicas (Meju, 1994). De fato, em muitos problemas geofísicos é possível gerar várias soluções completamente diferentes

⁴Diminuição da quantidade de parâmetros de um modelo buscando sua estabilidade.

Figura 3.4: Diferença entre a minimização utilizando as normas L1 e L2 para os dados distribuídos nos pontos (D,Z).

que expliquem adequadamente o mesmo conjunto de dados, especialmente onde erros estão presentes (Meju, 1994). Para se restringir o problema a soluções que tenham sentido físico (ou de acordo com a formulação do problema), é necessário muitas vezes adicionar informações extras ao problema (informação *a priori*), e assim vincular as soluções para obter valores próximos do esperado. A inversão de Occam (Constable et al., 1987) é conceitualmente um vínculo significativo que pode ser usado durante a inversão. Este vínculo baseia-se na busca do modelo que explique os dados com o mínimo de estrutura dentro de um desvio padrão definido, gerando modelos suaves.

Desta forma, uma matriz de regularização (ver VanDecar, 1991) é incluída em nosso sistema de equações,

$$\underbrace{\begin{pmatrix} \mathbf{WP} & \mathbf{WH} & \mathbf{WE} \\ \lambda \mathbf{F} & 0 & 0 \end{pmatrix}}_{\tilde{\mathbf{A}}} \underbrace{\begin{pmatrix} \Delta \mathbf{S}^{(k)} \\ \mathbf{h}^{(k)} \\ \mathbf{e}^{(k)} \end{pmatrix}}_{\mathbf{x}} = \underbrace{\begin{pmatrix} \mathbf{W} \Delta \mathbf{t}^{(k-1)} \\ \lambda \mathbf{F} \left\{ \sum_{i=0}^{K-1} \Delta \mathbf{S}^i \right\} \end{pmatrix}}_{\tilde{\mathbf{b}}} \quad (3.16)$$

onde,

$$W_{ij} = \begin{cases} \frac{1}{\sigma_i^{res}} & \text{se } i = j \\ 0 & \text{se } i \neq j \end{cases} \quad \text{matriz } n \times n,$$

$$H_{ir} = \begin{cases} 1 & \text{o raio } i \text{ foi registrado na estacao } r \\ 0 & \text{caso contrario} \end{cases} \quad \text{matriz } n \times (\text{n}^\circ \text{ de estações}),$$

$$E_{iq} = \begin{matrix} 1 & \text{o raio } i \text{ foi originado do evento } q \\ 0 & \text{caso contrario} \end{matrix} \quad \text{matriz } n \times (n^\circ \text{ de eventos}),$$

$$F_{ij} = \begin{matrix} \delta_{ij} & \text{para amortecimento simples} \\ \text{filtro}_{ij} & \text{caso contrario} \end{matrix} \quad \text{matriz } m \times m$$

onde λ é peso dado à regularização, n é o número de raios e m é o número de nós do modelo. Os zeros na Equação 3.16 representam uma matriz nula com o tamanho apropriado para completar a matriz principal. A variável σ_i na matriz de ponderação é determinada pelo procedimento de correlação cruzada multicanal, descrito no Capítulo 2.

O operador Laplaciano, $\mathbf{F}$, minimiza a “rugosidade” do modelo final igualando o lado direito da Equação 3.16 à “rugosidade” do modelo de perturbação anterior (VanDecar, 1991). A imposição do vínculo para suavizar o modelo total final na iteração k é obtido igualando a zero a rugosidade do modelo (ponderada por λ), e assim temos,

$$\lambda \mathbf{F} \mathbf{s}^{(k)} = 0 \quad (3.17)$$

ou ainda, sabendo que $\mathbf{s}^{(k)} = \Delta \mathbf{s}^{(k)} + \mathbf{s}^{(k-1)}$

$$\lambda \mathbf{F} \left(\Delta \mathbf{s}^{(k)} + \mathbf{s}^{(k-1)} \right) = 0 \quad (3.18)$$

Para suavizar a perturbação final de $\mathbf{s}^{(0)}$ teremos então,

$$\lambda \mathbf{F} \sum_{i=0}^{(K)} \Delta \mathbf{s}^{(i)} = 0 \quad (3.19)$$

e já que $\sum_{i=0}^{(K)} \Delta \mathbf{s}^{(i)} = \Delta \mathbf{s}^{(k)} + \sum_{i=0}^{(K-1)} \Delta \mathbf{s}^{(i)}$

$$\lambda \mathbf{F} \Delta \mathbf{s}^{(k)} = -\lambda \mathbf{F} \sum_{i=0}^{(K-1)} \Delta \mathbf{s}^{(i)} \quad (3.20)$$

a qual é usada na Equação 3.16. O termo de regularização ($\mathbf{F}$) pode ser definido como a soma linear de três operadores lineares: Amortecimento, Suavidade e Planura (*Flatness*). O modelo final ou preferido pode ser escolhido investigando a forma na qual as mudanças na

regularização (determinada por λ na Equação 3.16) afeta a qualidade do ajuste do modelo aos dados. Embora o termo de regularização traga estabilidade ao problema, existe uma perda na resolução da solução, e nos resultados, apenas estruturas de larga escala são robustas. Dessa forma, quanto maior for o λ , maior será a perda de resolução.

Devido ao tamanho e a esparsidade⁵ da matriz $\tilde{\mathbf{A}}$, da Equação 3.16, a matriz $\tilde{\mathbf{A}}^T \tilde{\mathbf{A}}$ é relativamente densa, e a solução desta equação por mínimos quadrados, como já comentado (§3.2), se torna computacionalmente proibitiva. No entanto, podemos tomar vantagem da esparsidade da Equação 3.16 pela utilização de métodos de solução que atuem diretamente em $\tilde{\mathbf{A}}$, sem a necessidade de armazená-la completamente. Para isso, VanDecar (1991) utilizou em seu pacote de inversão o método dos gradientes conjugados (desenvolvido por Hestenes e Stiefel, 1952) com o algoritmo LSQR (**L**east **S**quares **R**egression - Paige e Saunders, 1982). Devido à sua eficiência na resolução de grandes problemas lineares com matriz de sensibilidade esparsa, o método LSQR é extensamente usado em trabalhos de tomografia sísmica (e.g. Nolet, 1990; van der Lee e Nolet, 1997; Pasyanos et al., 2001; Marone, 2004). A convergência do método de gradientes conjugados para soluções de mínimos quadrados está discutida em Golub e VanLoan (1983).

Durante a inversão, ainda são realizadas relocações dos eventos⁶ e correções de estações, invertidas simultaneamente com o modelo de perturbações de velocidade. As relocações atuam para corrigir as inconsistências dos dados causados pelos erros de localização do evento, e as correções de estações são introduzidas para absorver contribuições sistemáticas de tempo relacionadas às heterogeneidades rasas abaixo de cada estação (Schimmel et al., 2003). Uma descrição mais detalhada da metodologia de inversão utilizada pode ser encontrada em VanDecar (1991).

Nossos modelos finais explicaram cerca de 84% do RMS do conjunto inicial de dados, (de 0,4 para 0,065 s para ondas P - iteração k=8; e de 1,1 para 0,17 s para ondas S - iteração k=10). As iterações de ponderamento são interrompidas quando as perturbações de vagarosidade não são relevantes em comparação com os resultados da iteração anterior (Figura 3.5).

⁵Poucos dos seus elementos são não-nulos.

⁶Pequenos ajustes do hipocentro do evento no espaço.

Figura 3.5: Curvas de diminuição do RMS com relação as iterações para ondas P e S.

4

Resultados da Tomografia

4.1 Introdução

Nossos resultados foram apresentados como mapas horizontais (Figuras 4.1 a 4.4) e seções verticais (Figura 4.5). Estas Figuras mostram perturbações de velocidade relativa ao modelo de referência Kennett e Engdahl (1991) de $\pm 1\%$ para ondas P e $\pm 2\%$ para ondas S. Nestas Figuras, tons de vermelho e azul representam anomalias de baixa e alta velocidade respectivamente. Áreas com densidade de raio menor que 20 raios/ $(100 \text{ km})^3$ são mostradas em preto. Os quadrados brancos nas figuras horizontais indicam a posição das estações e os círculos amarelos (somente na Figura 4.1) representam a localização de intrusões alcalinas do final do Cretáceo (90-55 Ma).

Comparando as imagens das ondas P e S, mesmo a base de dados sendo independente, as estruturas observadas parecem ser semelhantes. As anomalias de velocidade da onda S, no entanto, aparecem mais espalhadas do que as de onda P, o que pode ser explicado pela sua menor resolução teórica baseada no tamanho da zona de Fresnel (14 e 47 km na parte superior da litosfera para ondas P e S respectivamente - Bastow et al., 2005).

4.2 Descrição dos resultados

Após a instalação de novas estações na parte norte e oeste do Cráton de São Francisco, anomalias de alta velocidade puderam ser observadas nessas regiões (Figuras 4.1; 4.2a,b e 4.5). Em trabalhos anteriores, somente sua parte sul havia sido observada (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003). A anomalia na parte sul deste cráton é mais intensa do que as da parte norte, provavelmente devido à maior quantidade de estações/dados nesta região. A anomalia de alta velocidade na parte oeste do cráton do São Francisco (além do seu limite geológico) apóia a hipótese de que este cráton foi parte de um bloco maior provavelmente de idade Neoproterozóica (Placa Sanfranciscana - Alkmim et al., 1993; Ussami, 1993; Ussami, 1999). Nos perfis verticais para ambas ondas (Figura 4.5a,b), o Cráton do São Francisco aparece como uma anomalia de alta velocidade com profundidade chegando a 300 km. No entanto, esta profundidade não pode ser a profundidade final utilizada em

nossa interpretação, pois existe um efeito de alongamento das anomalias com a profundidade, causado pela influência do percurso dos raios e pela geometria da parametrização.

A anomalia de alta velocidade abaixo da Bacia do Paraná observada por Schimmel et al. (2003) e interpretada como o embasamento cratônico desta Bacia (núcleo cratônico), foi também observado em nossos resultados (Figuras 4.1; 4.2a,b e 4.5a,b). Esta anomalia aparece com uma boa definição horizontal, porém, apesar do aumento da base de dados, a profundidade desta estrutura não pôde ser definida (Figuras 4.5a,b). Uma anomalia de alta velocidade nesta região, em maiores profundidades, interpretada por Schimmel et al. (2003) como a placa subduzida de Nazca, foi também observada em nossos resultados (Figuras 4.2c,d; 4.3; 4.4 e 4.5a,b,c,d). Devido à grande quantidade de raios vindos dos Andes, esta anomalia sobrepõe-se à anomalia relacionada ao núcleo cratônico da Bacia do Paraná citada acima, não sendo possível separá-las. Schimmel et al. (2003) propôs uma orientação N-S para o *Slab* de Nazca, porém, em nossos resultados, encontramos que esta possui uma orientação NW-SE (Figuras 4.3 e 4.4), mais de acordo com o contorno leste da placa Sul-americana (entre as latitudes 16°S e 30°S) e com direção de convergência com a Placa de Nazca.

A anomalia de baixa velocidade observada por VanDecar et al. (1995), a qual está localizada no limite nordeste da Bacia do Paraná, foi também observada em nossos resultados (Figuras 4.1; 4.2 ; 4.3; 4.4a,b e 4.5). Esta anomalia é geograficamente próxima da Província Ígnea do Alto do Paranaíba (APIP), e alcança profundidades de até aproximadamente 900 km. No entanto, esta anomalia também pode estar influenciada pelo percurso dos raios e pela parametrização, podendo estar alongada. Uma grande anomalia de baixa velocidade foi também observada junto com a anomalia de APIP (principalmente nos resultados das ondas S), na parte sudeste de nossa área de estudo, a partir dos 700 km (Figura 4.5). Nós acreditamos que esta grande anomalia possa ser um artefato gerado pela inversão. Testes sintéticos foram realizados para investigar as causas desta e de outras anomalia (Capítulo 5).

Uma anomalia de baixa velocidade na região da Província Ígnea de Iporá (PIP), no Estado de Goiás, com profundidades de cerca de 300 km, foi observada em nossos resultados (Figuras 4.1; 4.2a,b e 4.5a,b). Esta anomalia aparece melhor delimitada em nosso resultados (ondas P), se estes são comparados com os resultados de Escalante (2002) e Rocha (2003), que realizaram tomografia apenas utilizando ondas P, o que provavelmente ocorre devido ao aumento de dados nesta região. Outra anomalia de baixa velocidade foi observada na região da Província Ígnea de Poxoréu, no sul do Estado de Mato Grosso (Figuras 4.1; 4.2a,b e 4.5a,b). Estas duas anomalias poderiam estar relacionadas com o impacto inicial da Pluma de Trindade conforme sugerido por Thompson et al. (1998), porém estas também poderiam ser interpretadas como estando relacionadas ao Lineamento Trans-Brasiliano, ou ainda com o afinamento da Litosfera conforme proposto por Assumpção et al., 2004b. Anomalias de baixa velocidade foram ainda observadas na região da Província Ígnea da Serra do Mar (Figuras 4.1 e 4.2a,b) e do Arco de Ponta Grossa (Figuras 4.1; 4.2a,b e 4.5e,f).

Figura 4.1: Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 150 km [(a) para ondas P e (b) para ondas S] e 200 km [(c) para ondas P e (d) para ondas S], mostrando anomalias de alta e baixa velocidade com relação a um modelo médio de velocidades. As linhas grossas indicam as principais estruturas geológicas e as linhas brancas os perfis verticais. Os quadrados brancos são as estações. Os círculos amarelos indicam o local de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior.

Figura 4.2: Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 300 km [(a) para ondas P e (b) para ondas S] e 500 km [(c) para ondas P e (d) para ondas S], mostrando anomalias de alta e baixa velocidade com relação a um modelo médio de velocidades. As linhas grossas indicam as principais estruturas geológicas e as linhas brancas os perfis verticais. Os quadrados brancos são as estações.

Figura 4.3: Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 600 km [(a) para ondas P e (b) para ondas S] e 700 km [(c) para ondas P e (d) para ondas S], mostrando anomalias de alta e baixa velocidade com relação a um modelo médio de velocidades. As linhas grossas indicam as principais estruturas geológicas e as linhas brancas os perfis verticais. Os quadrados brancos são as estações.

Figura 4.4: Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 800 km [(a) para ondas P e (b) para ondas S] e 900 km [(c) para ondas P e (d) para ondas S], mostrando anomalias de alta e baixa velocidade com relação a um modelo médio de velocidades. As linhas grossas indicam as principais estruturas geológicas e as linhas brancas os perfis verticais. Os quadrados brancos são as estações.

Figura 4.5: Perfis verticais indicados nas Figuras horizontais. (a), (c) e (e) são os perfis para as ondas P, e (b), (d) e (f) são os perfis para as ondas S.

5

Análises de Resolução

5.1 Introdução

A tomografia sísmica é uma poderosa ferramenta para o estudo da estrutura interna da Terra. Durante a interpretação das imagens tomográficas, no entanto, se faz necessário algum tipo de análise de resolução, pois, sem estas o valor interpretativo das imagens fica reduzido. A resolução de uma imagem tomográfica depende de vários fatores, entre os quais, podemos destacar, a distribuição espacial dos dados (densidade de raios) e a parametrização do volume estudado. A inversão de modelos sintéticos é um dos esquemas mais utilizados para estudar a resolução das imagens tomográficas.

Nós invertemos dados sintéticos utilizando modelos com estruturas pré-determinadas. Os tempos de percurso sintéticos foram calculados com um programa de traçamento de raios 3D, utilizando a mesma geometria fonte/estação. Um ruído Gaussiano aleatório de 30% do RMS dos resíduos teóricos foi adicionado nos tempos calculados pelo traçamento de raios para simular o ruído intrínseco dos dados. Testes geométricos (e.g. Schimmel et al., 2003; Bastow et al., 2005; sol, ????) e testes *checkerboard* (tabuleiro de xadrez) (e.g. Bastow et al., 2005; sol, ???; Rawlinson et al., 2006) são os mais freqüentemente utilizados em trabalhos de tomografia sísmica. Nós utilizamos ambos em nosso trabalho.

5.2 Testes Geométricos

Os testes geométricos consistem em simular estruturas tectônicas com base nas imagens reais, e também em feições geológicas conhecidas. O objetivo é verificar o quanto das estruturas simuladas é recuperado durante a inversão. Os diferentes modelos de entrada e suas respectivas reconstruções tomográficas são mostrados nas Figuras 5.1 e 5.2 (horizontais) e Figuras 5.3, 5.4 e 5.5 (verticais). Os contornos das estruturas do modelo de entrada foram impressos nos resultados da inversão para facilitar na interpretação das imagens. Os perfis verticais estão localizados na mesma posição dos utilizados nos dados reais. A escala das imagens tomográficas foi reduzida para mostrar um intervalo completo de amplitudes. Os modelos reconstruídos são mais suaves já que a regularização imposta durante a inversão

reduz grandes gradientes espaciais de velocidade.

Como estruturas de alta velocidade nós simulamos o Cráton do São Francisco (CSF), o Cráton do Paranapanema (CP) e a Placa de Nazca (PN). Como estruturas de baixa velocidade nós simulamos a Província Ígnea de Iporá (IP), a Província Ígnea de Poxoréu (PX), a Província Ígnea do Alto do Paranaíba (AP), o Arco de Ponta Grossa (APG), a Bacia do Pantanal (PT), e a anomalia interpretada por VanDecar et al. (1995) como impacto inicial de uma pluma relacionada ao *hotspot* de Tristão da Cunha (TC). No Modelo 1 estão simuladas todas estas estruturas e no Modelo 2 apenas as estruturas de alta velocidade. O Modelo 3 é semelhante ao Modelo 1 mas sem a Placa de Nazca. A profundidade do Cráton do São Francisco varia em cada modelo (cerca de 150, 200 e 250 km de profundidade para os Modelos 1, 2 e 3, respectivamente - Figura 5.3) para comparar com os resultados reais (Capítulo 4) e tentar estimar a profundidade desta estrutura.

Os resultados mostraram que as anomalias em menores profundidades são bem resolvidas, principalmente no Modelo 3 (sem a Placa de Nazca - Figura 5.1f). Observa-se que as anomalias se alongam em profundidade (Figuras 5.3, 5.4 e 5.5), o que pode ser explicado pela suavização ao longo da direção predominante dos raios. Devido a este efeito, a anomalia relacionada com a Placa de Nazca (PN) se uniu com a anomalia do Cráton do Paranapanema (CP), o que também parece ocorrer nos resultados reais. Esse efeito poderia principalmente ser atribuído ao excesso de raios vindos dos Andes, e talvez à baixa cobertura de estações sobre estas estruturas (parte oeste da área de estudo).

Comparando as imagens do Modelo 1 e Modelo 3 (Figuras 5.1d e 5.3f, respectivamente), observamos que a presença da Placa de Nazca (PN) interfere em todas anomalias de menor profundidade, principalmente PT e PX, diminuindo a sua amplitude. Nos resultados reais (Capítulo 4) PT e PX possuem grande amplitude, e sendo assim, podemos supor que a Placa de Nazca real não possui um alinhamento N-S conforme modelamos (e também Schimmel et al., 2003). Com base nestes resultados, acreditamos que a orientação de PN seja mais concordante com o contorno da convergência entre as placas de Nazca e Sul-americana.

Uma grande anomalia de baixa velocidade apareceu no manto inferior ao lado da Placa de Nazca (Figura 5.2 e Figuras 5.3, 5.4 e 5.5). Essa anomalia é um artefato gerado durante a inversão, pois nenhuma anomalia de baixa velocidade foi modelada nestas profundidades. Inicialmente pensamos que esta poderia ter sido causada pelas estruturas de baixa velocidade mais superficiais. Para testar esta hipótese geramos um modelo somente com estruturas de alta velocidade (Modelo 2), e nos resultados da inversão (Figuras 5.2e, 5.3e, 5.4e e 5.5e) essa anomalia persistiu. Suspeitamos, então, que este artefato estaria sendo gerado pela presença de PN. Um outro modelo (Modelo 3) foi gerado, com todas as estruturas menos PN, e no resultado da inversão o artefato do manto inferior desapareceu (Figuras 5.2f, 5.3f, 5.4f e 5.5f), confirmando nossas suspeitas. Acreditamos que esse efeito possa ser explicado pelo fato de PN se encontrar na borda do nosso modelo, forçando o algoritmo de inversão a colocar essa anomalia.

Uma anomalia (artefato) semelhante foi observada nos resultados reais (Capítulo 4, Figuras 4.2 a 4.5). As grades utilizadas na inversão dos modelos reais e sintéticos possuem as mesmas dimensões. Levando-se em conta que a informação sobre as estruturas está contida nas medidas de tempo (resíduos relativos), podemos concluir que o artefato de baixa velocidade na base do modelo real também deve ter sido gerado pela anomalia de alta velocidade relacionada com a Placa de Nazca.

Comparando os resultados dos testes sintéticos dos três modelos com os resultados reais observamos que a profundidade da parte sul do Cráton do São Francisco deve ser maior que 200 km (Figuras 5.3e, 5.4e e 5.5e). Devido à baixa resolução na parte norte deste cráton não é possível propor limites de profundidade nesta região. A extensão oeste que foi colocada para simular uma “Placa São Franciscana” possui uma resolução semelhante à da parte sul do cráton.

De maneira geral, observamos nos testes geométricos que a parte central do modelo possui maior resolução. Isso se deve provavelmente à maior densidade de estações (dados) nesta região, e também pela maior densidade de nós da grade utilizada (ver Capítulo 3). AP e TC encontram-se completamente nessa região e possuem uma boa resolução lateral e vertical. Em profundidade, ambas são robustas (Figuras 5.3 e 5.5), sendo que TC parece ser influenciada pelos raios vindos dos Andes, e possui uma leve inclinação nesta direção. Além disso, a amplitude destas duas anomalias se mantém. A amplitude de APG é menor no Modelo 1 se comparada com o Modelo 3. Isto provavelmente se deve também à presença de PN, de forma semelhante ao que ocorre à CP.

5.3 Testes *Checkerboard*

Os testes *checkerboard* consistem em simular anomalias alternadas de baixa e alta velocidade com tamanhos específicos. Esse tipo de teste serve para avaliar qual o tamanho de estrutura que pode ser resolvida em uma determinada região do modelo.

Nós utilizamos um modelo *checkerboard* modificado (Modelo de *Spikes*), mostrado na Figura 5.6, onde as células de velocidade são mais separadas do que em um teste *checkerboard* convencional. O objetivo da utilização do modelo de *spikes* é não permitir que as células com mesma velocidade se conectem diagonalmente (e.g. Rawlinson et al., 2006), pois as anomalias tendem a borrar-se ao longo de direções com alta concentração de raios, os quais normalmente vêm de uma mesma região (como por exemplo, os eventos vindos dos Andes).

Nos resultados apresentados na Figura 5.7, observamos que mesmo utilizando a estratégia dos *spikes* existe uma tendência de conexão diagonal entre as anomalias de mesma velocidade, porém é possível separá-las. Como observado nos testes geométricos, as anomalias se alongam com a profundidade, provavelmente devido à influência da direção dos raios. Observou-se que as anomalias são melhor recuperadas em regiões onde existe maior densidade de estações e maior cruzamento de raios (como no perfil Z-Z’ da Figura 5.5¹). Além disso, observamos que a geometria da grade usada na inversão afeta a forma e a amplitude das anomalias. Na parte inferior da nossa grade o espaçamento entre nós aumenta para 100 km, servindo como um “*buffer*” para proteger a parte central do modelo e também para não desperdiçar memória em uma área de baixa resolução. Esse aumento também ajuda a produzir o alongamento das anomalias nessa profundidade (Figura 5.7).

Uma das desvantagens dos testes *checkerboard* é que estes não permitem que artefatos gerados durante a inversão sejam percebidos no modelo. Na Figura 5.7 observamos que mesmo em grandes profundidades (regiões de menor resolução devido a menor densidade de raios) a recuperação do modelo sintético é boa (com exceção da suavização), porém, para

¹Aqui os perfis verticais estão em posições diferentes dos perfis dos testes geométricos.

estas profundidades, não seria possível concluir, utilizando apenas os testes *checkerboard*, que a anomalia de baixa velocidade ao lado da PN, nos resultados reais (Capítulo 4), é um artefato. Isto só pode ser confirmado utilizando os testes geométricos (Figuras 5.2 a 5.5).

A utilização de testes do tipo *checkerboard* para a avaliação da resolução dos modelos tomográficos dever ser cuidadosa, pois artefatos que são gerados em regiões de baixa resolução, principalmente para estruturas de larga escala (como é o caso da Placa de Nazca), podem muitas vezes não serem observados. Além disso, para se estimar o tamanho das estruturas que podem ser resolvidas são necessários muitos testes, necessitando de uma grande capacidade computacional. Neste sentido, os testes geométricos são mais vantajosos, pois uma vez definidas as estruturas de interesse, poucas inversões (e traçamentos de raio) são necessárias.

Figura 5.1: Modelos sintéticos geométricos simulando as principais estruturas tectônicas para a profundidade de 150 km. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos após o traçamento de raios e a inversão. As anomalias de alta velocidade são: Cráton do São Francisco (CSF), o Cráton do Paranapanema (CP) abaixo da Bacia do Paraná. As anomalias de baixa velocidade são: Província Ígnea de Iporá (IP) e a Província Ígnea do Alto do Paranaíba (AP), a Bacia do Pantanal (PT) e a anomalia interpretada por VanDecar et al., (1995) como o impacto inicial da Pluma de Tristão da Cunha (TC).

Figura 5.2: Modelos sintéticos geométricos simulando as principais estruturas tectônicas abrangidas pela área de estudo para a profundidade de 900 km. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos pela inversão. PN é a Placa de Nazca.

Figura 5.3: Modelos sintéticos verticais geométricos (Perfil W-W') simulando as principais estruturas tectônicas abrangidas pela área de estudo. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos pela inversão. CSF é o Cráton do São Francisco (CSF), CP é o Cráton do Paranapanema, PN é a Placa de Nazca e TC é anomalia interpretada como o impacto inicial da Pluma de Tristão da Cunha (VanDecar et al., 1995).

Figura 5.4: Modelos sintéticos verticais geométricos (Perfil X-X') simulando as principais estruturas tectônicas abrangidas pela área de estudo. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos pela inversão. CSF é o Cráton do São Francisco (CSF), PN é a Placa de Nazca, AP é a Província Ígnea do Alto do Paranaíba e PX é a Província Ígnea de Poxoréu.

Figura 5.5: Modelos sintéticos verticais geométricos (Perfil Z-Z') simulando as principais estruturas tectônicas abrangidas pela área de estudo. (a), (b) e (c) são os modelos de entrada, e (d), (e) e (f) são os resultados obtidos pela inversão. CSF é o Cráton do São Francisco (CSF), PN é a Placa de Nazca, AP é a Província Ígnea do Alto do Paranaíba, APG é o Arco de Ponta Grossa e TC é anomalia interpretada como o impacto inicial da Pluma de Tristão da Cunha (VanDecar et al., 1995).

Figura 5.6: Modelo sintético do tipo *spikes* (*checkerboard* modificado) para avaliar a resolução local das imagens tomográficas.

Figura 5.7: Resultados obtidos pela inversão do modelo *checkerboard* (Figura 5.6).

6

Método Jackknife

6.1 Introdução

As metodologias para análise estatística conhecidas como computacionalmente intensivas, vêm sendo cada vez mais utilizadas, devido aos computadores atuais possuírem grande capacidade de processamento e armazenamento de dados. Dentre essas metodologias, destaca-se o método Jackknife, apresentado por Efron (1979).

O método Jackknife surgiu da técnica desenvolvida por Quenouille (1949) para reduzir o vício de um estimador de correlação, com base na divisão de uma amostra original em duas sub-amostras. O método foi generalizado posteriormente por Quenouille (1956). Tukey (1958) propôs a utilização da metodologia apresentada por Quenouille (1956) para obter estimativas do erro quadrado médio, e posteriormente, em um trabalho não publicado, Tukey chamou o método de Estimador Jackknife. Atualmente, este método é normalmente utilizado para avaliar a incerteza de dados com uma distribuição de probabilidade desconhecida. Uma revisão sobre o método Jackknife pode ser encontrada em Miller (1974).

6.2 Aplicação em Tomografia Sísmica

Métodos estatísticos de re-amostragem, tais como Jackknife, vêm sendo utilizado em trabalhos de tomografia para avaliar a incerteza de modelos (Lees e Crosson, 1989; Hearn e Ni, 1994; Pulliam et al., 1993; Calvert et al., 2000).

Uma das principais vantagens deste método é que não é necessário supor uma distribuição particular para os erros dos dados, já que a variabilidade do modelo é acessada diretamente da variabilidade destes dados (Pulliam et al., 1993). O método Jackknife foi implementado neste trabalho e o procedimento adotado segue a formulação utilizada por Lees e Crosson (1989).

Primeiro, realizamos uma inversão usando todos os dados (raios) e o resultado é armazenado em uma matriz ($\hat{S}_{all}$). Em seguida são gerados K subconjuntos a partir da base de dados original, retirando aleatoriamente $1/K$ raios de cada um deles. Uma inversão é

realizada para cada um dos K subconjuntos, e os resultados são armazenados em K matrizes ($\hat{S}_j$). Para cada uma destas “mini-inversões” é gerada uma “pseudo-inversão” ($\tilde{S}_j$), a partir da seguinte combinação linear:

$$\tilde{S}_j = K\hat{S}_{all} - (K - 1)\hat{S}_j \quad (6.1)$$

Cada pseudo-inversão representa a informação do modelo que é explicada pela porção dos dados que foi retirada para a mini-inversão j . Considerando que cada subconjunto tem uma diferente porção de dados excluídos, a variabilidade do modelo, devido a todos os dados, está contida nas pseudo-inversões. A “Estimativa Jackknife” ($\tilde{S}$) é simplesmente a média das pseudo-inversões (Equação 6.2).

$$\tilde{S} = \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K \tilde{S}_j \quad (6.2)$$

O desvio padrão obtido pelo método Jackknife é dado pela formulação abaixo:

$$\tilde{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^K \tilde{S}_j^2 - \frac{1}{K} \left(\sum_{j=1}^K \tilde{S}_j \right)^2}{K(K - 1)}} \quad (6.3)$$

Nós geramos 100 subconjuntos retirando aleatoriamente 1% de raios da base original. Com a retirada de poucos dados, a geometria da base original (eventos/estações) não sofre grande variação. Assim, se nos resultados da mini-inversão for observada em alguns pontos do modelo uma variação significativa, poderemos concluir que estes pontos possuem uma forte dependência daqueles dados retirados.

Com a retirada dos raios podemos observar que os valores dos parâmetros (nós) variam. No entanto, se repetimos este processo diversas vezes podemos perceber (Figura 6.1) que a média acumulada destes valores converge para um determinado valor. Isso justifica a utilização de um número elevado de modelos para obter a estimativa Jackknife.

Na Figura 6.1 observamos alguns exemplos desta convergência para inversões de dados gerados a partir do modelo de *Spikes* apresentado no Capítulo 5. A escolha do modelo de *Spikes* foi devida à maior variabilidade local das estruturas deste modelo. As Figuras 6.1a e 6.1b são curvas de média acumulada para alguns nós individuais das iterações 3 e 6, respectivamente. Podemos observar que existe uma tendência de convergência próximo ao modelo 100. Ainda é possível observar que as médias variam menos para a iteração 6 do que para a iteração 3, o que poderia estar relacionado com os efeitos da regularização.

A Figura 6.2 mostra mapas horizontais com comparações entre os resultados tomográficos

para ondas P, S e o desvio padrão obtido com o método Jackknife para ondas S. Observamos que as regiões com maior desvio padrão estão principalmente nas bordas dos mapas horizontais, onde a densidade de raios é menor.

Uma comparação entre os perfis verticais com os resultados tomográficos para ondas P, S e o desvio padrão obtidos com o método Jackknife está na Figura 6.3. Nestas imagens observamos que as regiões com menor desvio padrão ficam entre as profundidades de 300 e 1000 km. Essa região coincide com a região de maior cruzamento de raios, que teoricamente é a região de melhor resolução. Com o método Jackknife é possível obter estimativas locais da incerteza do modelo, o que não deve ser confundido com a resolução.

Figura 6.1: Exemplos de convergência dos valores pontuais de anomalia. Variação de anomalia média ($\bar{S}$) em 6 pontos da grade em função do número de modelos usado para a média. (a) refere-se a iteração 3 e (b) a iteração 6.

Figura 6.2: Comparação entre os resultados da tomografia para onda P (coluna da esquerda), tomografia para ondas S (coluna do meio) e do método Jackknife para onda S (coluna da direita). Nestas figuras estão indicados os perfis verticais apresentados na Figura 6.3. Os quadrados brancos indicam as estações utilizadas e os círculos amarelos (Figuras 6.2a, 6.2e e 6.2i) representam intrusões alcalinas do Cretáceo Superior. As regiões em negro indicam ausência de dados.

Figura 6.3: Comparação entre os resultados (verticais) da tomografia para onda P (coluna da esquerda), tomografia para ondas S (coluna do meio) e do método Jackknife para onda S (coluna da direita). As regiões em negro indicam ausência de dados.

7

Regionalização

O método de tomografia regional de tempo de percurso que utilizamos neste trabalho baseia-se na inversão dos resíduos relativos de tempo das ondas P e S, que são usados para restringir o modelo tomográfico (também chamado de volume alvo) ao segmento terminal dos raios sísmicos (Aki et al., 1977).

Na formulação para os resíduos relativos considera-se que a distância percorrida pela onda é muito grande, e que as contribuições de erros relacionados à fonte e ao receptor são constantes no segmento final do raio sísmico (próximo ao arranjo de estações). Devido a isso, para um mesmo evento, estes erros podem ser removidos dos resíduos obtidos para cada estação, subtraindo-se destes a média dos resíduos de todas as estações. Dessa forma, restará nos dados apenas a contribuição das estruturas sob o arranjo das estações (ver Capítulo 02).

Essa formulação fica comprometida se ampliamos muito a área de estudo, pois grandes feições (como por exemplo crátons) podem ter uma contribuição constante, desaparecendo das imagens tomográficas. Um outro problema, é que estruturas externas ao volume podem não ser cruzadas por todos os raios vindos de um mesmo evento (Figura 7.1), deixando de ser uma contribuição constante nos dados, e influenciando o interior do volume estudado. Na Figura 7.1 está um exemplo ilustrativo do problema de estruturas externas ao volume. Para o evento E1, a contribuição constante em tempo, devido à presença do corpo B, será retirada para todas as estações. Para o evento E2 apenas os tempos medidos pelas estações R2, R3, R4 e R7 serão influenciados pelo corpo A. Já os raios das estações R1, R5 e R6 não cruzam o corpo A, e assim, a contribuição gerada por este corpo não será constante para todas as estações.

Este tipo de efeito pode afetar os nossos resultados devido a grande dimensão de nossa área de estudo, e sendo assim, se faz necessário considerá-los durante a interpretação dos resultados finais da tomografia.

Na Figura 7.2, está uma comparação entre o volume total (Normal), utilizado em nossas inversões, e um modelo regional (MOD1) contido nesse volume total. O modelo Normal está entre as latitudes -31 e -8 e longitudes -62 e -36 com uma profundidade máxima de 1400 km, e o volume MOD1 está entre as latitudes -23 e -9 e longitudes -57 e -42, também com uma profundidade máxima de 1400 km. A escolha desta área para o MOD1 teve como objetivo investigar as anomalias no sul do Cráton do São Francisco e da Província Tocantins.

Ambos os modelos foram feitos com uma grade de nós interpolados, espaçados regularmente em sub-regiões do modelo. A região central da grade possui um menor espaçamento (0,33 graus), que aumenta na direção das bordas e também em profundidade (primeiro para 0,5 e depois para 1 grau). As bordas de menor resolução são utilizadas para diminuir a influência das estruturas externas na parte central do modelo. A quantidade de dados utilizados no MOD1 é menor que no modelo Normal, pois algumas estações ficaram fora do volume com a diminuição da área.

Na Figura 7.3, estão apresentados os resultados das inversões para os dois modelos. Os perfis verticais estão na mesma posição para os dois modelos. Observamos que a anomalia de baixa velocidade na base do modelo, discutida no tópico 2.3, diminui consideravelmente nos resultados do MOD1. Isso pode estar ocorrendo como um efeito da regionalização, pois houve uma mudança na parametrização e uma diminuição na quantidade de nós nesta região. No entanto, este efeito também pode ter sido causado pela retirada das estações com a diminuição do volume.

Observamos também neste teste que o tamanho e a amplitude das anomalias no MOD1 diminuíram com relação ao modelo Normal. Esses resultados indicaram que a parametrização influencia os resultados, e por isso fizemos outros testes de regionalização.

A Figura 7.4, mostra o modelo Normal (Figura 7.4a) com a indicação (linhas amarelas) dos modelos regionais MOD2 e MOD3 (Figura 7.4a e 7.4b respectivamente). A diferença entre os modelos MOD2 e MOD3 está na parametrização, o MOD2 possui uma grade de nós regulares de 0,33 graus e o no MOD3 o espaçamento aumenta na direção da borda, semelhantemente ao modelo Normal. Os resultados mostrados nessa Figura (perfis W-W' e Z-Z') são para a inversão do modelo sintético de *spikes* (tópico 2.3). Os dados utilizados na inversão dos dois modelos foram os mesmos.

Comparando os perfis W-W' para os dois modelos (Figuras 16b e 16c), observamos que para o MOD2 as amplitudes das anomalias diminui consideravelmente. O perfil W-W' está exatamente em uma região onde a parametrização muda de um modelo para outro. Isso poderia ser explicado, se considerarmos que o algoritmo de inversão tenta distribuir pelos nós a informação contida nos dados de forma igual, e sendo assim, para uma menor densidade de nós as anomalias possuiriam maior amplitude, e vice-versa.

Os resultados obtidos neste Capítulo mostram que os resultados tomográficos são dependentes da parametrização, e sendo assim, o esquema de parametrização deve ser feito de acordo com a região e estrutura de interesse. Alguns trabalhos de tomografia utilizam esquemas de parametrização baseadas na densidade dos dados (Chiao e Kuo, 2001; Curtis e Snieder, 1997; Michelini, 1998; Sambridge e Gudmundsson, 1998; Sambridge e Faletic, 2003), o que seria interessante para trabalhos de tomografia futuros em nossa área de estudo.

Houve uma mudança nos resultados do MOD1 com relação ao modelo Normal (Figura 7.3), provavelmente pelo fato de que no modelo Normal um número maior de nós de alguma maneira suaviza mais as anomalias. Esse tipo de mudança permite diferentes interpretações dos resultados, ou mesmo, refinar aquelas já existentes. Continuaremos, no entanto, utilizando o modelo Normal para nossos resultados finais, já que o objetivo principal deste trabalho é observar anomalias em regiões onde não existiam estações, ou seja, na periferia do modelo, e a escassez de dados nestas regiões não nos permite fazer inversões regionais.

Figura 7.1: Exemplo ilustrativo da influência de estruturas externas ao volume com o aumento excessivo da área de estudo.

Figura 7.2: (a) Volume total utilizado em nossas inversões (Modelo Normal; Lat. -31 a -8 e Long. -62 a -36). (b) Volume regional dentro do volume total (MOD1; Lat. -23 a -9 e Long -57 a -42). Os quadrados brancos são as estações utilizadas.

Figura 7.3: Inversões para os modelos apresentados na Figura 7.2. Na parte inferior estão as figuras para o modelo Normal e na parte superior as figuras para o modelo regional MOD1.

Figura 7.4: Resultado do teste para verificar a influência da parametrização nos resultados tomográficos. (a) Modelo Normal com a indicação dos modelos regionais MOD2 e MOD3. (b) Modelo regional MOD2 com resultados da inversão para o modelo sintético de *spikes*. (c) Modelo regional MOD3 com resultados da inversão para o modelo sintético de *spikes*.

8

Discussão

O objetivo deste trabalho foi estudar a estrutura tectônica do Manto Superior sob a parte Centro-Sul do Brasil utilizando Tomografia Sísmica de Tempo de Percurso. Novos dados foram incluídos na base dos trabalhos anteriores (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Escalante, 2002; Rocha, 2003) para melhorar a resolução das anomalias que já haviam sido observadas e também para mapear estruturas em outras regiões que não possuíam boa cobertura de estações. Algumas outras técnicas e procedimentos foram usados para analisar a confiabilidade dos resultados da tomografia (Capítulos 5, 6 e 7). Reunindo todas as informações obtidas durante este trabalho, e fazendo uma análise crítica dos resultados, foi possível fazer algumas inferências sobre a estrutura tectônica do Manto Superior sob a nossa área de estudo.

8.1 Placa Sanfranciscana

A anomalia de alta velocidade que aparece sob o Cráton do São Francisco, e para além de seus limites superficiais, sugere que este cráton faz parte de um bloco maior em sub-superfície. Este bloco foi proposto em trabalhos de gravimetria e geologia (Alkmim et al., 1993; Ussami, 1993) e interpretado como uma possível microplaca de idade Neoproterozóica, a qual recebeu o nome de Placa Sanfranciscana (Alkmim et al., 1993).

A Figura 8.1A mostra o mapa de anomalia Bouguer (Ussami, 1993), onde as bordas da placa Sanfranciscana seriam as regiões de maior gradiente gravimétrico. A Figura 8.1B mostra o modelo proposto por Alkmim et al. (1993) com base nos resultados da gravimetria. Os limites da anomalia de alta velocidade observada em nossos resultados na região do Cráton do São Francisco se ajustam muito bem ao mapa de anomalia Bouguer nesta região (Figura 8.1C), sugerindo que os resultados da tomografia são robustos. Além disso, em resultados de anisotropia do Manto Superior (Assumpção et al., 2006), direções de polarização mais rápida da divisão da onda SKS mostram uma feição em forma de leque com abertura para leste em torno do cráton, e corroboram essa hipótese. O resultado de Assumpção et al. (2006) sugere que a astenosfera contorna a hipotética Placa Sanfranciscana, e serve como mais um indício de sua existência.

A Figura 8.1C também mostra a localização dos sismos obtidos da base de dados do IAG-USP entre os anos de 1720 e 2004. Segundo Assumpção et al. (2004b) a sismicidade pode ser explicada pela concentração de esforços na crosta superior devido a fraquezas no Manto Superior litosférico. A maioria dos sismos observados na Figura 8.3C encontram-se na Província Tocantins, que representa a zona de sutura da colisão do bloco São Francisco com os Blocos Amazônico e Paranapanema, contornando a anomalia de alta velocidade obtida com a tomografia sísmica. Algumas exceções são observadas no centro do Cráton do São Francisco, mas estes eventos possuem geralmente magnitudes menores do que 3,7 mb.

Os testes de resolução mostram que a parte norte do cráton possui baixa resolução devido a ausência de dados nesta região, dificultando sua delimitação completa, e também que as partes sul e oeste do cráton são melhor resolvidas, provavelmente devido à maior densidade de estações nestas regiões.

Figura 8.1: Comparação entre o mapa de anomalia Bouguer (A) e o mapa de anomalias tomográficas para onda P com sismicidade (C), para a região do Cráton do São Francisco. (B) é o modelo proposto por Alkimi et al. (1993) para a Placa Sanfranciscana.

8.2 Bloco do Paranapanema

A anomalia de alta velocidade sob a bacia do Paraná foi melhor definida com o aumento da quantidade de raios em nossa base de dados. Com base em nossos resultados tornou-se possível discutir a presença de vários blocos cratônicos, separados por zonas de sutura de acordo com Milani e Ramos (1998), como alternativa ao modelo de Cordani et al. (1984) para o embasamento cratônico da Bacia do Paraná, que sugere a existência de um núcleo cratônico único. A Figura 8.2 mostra uma comparação entre estes dois modelos sobrepostos sobre uma imagem tomográfica a 150 km de profundidade, e também um terceiro modelo proposto por Mantovani et al. (2005) (Figura 8.2c).

Figura 8.2: Comparação entre os diferentes modelos propostos para o embasamento da Bacia do Paraná sobrepostos sobre o resultado da tomografia sísmica para ondas P.

O modelo que melhor se correlaciona com as anomalias tomográficas é o de Milani e

Ramos (1998). As anomalias de baixa velocidade coincidem muito bem com os limites entre os fragmentos cratônicos de Milani e Ramos (1998), principalmente na região central do modelo, onde existem mais estações e melhor resolução. Isto indica que existem zonas de sutura entre estes blocos. A parte sudoeste da anomalia de alta velocidade sob a Bacia do Paraná não é bem resolvida, como mostrado nos testes de resolução Capítulo 05, pois a cobertura de estações nesta região é baixa. Ainda, o excesso de raios vindos dos Andes fazem que esta anomalia sofra influência da anomalia atribuída à Placa de Nazca, não sendo possível determinar a sua profundidade.

8.3 Placa de Nazca

Podemos observar em nossos resultados que a anomalia relacionada à subducção da Placa de Nazca segue o mesmo contorno do Cinturão Andino (Figura 8.3). Podemos também observar que o formato desta anomalia a 700 km concorda com o contorno da Placa de Nazca a 575 km sugerido por Cahill e Isacks (1992) com base na sismicidade dos Andes Figura 8.3. No entanto, devido a baixa densidade de estações sobre a região desta anomalia e ao pouco cruzamento de raios em maiores profundidades¹, esta estrutura aparece borrada para cima, influenciando outras estruturas mais rasa, não sendo possível definir sua profundidade.

Podemos observar nos testes de resolução para esta região que a anomalia referente à estrutura que simula a Placa de Nazca (com orientação N-S) influencia todas as anomalias de menor profundidade, enquanto nos resultados reais isso não acontece em sua parte norte. Isto indica que esta anomalia não possui uma orientação norte-sul, e sim coincidente com o contorno leste do continente Sul Americano, pois se sua orientação fosse N-S, esta influenciaria as estruturas mais rasas nos dados reais.

Outro indicio de que a anomalia de alta velocidade observada em nossos resultados reais é referente à placa subduzida de Nazca, é o fato de nos testes de resolução o artefato de baixa velocidade que aparece junto com esta estrutura desaparecer quando a suprimimos do modelo de entrada. Uma estrutura de baixa velocidade semelhante aparece nos dados reais, e acreditamos que seja também um artefato devido a presença da Placa de Nazca, exatamente como ocorre nos testes sintéticos.

8.4 Plumas e Afinamento da Litosfera

Em menores profundidades (entre 100 e 250 km), a maioria das anomalias de baixa velocidade coincidem com as províncias de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior (Figura 8.4). As províncias ígneas mais jovens (com idades entre 85-50 Ma), tais como Província Ígnea do Alto do Paranaíba (APIP), Província Ígnea de Iporá (IP) e Província Ígnea de Poxoréu (PX) poderiam estar relacionadas com a Pluma de Trindade como proposto por Gibson et al. (1995) e Gibson et al. (1997) (Figura 8.4).

De acordo com Gibson et al. (1997), o impacto inicial desta pluma teria ocorrido abaixo da Província Ígnea de Iporá e depois se espalhado, gerando as outras províncias ígneas pela

¹quanto maior a profundidade, mais os raios chegam paralelos o que diminui a resolução

inserção de material da pluma em regiões de litosfera mais fina (o que causaria fusão parcial da litosfera). Essas estruturas estariam ainda aquecidas com relação ao material em seu entorno, sendo observadas nos resultados da tomografia sísmica (Figura 8.4).

Segundo Assumpção et al. (2004b) a sismicidade pode ser explicada como resultado da concentração de esforços na Crosta Superior devido às fraquezas no Manto Superior Litosférico. Zonas de fraqueza poderiam ser causadas por anomalias de temperatura da ordem de 100°C, e este tipo de anomalia térmica na litosfera poderia ser causada, por exemplo, por uma pluma. Na Figura 8.4 podemos observar que existe uma tendência da sismicidade ocorrer em áreas com baixa velocidade na litosfera.

Existe uma grande controvérsia com relação à origem destas intrusões alcalinas com idades do Cretáceo Superior. Alguns autores defendem a hipótese das plumas enquanto outros não acreditam que seria possível que estas estruturas estivessem ainda aquecidas. Nossos resultados concordam com o modelo proposto previamente por Gibson et al. (1995) e sugerem, aliados com a hipótese de regiões com litosfera mais fina, que as províncias ígneas tenham se originado de material gerado por uma pluma.

A anomalia da baixa velocidade interpretada por VanDecar et al. (1995) como sendo o conduto fóssil da Pluma de Tristão da Cunha (parte leste da Bacia do Paraná), aparece em nossos resultados melhor definida, provavelmente pelo aumento de dados na região. Com base nos testes sintéticos, podemos propor para esta estrutura uma profundidade de 700 km.

Figura 8.3: Comparação da anomalia tomográfica para onda P para uma profundidade de 700 km, relacionada com a Placa de Nazca, e o contorno do cinturão Andino. As linhas vermelhas tracejadas indicam o contorno da Zona de Wadatti-Benioff (Cahill e Isacks, 1992)

Figura 8.4: Comparação dos resultados da Tomografia Sísmica para ondas P com o modelo proposto por Gibson et al. (1995,1997) para explicar a presença de intrusões alcalinas com idades do Cretáceo Superior. Em (a) é feita uma comparação com a sismicidade da região. A linha vermelha tracejada em (c) ilustra o limite Litosfera-Astenosfera.

9

Conclusões

A instalação das novas estações nos permitiu obter imagens de regiões que ainda não havíamos observado, e melhorar a resolução das estruturas já observadas em trabalhos anteriores.

A instalação de novas estações permitiu observar anomalias de alta velocidade na parte norte do Cráton do São Francisco e para além de seu limite oeste, indicando que este faz parte de um bloco maior em sub-superfície (Placa Sanfranciscana - Alkmim et al., 1993).

Para o embasamento cratônico da Bacia do Paraná, com base em nossos resultados, tornou-se possível discutir a presença de vários blocos cratônicos separados por zonas de sutura, de acordo com Milani e Ramos (1998), como alternativa ao modelo de um único bloco proposto por Cordani et al. (1984).

Observamos em nossos resultados que a anomalia relacionada à subducção da Placa de Nazca segue o contorno do Cinturão Andino, e deve possuir uma geometria semelhante à da borda oeste do continente Sul-americano. Devido à baixa densidade de estações sobre a região desta anomalia esta estrutura aparece borrada para cima, influenciando outras estruturas mais rasas.

Em menores profundidades a maioria das anomalias de baixa velocidade coincidem com as províncias de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior. As províncias ígneas mais jovens (com idades entre 85-50 Ma) poderiam estar relacionadas com a Pluma de Trindade, como proposto por Gibson et al. (1995) e Gibson et al. (1997). Estas anomalias de baixa velocidade correlacionam-se muito bem com regiões de maior sismicidade, o que poderia indicar fraqueza na Crosta nestas regiões. Essa fraqueza poderia ser causada por afinamento na Litosfera, o qual poderia ter sido causado por uma pluma, por exemplo. A anomalia de baixa velocidade interpretada por VanDecar et al. (1995) foi melhor resolvida em nossos resultados.

Os testes sintéticos se mostraram essenciais para a interpretação das anomalias, dando uma idéia de sua resolução, e também pelo auxílio na identificação de artefatos gerados pela inversão, como no caso da anomalia de baixa velocidade que aparece ao lado da Placa de Nazca, que foi interpretada como um artefato gerado pela inversão.

O Método Jackknife se apresentou como uma ferramenta útil para a análise da incerteza das anomalias, pois permite observar as regiões que possuem maior variabilidade com respeito

a mudanças no banco de dados. No entanto, este método não permite detectar regiões onde aparecerão artefatos, e também não dá a resolução do modelo.

Nos testes de regionalização, observamos uma mudança nas anomalias que haviam sido observadas anteriormente nos resultados da inversão para o volume total. Também observamos variações nos resultados em função da mudança na parametrização, ou seja, em regiões com mais nós, a amplitude das anomalias diminui. Com base nestes resultados, sugerimos que novos trabalhos tomográficos sejam realizados utilizando um esquema de parametrização variável com a densidade dos raios, o que poderá melhorar a resolução das anomalias.

A

Procedimento para Instalação de Estações Sismográficas

O processo de instalação de uma estação sismográfica envolve duas etapas: o Planejamento e a Execução. A etapa do Planejamento está relacionada com a definição do tipo de equipamento que será utilizado, com a escolha do local de instalação, com a definição do esquema de coleta de dados e com a elaboração do cronograma de campo. A etapa de Execução envolve o contato com o proprietário do local escolhido para a instalação da estação e a instalação propriamente dita.

A.1 Planejamento

A escolha do tipo de equipamento depende do objetivo do projeto a ser executado. Alguns estudos necessitam de sismômetros de banda larga (e.g. estudos de escala crustal ou mantélica), enquanto outros podem ser executados com sismômetros de período curto (e.g. estudo de sismicidade local). Além disso, o tipo de registrador também pode ser escolhido de acordo com o objetivo do estudo.

O local onde a estação será instalada deve ser escolhido de acordo com o interesse do projeto. Normalmente é instalada uma rede de estações com uma distância pré-definida entre elas, principalmente em estudos de sismicidade. No entanto, muitas vezes apenas uma estação é instalada, e neste caso, deve-se levar em conta a posição do objeto de estudo, o que é feito normalmente com base em informações geológicas ou de outros estudos geofísicos. Em uma escala local, a definição do lugar de instalação deve levar em conta, inicialmente, as dificuldades de logística tais como a condição das estradas e o acesso ao local, porém, o tipo de rocha onde o sismômetro será colocado, e a segurança do equipamento (proteção contra furtos e danos) são fatores determinantes. O tipo de rocha influencia diretamente na qualidade do sinal, e de preferência devem ser evitadas as rochas sedimentares e os chamados “matacões”. Quanto à segurança, é preferível que o local de instalação possua vigilância (a sede de uma fazenda por exemplo), mas com distância suficiente para não afetar a qualidade dos dados. Ainda, a estação deve estar distante de cidades, rodovias e também de pedreiras,

que podem ser fontes de ruído e até podem danificar o equipamento.

O esquema de coleta dos dados deve ser escolhido levando em conta os recursos do projeto, com relação a pessoal e equipamento. Os dados podem ser coletados via telemetria, o que necessita de equipamentos de transmissão e recepção, ou por visitas periódicas ao campo, que demanda mais pessoal, condições de transporte e uma maior frequência de viagens de campo.

O cronograma de campo geralmente é definido com base no prazo final do projeto, e sofre influência direta das etapas anteriores do planejamento.

A.2 Execução

O primeiro passo quando se inicia o processo da instalação de uma estação é contatar o proprietário do local, solicitando a permissão para a instalação e muitas vezes apoio na vigilância dos equipamentos e manutenção do local (limpeza, etc..). Esse contato pode ser feito por intermédio de algum órgão público local (como por exemplo, IBAMA, EMPAER e Universidades Federais), pois facilita a autorização para a instalação dos equipamentos. Devido a Sismologia não ser muito difundida no Brasil, os proprietários normalmente desconfiam que a instalação dos equipamentos não seja para fins acadêmicos. Mesmo depois de autorizado é normal os proprietários do local se interessarem pelo trabalho e pedirem mais informações (Figura A.1).

Figura A.1: Instalação da estação PRCB em Paracatú-MG. O Técnico do Laboratório de Sismologia José Roberto Barbosa dando explicações para o proprietário das terras.

Possuindo a autorização, o próximo passo é preparar o local. É necessário limpar e cercar a área em torno da rocha escolhida para evitar problemas com queimadas e danos causados por animais (Figura A.2).

Figura A.2: Instalação da estação PRCB em Paracatú-MG. a) Limpeza da rocha para colocação do sensor. b) Colocação de cerca para evitar a entrada de animais.

Para facilitar o trabalho de nivelamento e orientação do sismômetro, normalmente é feita uma base de cimento sobre a rocha onde este será colocado. Na Figura A.3 estão mostradas imagens da preparação da base do sismômetro para a estação JNRB em Januária no estado de Minas Gerais.

O sismômetro deve estar protegido de chuvas, da exposição ao Sol e de insetos, que podem vir a danificar o equipamento, por isso, deve ser construído sobre ele algum tipo de abrigo. Este abrigo pode ser feito de alvenaria ou ainda o sismômetro pode ser enterrado, mas o esquema mais utilizado pelo IAG, é primeiramente a cobertura do sismômetro por uma caixa d'água de amianto, e depois por uma caixa de madeira (Figura A.4). A van-

tagem deste método é a praticidade de instalação e a diminuição de custo, já que a caixa de madeira pode ser reaproveitada. Normalmente é colocada uma caixa de isopor sobre o sismômetro para diminuir a influência de variações de temperatura, que afetam o sistema mecânico do equipamento, e podem causar ruídos de baixa frequência nos dados (Figura A.5).

Figura A.3: Instalação da estação JNRB em Januária-MG. a) Rocha onde será colocada a base de cimento do sensor. b) Base de cimento colocada sobre a rocha.

O sismômetro deve ser orientado para registrar corretamente as componentes horizontais do evento sísmico, e para isso é necessário a utilização de uma bússola para serem feitas marcas na base do sismômetro (Figura A.6a), o qual será orientado por elas (Figura A.6b).

O registrador e os discos para armazenamento dos dados também devem ficar protegidos,

Figura A.4: Instalação da estação PRCB em Paracatú-MG. a) Proteção do sensor com uma caixa d'água de amianto. b) Proteção do sensor com uma caixa de madeira.

e por isso é necessário construir algum tipo de abrigo. Da mesma forma que para o sismômetro, existem várias estratégias para a construção do abrigo para registrador, e a escolha de uma delas dependerá exclusivamente do objetivo do projeto e do tempo de operação da estação. Para estações permanentes ou que operarão durante muitos anos é normal que o abrigo do registrador seja feito de alvenaria (Figura A.7), mas para projetos de curta duração o abrigo do registrador pode ser construído de forma para que possa ser reaproveitado e também para fácil instalação e desinstalação. Os técnicos do Laboratório de Sismologia do IAG/USP elaboraram um abrigo de fibra de vidro (Figura A.8), que tem como vantagem a leveza durante o transporte, fácil instalação e durabilidade, além de proteger mais o equipamento contra o calor normal no Brasil.

Figura A.5: Proteção do sensor com isopor para diminuir a influência de variações de temperatura.

A Figura A.9a mostra a estação JATB (Jataí, Goiás) e a Figura A.9b mostra a estação CRTB que operou em Correntina, Bahia.

Figura A.6: Orientação do sismômetro. a) Marcas de orientação feitas na base do sismômetro. b) Sismômetro orientado.

Figura A.7: Abrigo do registrador fixo feito de alvenaria (Estação AQDB - Aquidauana, MS).

Figura A.8: Abrigo do registrador móvel feito de fibra (Estação JATB - Jataí, GO).

Figura A.9: Estações sismográficas. a) Estação JATB - Jataí, GO. b) Estação CRTB - Correntina, BA

B

Listagem das Estações Utilizadas neste Trabalho

Tabela B.1: Localização das estações utilizadas.

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Elevação (mts)	Localidade	Projeto
AR10	-21,35	-46,12	922	Areado - SP	UnB
BDFB	-15,64	-48,01	1195	Brasília - DF	GTSN
CPUP	-26,33	-57,33	105	Vila Flórida, Paraguai	GTSN
IGPB	-20,00	-47,71	684	Igarapava - SP	UnB
IT1	-27,31	-52,34	443	Machadinho - SC	IPT
IT4	-27,35	-52,18	639	Machadinho - SC	IPT
IT5	-27,36	-52,00	442	Machadinho - SC	IPT
IT9	-27,23	-52,13	655	Machadinho - SC	IPT
M11	-27,54	-51,67	661	Machadinho - SC	IPT
MAN1	-14,89	-55,82	320	Rio Manso - MT	UnB
MAN2	-15,07	-55,68	360	Rio Manso - MT	UnB
MC1	-27,49	-51,86	572	Machadinho - SC	IPT
MC5	-27,44	-51,61	705	Machadinho - SC	IPT
MC9	-27,57	-51,44	733	Machadinho - SC	IPT
MIR1	-18,93	-48,03	819	Miranda - MG	UnB
NP4B	-19,38	-47,59	883	Nova Ponte - MG	UnB
SPB	-23,59	-47,43	150	Sorocaba - SP	Geoscope
agvb	-19,74	-50,23	450	Água Vermelha - MG/SP	BLSP
aqda	-20,48	-55,70	803	Aquidauana - MS	BLSP
aqdb	-20,48	-55,70	803	Aquidauana - MS	BLSP
areb	-21,36	-46,12	980	Areado - SP	BLSP
argb	-15,66	-51,81	290	Araguaiana - MT	UnB
atdb	-21,29	-42,86	550	Astoufo Dutra - MG	BLSP
bamb	-20,04	-46,03	705	Bambuí - MG	BLSP
barb	-21,22	-43,80	1030	Barbacena - MG	BLSP
bet1	-19,99	-44,15	857	Betim - MG	BLSP
brsb	-22,54	-45,59	2000	Brasopolis - MG	BLSP
bscb	-21,00	-44,76	948	Bom Sucesso - SP	BLSP
cacb	-21,68	-46,73	1381	Caconde - SP	BLSP
cam1	-22,40	-41,83	140	Macaé - RJ	RESUSP
cam3	-20,73	-40,52	27	Guarapari - ES	RESUSP

Continuação da Tabela B.1

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Elevação (mts)	Localidade	Projeto
cam4	-22,36	-42,57	1625	Caledonia - RJ	RESUSP
camb	-21,78	-41,43	57	Campos - RJ	BLSP
canb	-22,97	-50,38	429	Canoas - SP	BLSP
capb	-22,81	-51,02	340	1º de Maio - PR	BLSP
cdeb	-20,24	-44,72	860	Carmo do Cajuru - MG	BLSP
cmpa	-19,58	-54,17	482	Camapuã - MS	BLSP
cor2	-17,74	-48,69	47	Corumbá - MS	BLSP
corb	-17,74	-48,69	950	Corumbá - MS	BLSP
crt1	-13,51	-44,63	556	Correntina - BA	BLSP
crt2	-13,43	-44,58	542	Correntina - BA	BLSP
crtb	-13,43	-44,58	542	Correntina - BA	BLSP
cv1b	-13,81	-47,38	801	Cavalcante - GO	BLSP
cv3b	-13,76	-47,22	681	Cavalcante - GO	BLSP
daeb	-23,69	-46,21	775	Jacareí - SP	BLSP
frmb	-20,49	-45,64	785	Formiga - MG	BLSP
furb	-20,68	-46,28	850	Furnas - MG	BLSP
gnsa	-15,26	-49,09	1099	Goianesia - GO	BLSP
gnsb	-15,26	-49,09	1099	Goianesia - GO	BLSP
ibib	-21,78	-48,81	440	Ibitinga - SP	BLSP
igab	-23,25	-46,12	661	Igaratá - SP	BLSP
itab	-27,31	-52,34	459	Itá - RS	BLSP
itpb	-15,99	-39,63	307	Itapebi - BA	BLSP
jatb	-17,89	-51,49	819	Jataí - GO	BLSP
jfob	-21,73	-43,33	781	Juiz de Fora - MG	BLSP
jnr2	-15,47	-44,51	572	Januária - MG	BLSP
juq	-24,09	-47,72	484	Juquiá - SP	BLSP
juqb	-24,09	-47,72	484	Juquiá - SP	BLSP
mir4	-19,07	-47,92	816	Miranda - MG	BLSP
natb	-21,06	-42,00	265	Natividade - RJ	BLSP
navb	-21,43	-54,18	404	Nova Alvorada - MS	BLSP
novb	-28,61	-49,56	170	Nova Veneza - SC	BLSP
nupa	-20,66	-47,69	678	Nuporanga - SP	BLSP
nupb	-20,66	-47,69	678	Nuporanga - SP	BLSP
olib	-20,88	-48,93	480	Olimpia - SP	BLSP
pacb	-21,61	-51,26	341	Pacaembú - SP	BLSP
parb	-23,34	-45,62	767	Paraibuna - SP	BLSP
paz4	-15,14	-50,86	47	Araguapaz - GO	BLSP
pazb	-15,14	-50,86	410	Araguapaz - GO	BLSP
pcba	-22,64	-47,71	574	Piracicaba - SP	UNESP
pdeb	-12,53	-39,12	220	Pedra do Cavalo - BA	BLSP
pmna	-18,54	-46,44	949	Patos de Minas - MG	BLSP
popb	-22,46	-52,84	249	Porto Primavera - SP	BLSP
porb	-13,33	-49,08	365	Porangatú - GO	BLSP
pp1b	-17,60	-54,88	370	Ponte de Pedra - MS	BLSP
ppdb	-22,03	-51,31	300	Presidente Prudente - SP	BLSP
prcb	-17,27	-46,82	777	Paracatú - MG	BLSP
ptmb	-21,46	-57,48	240	Porto Murtinho - MS	BLSP
rcla	-22,42	-47,53	658	Rio Claro - SP	UNESP
rclb	-22,42	-47,53	658	Rio Claro - SP	UNESP
rifb	-20,07	-47,50	860	Rifaina - SP	BLSP
rsta	-24,65	-49,03	346	Tijuco ALto - SP	BLSP
rstb	-24,65	-49,03	346	Tijuco ALto - SP	BLSP
slmb	-16,57	-50,35	700	S. L. Montes Belos - MG	BLSP
trib	-20,67	-51,33	290	Três Irmãos - SP	BLSP
trmb	-18,09	-44,93	115	Três Marias - MG	BLSP

Continuação da Tabela B.1

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Elevação (mts)	Localidade	Projeto
trrb	-22,15	-43,20	222	Três Rios - RJ	BLSP
unia	-16,23	-46,79	652	Unaí - MG	BLSP
vabb	-23,00	-46,97	808	Valinhos - SP	BLSP
vao	-23,00	-46,97	808	Valinhos - SP	RESUSP
vao1	-23,00	-46,97	808	Valinhos - SP	RESUSP
vao2	-23,30	-46,40	1458	Valinhos - SP	RESUSP
vao3	-22,65	-46,44	1325	Valinhos - SP	RESUSP

Referências

- Achauer, U. (1994) New ideas on the Kenya Rift based on the inversion of the combined dataset of the 1985 and 1989-90 seismic tomography experiments, *Tectonophysics*, **236**(1-4):305–329.
- Aki, K.; Christofferson, A. e Husbeye, E. S. (1974) Three dimensional seismic velocity anomalies in the crust and the upper mantle under the USGS California seismic array, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **54**:1145–1146.
- Aki, K.; Christofferson, A. e Husbeye, E. S. (1977) Determination of the three-dimensional seismic structure, *J. Geophys. Res.*, **82**:277–296.
- Alkmim, F. F. e Cruz, S. C. P. (2005) Cratógenos, aulacógenos, orógenos e suas interações: O caso do Cráton do São Francisco-Congo e sistemas brasileiros/pan-africanos adjacentes, III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, pp. 185–187.
- Alkmim, F. F.; Brito Neves, B. B. e Alves, J. A. C. (1993) Arcabouço tectônico do cráton do São Francisco: uma revisão. In: Domingues, J. and Misi, A. (Eds.), *O Cráton do São Francisco*, Soc. Brasileira de Geologia, Brazil, pp. 45–62.
- Almeida, F. F. M.; Neves, B. B. D. B. e Carneiro, C. D. R. (2000) The origin and evolution of the South American platform, *Earth Science Reviews*, **50**(1-2):77–111.
- Assumpção, M.; An, M.; Bianchi, M.; França, G. S. L.; Rocha, M.; Barbosa, J. R. e Berrocal, J. (2004a) 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**(1-4 SPEC. ISS.):173–185.
- Assumpção, M.; Schimmel, M.; Escalante, C.; Barbosa, J. R.; Rocha, M. e Barros, L. V. (2004b) Intraplate seismicity in SE Brazil: Stress concentration in lithospheric thin spots, *Geophysical Journal International*, **159**(1):390–399.
- Assumpção, M.; Heintz, M.; Vauchez, A. e Silva, M. (2006) Upper mantle anisotropy in SE and Central Brazil from SKS splitting: Evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel, *Earth and Planetary Science Letters*, **250**:224–240.
- Bastow, I. D.; Stuart, G. W.; Kendall, J. M. e Ebinger, C. J. (2005) Upper-mantle seismic structure in a region of incipient continental breakup: Northern Ethiopian rift, *Geophysical Journal International*, **162**(2):479–493.
- Benz, H. M.; Zandt, G. e Oppenheimer, D. H. (1992) Lithospheric structure of northern California from teleseismic images of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **97**:4791–4807.
- Cahill, T. e Isacks, B. (1992) Seismicity and shape of the subducted Nazca plate, *J. Geophys. Res.*, **97**(B12):17503–17529.

- Calvert, A.; Sandvol, E.; Dogan, S.; Barazangi, M.; Roecker, S.; Mourabit, T.; Vidal, F.; Alguacil, G. e Jabour, N. (2000) Geodynamic evolution of lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography, *J. Geophys. Res.*, **105**(B5):10871–10898.
- Cammarano, F.; Goes, S.; Vacher, P. e Giardini, D. (2003) Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **138**(3-4):197–222.
- Chiao, L. Y. e Kuo, B. Y. (2001) Multiscale seismic tomography, *Geophys. J. Int.*, **145**:517–527.
- Cline, A. K. (1981) FITPACK - Software package for curve and surface fitting employing splines under tension, Department of Computer Sciences, University of Texas, Austin.
- Constable, S. C.; Parker, R. L. e Constable, C. G. (1987) Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, **52**(3):289–300.
- Cordani, U. G. e Neves, B. B. B. (1991) Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic, *Precambrian Research*, **53**(1):23–40.
- Cordani, U. G. e Sato, K. (1999) Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks, *Episodes*, **22**(3):167–173.
- Cordani, U. G.; Fuck, B. B. B. N. R. A.; Filho, A. T. e Cunha, F. M. B. (1984) Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras, *Revista Ciência-Técnica-Petróleo. Secção Exploração de Petróleo, Petrobrás/Cenpes/Sintep*, **Publicação nº: 15**.
- Cordani, U. G.; Sato, K.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G. e Basei, M. A. S. (2000) Crustal evolution of the South American Platform., In *Tectonic Evolution of South America Magmatic Arc*, pp. 19–40, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.
- Cormack, A. M. (1963) Representation of a Function by Its Line Integrals, with Some Radiological Applications, *Journal of Applied Physics*, **34**(9):2722–2727.
- Cormer, R. e Clayton, R. W. (1984) Tomographic reconstruction of lateral velocity heterogeneity in the earth's mantle (Abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **65**:236.
- Curtis, A. e Snieder, R. (1997) Reconditioning inverse problems using the genetic algorithm and revised parameterization, *Geophysics*, **62**:1524–1532.
- Efron, B. (1979) Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife, *The Annals of Statistics*, **7**(1):1–26.
- Escalante, C. (2002) Tomografia sísmica do manto superior sob o Sudeste e Centro Oeste do Brasil, *Dissert. de Mestrado, IAG/USP, São Paulo, Brasil*.
- Evans, J. e Achauer, U. (1993) Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental-scale studies, in *Seismic Tomography: theory and practice*, cap. 13, pp. 319–360, Chapman & Hall.
- Farra, V. e Madariaga, R. (1988) Non-linear reflection tomography, *Geophys. J.*, **95**:135–147.
- Feng, M.; de Assumpção, M. S. e van der Lee, S. (2004) Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **147**:315–331.

- Feng, M.; van der Lee, S. e Assumpção, M. (2007) Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **112**(4).
- Gao, W.; Grand, S. P.; Baldrige, W. S.; Wilson, D.; West, M.; Ni, J. F. e Aster, R. (2004) Upper mantle convection beneath the central Rio Grande rift imaged by P and S wave tomography, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **109**(3).
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Leonardos, O. H.; Dickin, A. P. e Mitchell, J. G. (1995) The late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil, *Journal of Petrology*, **36**(1):189–229.
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Weska, R. K.; Dickin, A. P. e Leonardos, O. H. (1997) Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **126**(3):303–314.
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Day, J. A.; Humphris, S. E. e Dickin, A. P. (2005) Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1, *Earth and Planetary Science Letters*, **237**(3-4):744–767.
- Golub, G. H. e VanLoan, C. F. (1983) *Matrix Computations*, The Johns Hopkins Univ. Press, Baltimore, 476 p.
- Hearn, T. M. e Ni, J. F. (1994) Pn velocities beneath continental collision zones: the Turkish-Iranian Plateau, *Geophysical Journal International*, **117**(2):273–283.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.; Neto, M.; da Silva, L.; Trouw, R. e Janasi, V. (2004) Brasiliano Orogens in Southeast and South Brazil. In: (eds.) Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R., and Hackspacher, P., *The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America*, *Journal of the Virtual Explorer*, **17**(4), ISSN 1441-8142.
- Hestenes, M. R. e Stiefel, E. (1952) Methods of conjugate gradients for solving linear systems, *J. Res. Nat. Bur. Standards*, **49**:409–436.
- Hounsfield, G. N. (1973) Computerized transverse axial scanning (tomography): I. Description of system, *British Journal of Radiology*, **46**(552):1016–1022.
- Humphreys, E. e Clayton, R. W. (1988) Adaption of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, **93**:1073–1085.
- Humphreys, E. D. e Clayton, R. W. (1990) Tomographic image of the Southern California Mantle, *J. Geophys. Res.*, **95**:19725–19746.
- Iyer, H. e Hirahara, K. (1993) *Seismic Tomography: Theory and Practice*, Chapman & Hall.
- Karato, S. (1993) Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography, *Geophysical Research Letters*, **20**(15):1623–1626.
- Kennett, B. L. N. e Engdahl, E. R. (1991) Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophysical Journal International*, **105**(2):429–465.
- Lawson, C. L. e Hanson, R. J. (1974) *Solving least squares problems*, Prentice-Hall, New Jersey, 340 p.
- Lee, W. H. K. e Pereyra, V. (1993) Mathematical introduction to seismic tomography, in *Seismic Tomography: theory and practice*, cap. 2, pp. 9–22, Chapman & Hall.

- Lees, J. M. e Crosson, R. S. (1989) Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, *Journal of Geophysical Research*, **94**:5716–5728.
- Leonardos, O. H. e Fyfe, W. S. (1974) Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast: The African connection, *Revista Brasileira de Geociências*, **4**:247–252.
- Liu, K. H.; Gao, S. S.; Silver, P. G. e Zhang, Y. K. (2003) Mantle layering across central South America, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **108**(11).
- Lutter, W. J.; Nowack, R. L. e Braile, L. W. (1990) Seismic imaging of upper crustal structure using travel times from the PASSCAL Ouachita experiment, *Journal of Geophysical Research*, **95**(B4):4621–4631.
- Mantovani, M. S. M. e Quintas, M. C. L. (1996) A contribution to the study of the Paraná basin evolution, 30th International Geological Congress (IUGS), Beijing, China, Abstract, **3**:102.
- Mantovani, M. S. M.; Quintas, M. C. L.; Shukowsky, W. e de Brito Neves, B. B. (2005) Delimitation of the Paranapanema proterozoic block: A geophysical contribution, *Episodes*, **28**(1):18–22.
- Marone, F. (2004) Three-dimensional upper-mantle S-velocity model for the Eurasia-Africa plate boundary region, *Geophysical Journal International*, **158**(1):109–130.
- Marquardt, D. W. (1963) An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters, *SIAM Journal on Applied Mathematics*, **11**(2):431–441.
- McCaughy, M. e Singh, S. C. (1997) Simultaneous velocity and interface tomography of normal-incidence and wide-aperture seismic traveltimes data, *Geophys. J. Int.*, **131**:87–99.
- Meju, M. (1994) *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice*, In: S. N. Domenico, ed., *Courses Notes Series*, vol. 06, SEG.
- Menke, W. (1984) *Geophysical Data Analysis—Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Inc., Orlando, FL.
- Michelini, A. (1998) An adaptive-grid formalism for travel time tomography, *Geophys. J. Int.*, **121**:489–510.
- Milani, E. J. e Ramos, V. A. (1998) Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná, *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(4):473–484.
- Miller, R. G. (1974) The jackknife - a review, *Biometrika*, **61**:1–15.
- Montes-Lauar, C. R.; Pacca, I. G.; Melfi, A. J. e Kawashita, K. (1995) Late Cretaceous alkaline complexes, southeastern Brazil: paleomagnetism and geochronology, *Earth & Planetary Science Letters*, **134**(3-4):425–440.
- Neele, F.; VanDecar, J. e Snieder, R. (1993) The use of P wave amplitude data in a joint inversion with travel times for upper mantle velocity structure, *J. Geophys. Res.*, **98**:12033–12054.
- Nolet, G. (1990) Partitioned waveform inversion and two-dimensional structure under the Network of Autonomous Recording Seismographs, *Journal of Geophysical Research*, **95**:8499–8512.

- Oncescu, M. C.; Burlacu, V.; Anghel, M. e Smalbergher, V. (1984) Three-dimensional P-wave velocity image under the Carpathian arc, *Tectonophysics*, **106**:305–319.
- Paige, C. C. e Saunders, M. A. (1982) LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Trans. Math. Software*, **8**:43–71.
- Pasyanos, M. E.; Walter, W. R. e Hazler, S. E. (2001) A surface wave dispersion study of the Middle East and North Africa for monitoring the comprehensive nuclear-test-ban treaty, *Pure and Applied Geophysics*, **158**(8):1445–1474.
- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Jost, H.; Filho, C. F. F. e Araújo, S. M. (2000) The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás, In *Tectonic Evolution of South America Magmatic Arc*, pp. 195–229, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.
- Pérez-Gussinyé, M. e Watts, A. B. (2007) The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes, *Nature*, **436**(7049):381–384.
- Pérez-Gussinyé, M.; Lowry, A. R. e Watts, A. B. (2007) Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**(5).
- Pulliam, R. J.; Vasco, D. W. e Johnson, L. R. (1993) Tomographic inversions for mantle P wave velocity structure based on the minimization of l2 and l1 norms of International Seismological Centre travel time residuals, *Journal of Geophysical Research*, **98**(B1):699–734.
- Quenouille, M. H. (1949) The joint distribution of serial correlation coefficients, *Annual Mathematics and Statistics*, **1**(20):561–571.
- Quenouille, M. H. (1956) Notes on bias in estimation, *Biometrika*, **1**(43):353–360.
- Ramos, V. (1999) Plate tectonic setting of the Andean Cordillera, *Episodes*, **22**(3):183–190.
- Rawlinson, N. e Sambridge, M. (2003) Seismic traveltimes tomography of the crust and lithosphere, *Advances in Geophysics*, **46**:81–198.
- Rawlinson, N.; Reading, A. M. e Kennett, B. L. N. (2006) Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography, *J. Geophys. Res.*, **111**.
- Ritsema, J.; Nyblade, A. A.; Owens, T. J.; Langston, C. A. e VanDecar, J. C. (1998) Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa: Implications for the stability of cratonic lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **103**:21201–21213.
- Rocha, M. P. (2003) *Ampliação da Tomografia Sísmica do Manto Superior no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil com ondas P*, Dissert. de Mestrado, IAG/USP, São Paulo, Brasil.
- Saltzer, R. L. e Humphreys, E. D. (1997) Upper mantle P wave velocity structure of the eastern Snake River Plain and its relationship to geodynamic models of the region, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **102**(6):11829–11841.
- Sambridge, M. e Faletic, R. (2003) Adaptive whole Earth tomography, *G3*, **4**(3).
- Sambridge, M. e Gudmundsson, O. (1998) Tomographic systems of equations with irregular cells, *J. Geophys. Res.*, **103**(B1).
- Sambridge, M. S. (1990) Non-linear arrival time inversion: Constraining velocity anomalies by seeking smooth models in 3-D, *Geophys. J. Int.*, **102**:653–677.
- Schimmel, M. (1999) Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**(5):1366–1378.

- Schimmel, M.; Assumpção, M. e VanDecar, J. (2003) Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions, *J. Geophys. Res.*, **108**(B4).
- Siebel, W.; Becchio, R.; Volker, F.; Hansen, M. A. F.; Viramonte, J.; Trumbull, R. B.; Haase, G. e Zimmer, M. (2000) Trindade and Martin Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism, *Journal of South American Earth Sciences*, **13**(1-2):79–103.
- Silva, L. C.; McNaughton, N. J.; Armstrong, R.; Hartmann, L. A. e Fletcher, I. R. (2005) The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: A zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens, *Precambrian Research*, **136**(3-4):203–240.
- Sol, S.; Thomson, C.; Kendall, J.-M.; White, D.; VanDecar, J. e Asudeh, I. (2002) Seismic tomographic images of the cratonic upper mantle beneath the Western Superior Province of the Canadian Shield - a remnant Archean slab?, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **134**:53–69.
- Steck, L. K.; Thurber, C. H.; Fehler, M. C.; Lutter, W. J.; Roberts, P. M.; Baldrige, W. S.; Stafford, D. G. e Sessions, R. (1998) Crust and upper mantle P wave velocity structure beneath Valles caldera, New Mexico: Results from the Jemez teleseismic tomography experiment, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **103**(10):24301–24320.
- Teixeira, W.; Sabaté, J. P.; Barbosa, J.; Noce, C. M. e Carneiro, A. (2000) Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, in *Tectonic Evolution of South America*, pp. 101–138, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.
- Thompson, R. N.; Gibson, S. A.; MitgHELL, J. G.; Dickin, A. P.; Leonardos, O. H.; Brod, J. A. e Greenwood, J. G. (1998) Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume?, *Journal of Petrology*, **39**(8):1493–1526.
- Thomson, C. J. e Gubbins, D. (1982) Three-dimensional lithospheric modelling at NOR-SAR: linearity of the method and amplitude variations from the anomalies, *Geophysical Journal, Royal Astronomical Society*, **71**(1):1–36.
- Thurber, C. H. (1983) Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California, *J. Geophys. Res.*, **88**:8226–8236.
- Tukey, J. W. (1958) Bias and confidence in not quite large sample, *Abstract, Annual Mathematics and Statistics*, **1**(29):614–623.
- Ussami, N. (1993) Estudos Geofísicos no Cráton do São Francisco: Estágio Atual e Perspectivas. In: Domingues, J. and Misi, A. (Eds.), *O Cráton do São Francisco*, Soc. Brasileira de Geologia, Brazil, pp. 35–43.
- Ussami, N. (1999) Estruturação e Limites da Placa Litosférica São Franciscana: Contribuição Gravimétrica, Tese de livre docência, Universidade de São Paulo, 61 p.
- van der Lee, S. e Nolet, G. (1997) Upper-mantle S velocity structure of North America, *J. Geophys. Res.*, **102**:22815–22838.
- van der Lee, S.; James, D. e Silver, P. (2001) Upper mantle S velocity structure of central and western South America, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **106**(B12):30821–30834.

- van der Lee, S.; James, D. e Silver, P. (2002) Correction to “Upper mantle S velocity structure of central and western South America,” by Suzan van der Lee, David James, and Paul Silver, *J. Geophys. Res.*, **107**(B5):2099.
- VanDecar, J.; James, D. e Assumpção, M. (1995) Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces, *Nature*, **378**(6552):25–31.
- VanDecar, J. C. (1991) Upper mantle structure of the Cascadia subduction zone from non-linear teleseismic travel time inversion, Tese de Doutorado, University of Washington, 165 p.
- VanDecar, J. C. e Crosson, R. S. (1990) Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares, *Bulletin - Seismological Society of America*, **80**(1):150–169.
- Zalán, P. V.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C. J.; Appi, V. T.; Neto, E. V. S.; Cerqueira, J. R. e Marques, A. (1990) The Paraná Basin, Brazil. In: M. W. Leighton; D. R. Kolata; D. F. Oltz; J. J. Eidel (eds.) *Interior cratonic basins*, Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir, **51**:681–708.
- Zhao, D.; Hasegawa, A. e Kanamori, H. (1994) Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *Journal of Geophysical Research*, **99**(B11).