

**ANÁLISE DA ESTRUTURA CRUSTAL NA FAIXA RIBEIRA (ENTRE AS
PROVÍNCIAS DO CRÁTON SÃO FRANCISCO E DA BACIA DO PARANÁ)
UTILIZANDO MÉTODOS SISMOLÓGICOS**

Diogo Luiz de Oliveira Coelho

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Programa de Pós-graduação em Geofísica do
Observatório Nacional/MCTI, como parte dos
requisitos necessários à obtenção do Grau de
Mestre em Ciências na Área de Geofísica.

Orientador: Stéphane Gerard Martial
Drouet

Co-orientador: Bruno Yann Nicolas Goutorbe

Rio de Janeiro
Abril de 2015

ANÁLISE DA ESTRUTURA CRUSTAL NA FAIXA RIBEIRA (ENTRE AS
PROVÍNCIAS DO CRÁTON SÃO FRANCISCO E DA BACIA DO PARANÁ)
UTILIZANDO MÉTODOS SISMOLÓGICOS

Diogo Luiz de Oliveira Coelho

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL/MCTI COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE
EM CIÊNCIAS EM GEOFÍSICA.

Examinada por:

Prof. Stéphane Gerard Martial Drouet, D.Sc.

Prof. Bruno Yann Nicolas Goutorbe, Ph.D.

Dr. Nome da Terceira Examinadora Sobrenome, D.Sc.

Prof. Nome do Quarto Examinador Sobrenome, Ph.D.

Prof. Nome do Quinto Examinador Sobrenome, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
ABRIL DE 2015

Coelho, Diogo Luiz de Oliveira

Análise da Estrutura Crustal na Faixa Ribeira (entre as Províncias do Cráton São Francisco e da Bacia do Paraná) utilizando Métodos Sismológicos/Diogo Luiz de Oliveira Coelho. – Rio de Janeiro: ON/MCTI, 2015.

XIV, 76 p.: il.; 29, 7cm.

Orientador: Stéphane Gerard Martial Drouet

Co-orientador: Bruno Yann Nicolas Goutorbe

Dissertação (mestrado) – ON/MCTI/Programa de Pós-graduação em Geofísica, 2015.

Referências Bibliográficas: p. 64 – 70.

1. Funções do Receptor. 2. Dispersão de Ondas Rayleigh. 3. Sismologia. I. Goutorbe, Bruno Yann Nicolas. II. Observatório Nacional/MCTI, Programa de Pós-graduação em Geofísica. III. Título.

Epígrafe

There may be many earths, but there's only one Earthshaker.

Raigor Stonehoof

Dedicatória

a quem não acredita na existência de sanduíche natural...

Agradecimentos

Aos meus pais e irmãos pelo apoio incondicional;

Aos meus familiares por servirem de inspiração e alicerç;

Ao meu orientador Stéphane e coorientador Bruno por me ajudarem na árdua tarefa de desvendar o mundo da sismologia;

Aos meus amigos pelos grandes debates e força para continuar na pesquisa;

Aos membros da banca por aceitarem revisar e colaborar com este trabalho;

Ao Observatório Nacional e ao Programa de Pós-graduação por oferecerem condições necessárias para a realização desta pesquisa;

Ao CNPq pela bolsa de estudos auxiliando financeiramente essa pesquisa;

E a Dona Emília pelo chá nosso de cada dia.

Resumo

O contexto geológico da área em estudo inclui o Rift Continental do Sudeste do Brasil, coberto por terrenos policíclicos do sul da Faixa Ribeira. Vinte e quatro estações sismográficas temporárias de banda larga foram instaladas ao longo de três perfis, dois perpendiculares a costa e um paralelo, a distância entre as estações é de $\simeq 20\text{km}$. O objetivo principal é determinar a estrutura da crosta e destacar as descontinuidades de velocidade sísmica, a fim de melhor compreender o arcabouço geológico regional. Há um esforço para garantir a qualidade dos dados nas estações temporárias. Os testes com o tempo de chegada da onda P e com o nível de ruído ajudaram a localizar alguns erros no banco de dados. O método da Função de Receptor foi aplicado para observar as descontinuidades internas da crosta abaixo de cada estação e, posteriormente, para calcular a profundidade de Moho. Os resultados das Funções do Receptor indicam que Moho diminui a partir do interior do continente para a região costeira, de 40 km para 33 km de profundidade. A velocidade de grupo das ondas Rayleigh são medidas pela correlação cruzada do Ruído Ambiental nas estações temporárias e foi utilizada para determinar as estruturas superficiais da crosta terrestre. Os mapas de velocidade de grupo das ondas Rayleigh são consistentes com a estrutura superficial da crosta terrestre descrita na literatura. Esta dissertação destaca as vantagens da utilização de vários métodos para caracterizar a estrutura da crosta terrestre.

Abstract

The geological context of the study area includes the Southeast of Brazil Continental Rift, covered by polycyclic terrains from the south of the Ribeira Belt. Twenty-four broadband temporary seismographic stations were installed along three profiles, two perpendicular to the coast and one parallel, the interstation distance is approximately 20 km. The main goal is determine the crustal structure and highlight the velocity discontinuities in order to better understand the regional geological framework. An effort has been made to ensure data quality of the temporary stations records. Tests with the P wave arrival time and noise level help to localize some errors in database. The receiver function method has been applied to observe the inner crustal discontinuities below each station and, posteriorly, to compute the Moho depth. The results of the Receiver Functions indicate that the Moho depth decreases from the inner part of the continent towards the coastal area, from 40 km to 33 km depth. Rayleigh wave group velocities are measured by the cross-correlation of ambient noise recorded at the temporary stations. The group velocities were used to determine the shallow crustal structures. The maps of Rayleigh wave group velocity are consistent with the shallow crustal structures described in the literature. The study highlights the advantages of using several methods to characterize the crustal geological framework.

Sumário

Resumo	vii
Abstract	viii
Lista de Figuras	xi
Lista de Tabelas	xiv
1 Introdução	1
2 Contexto Geológico	4
3 Aquisição e Tratamento dos Dados	9
3.1 Aquisição de Dados	9
3.2 Tratamento dos Dados	12
3.2.1 Processamento da Função do Receptor	15
3.2.2 Dispersão de Ondas de Rayleigh	16
4 Função do Receptor	20
4.1 Introdução	20
4.2 Processamento	21
4.3 Pós-processamento	25
4.4 Modelagem das Funções do Receptor	29
4.4.1 Modelos de velocidade para camadas horizontais	30
4.4.2 Modelos de velocidade perfilados para camadas inclinadas . .	32
4.5 Resultados	33
5 Correlação Cruzada de Ruído Ambiental Sísmico	41
5.1 Introdução	41
5.2 Processamento	42
5.2.1 Preparação dos dados para cada estações	42
5.2.2 Normalização espectral ou braqueamento	44
5.2.3 Correlação Cruzada, Empilhamento e Sinal emergente	46

5.2.4	Medidas da Dispersão	48
5.2.5	Controle de Qualidade das Medidas	49
5.2.6	Inversão Tomográfica	51
5.2.7	Análise da Resolução dos Mapas Tomográficos	53
5.3	Resultados	53
5.3.1	Correlações Cruzadas de Ruído Sísmico Ambiental	53
5.3.2	Análise tempo/frequência	55
5.3.3	Controle de qualidade	56
5.3.4	Tomografia Sísmica	58
6	Conclusões e Cenários Futuros	62
Referências Bibliográficas		64
Anexo 1		71
Anexo 2		73
Anexo 3		75

Lista de Figuras

2.1	Mapa de localização das Estações Sismográficas na região com o mapa geológico simplificado.	5
2.2	Mapa tectônico da Região do Sudeste do Brasil segundo TROUW <i>et al.</i> (2013).	6
2.3	Perfis esquemáticos da Região do Sudeste do Brasil segundo TROUW <i>et al.</i> (2013).	7
3.1	Mosaico mostrando como é feita a instalação das estações sismográficas temporárias do projeto SUBSAL.	10
3.2	Mapa das estações sismográficas instaladas	11
3.3	Sismograma mostrando a componente vertical do deslocamento registrado no mês de setembro em 2012.	11
3.4	Sismograma da estação SLP01 mostrando as três componentes do deslocamento gerados pelo terremoto no dia 05/09/2012.	12
3.5	Análise qualitativa do sinal através das funções densidade de probabilidade	14
3.6	Exemplos de resultados gerados pela análise qualitativa do sinal através do programa PQLX para as componentes verticais das estações STA05, STA04 e STA24 respectivamente.	14
3.7	Mapa dos eventos registrados na estação STA08.	16
3.8	Mapa com as estações sismográficas utilizadas para a correlação de ruído ambiental sísmico	17
3.9	Uma ilustração esquemática mostrando a correlação dos tempos de chegada da onda P.	18
3.10	Superposições de correlações entre registros de eventos com magnitude maior que 6.5 nas estações sismográficas	18
4.1	Sismograma mostrando as componentes ENZ e as componentes rotacionadas, Radial e Transversal para a estação estação SLP01, data do evento 05/09/2012, magnitude de 7.59, distância epicentral de 0.01°..	21

4.2	Funções do Receptor sintéticas em função do parâmetro do raio para o Modelo de Velocidade Padrão do Sul da Califórnia.	22
4.3	Gráficos mostrando o funcionamento do método <i>water-level</i> para a deconvolução no domínio da frequência, segundo AMMON (1997).	25
4.4	Tempos teóricos para a reflexão Ps (gráficos à esquerda) e fases $PpPs$ segundo o modelo IASPEI91 de KENNEDY (1991).	28
4.5	Comparação entre os tipos de empilhamento utilizados nas Funções do Receptor.	30
4.6	Funções do Receptor Sintéticas para área abrangida pelo projeto do SUBSAL	31
4.7	Perfil com Funções do Receptor Sintéticas para área abrangida pelo projeto do SUBSAL	32
4.8	Exemplos de Funções do Receptor e da Componente Transversal para as estações SLP01 (permanente) e STA08 (temporária)	34
4.9	Mapa da espessura crustal da região em estudo.	35
4.10	Interpolação da razão V_p/V_s para cada estação.	36
4.11	Seção com as Funções do Receptor empilhadas linearmente segundo o perfil 1 (STA09-STA01). Cada traço foi empilhado linearmente de acordo com seu grupo de backazimute: NE, SE, SW e NW.	37
4.12	Seção com as Funções do Receptor empilhadas linearmente segundo o perfil 2 (STA10-SLP01). Cada traço foi empilhado linearmente de acordo com seu grupo de backazimute: NE, SE, SW e NW.	38
4.13	Seção com as Funções do Receptor empilhadas linearmente segundo o perfil 3 (STA17-STA21). Cada traço foi empilhado linearmente de acordo com seu grupo de backazimute: NE, SE, SW e NW.	39
4.14	Seções do perfil 1 do grupo NW comparando entre os métodos de empilhamento linear (LS) e empilhamento ponderado na fase com janelamento (PWSW)	40
5.1	a) Mapa mostrando a localização das estações. b) Correlações cruzadas da componente vertical dos registros com diferentes filtros de passa-banda, indicados na parte esquerda superior. Linha pontilhada dá ênfase na dispersão do sinal emergente. Extraído de SHAPIRO e CAMPILLO (2004).	43
5.2	Representação esquemática do processamento.	44
5.3	Formas de onda mostrando exemplos de cinco tipos de normalização no domínio do tempo.	45
5.4	Comparação entre correlações com e sem normalização espectral.	46

5.5	Correlações cruzadas de acordo com a distância entre as estações utilizadas neste trabalho, Tabela 3 (Anexo 3)	47
5.6	Exemplo de correlação cruzada e análise frequência-tempo (FTAN) no par de estações BL.BSCB-ON.PET01.	50
5.7	Dados Brutos das estações SLP01 e VAS01 e a correlação dos mesmos.	54
5.8	Exemplos de correlação cruzada e análise tempo/frequência (FTAN) em dois pares de Estações com configurações espaciais diferentes.	55
5.9	Exemplos de correlação cruzada e análise tempo/frequência (FTAN) em dois pares de Estações com distâncias diferentes.	56
5.10	Efeito do critério de seleção sucessiva na quantidade de medidas de dispersão remanescentes. Os dados de forma de onda foram filtrados entre o passa-banda 2-50 segundos.	57
5.11	25%,50% e 75% do SRN total das correlações cruzadas em função do período. As correlações cruzadas são calculadas com um filtro passa-banda entre 2 e 50 segundos.	57
5.12	Sensibilidade das velocidades de grupo das ondas Rayleigh num período selecionado	58
5.13	Mosaico contendo as perturbações nas velocidades de grupo das ondas Rayleigh.	60
5.14	Mosaico contendo trajetórias entre as estações e a resolução espacial.	61

Lista de Tabelas

5.1	Tabela com os parâmetros utilizados na inversão.	52
1	Tabela com as coordenadas(Lat,Long), altitude (m) das estações, período em que as estações estiveram em funcionamento e eventuais lacunas no registro dos dados.	72
2	Tabela com as espessuras crustais (H), as razões V_p/V_s , suas incertezas e o números de Funções do Receptor (N) utilizados para o cálculo da espessura de Moho e peso utilizado no empilhamento H-k. O valor de V_p utilizado é de 6.4 km/s	74
3	Tabela com as coordenadas (Lat,Long) para as estações utilizadas na Correlação de Ruído Sísmico Ambiental.	76

Capítulo 1

Introdução

A integração de dados geológicos e geofísicos é a maneira de se conseguir galgar degraus no entendimento e na compreensão do arcabouço geológico complexo de nosso país. Para tal o Observatório Nacional juntamente com a Petrobras começaram uma parceria, e executaram o projeto “Imageamento Subsal pela Utilização Conjunta de Migração Pré-empilhamento em Profundidade, do Método Magnetotelúrico Marinho e do Método Gravimétrico” da Rede Temática de Estudos Geotectônicos da Petrobras. O Observatório Nacional realizou levantamentos geofísicos na porção sudeste brasileira, especificamente entre o Cráton do São Francisco, a Faixa Brasília, a Faixa Ribeira e a Bacia do Paraná. Os dados de estações sismográficas utilizados nesta dissertação são oriundos desse projeto.

A área de estudo encontra-se sobre terrenos policíclicos referíveis ao sul do Cinturão de Dobramentos Ribeira, nomeada por RICCOMINI (1989), Sul do Cráton São Francisco e Sul da Faixa Brasília (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Nessa região há um retrabalhamento de ciclos orogênicos pretéritos e o conjunto litológico é recortado por um sistema de falhas transcorrentes (zonas de cisalhamento) orientados segundo a estruturação regional, direção ENE a EW (HASUI e SADOWSKI, 1976). As feições estruturais da região de estudo são fortemente influenciadas pela Faixa Ribeira, devido a isso existe uma zona de interferência com a Faixa Brasília e com o Cráton do São Francisco (KÜHN *et al.* (2004); HEILBRON *et al.* (2010); VALERIANO *et al.* (2011); HEILBRON *et al.* (2013); TROUW *et al.* (2013)).

A Faixa Ribeira já foi alvo de diversos estudos sismológicos para um melhor entendimento e caracterização das estruturas geológicas crustais. Autores como BAS-SINI (1986), SOUZA (1991), SOUZA (1995), ASSUMPÇÃO (2002), DIAS CARIO e DE SOUZA (2006) e FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004) propuseram modelos de velocidade crustais para a região e fizeram considerações sobre a estruturação crustal, como a existência de camadas de baixa velocidade superficiais, descontinuidades de velocidade entre a Crosta superior e inferior, e até mesmo a presença de uma inversão de velocidade sísmica. Além desses resultados apresentados sobre a região,

outros métodos geofísicos foram aplicados no projeto SUBSAL, como os trabalhos de SOLON e LA TERRA (2013) e SILVA (2014), através do método magneto-telúrico e gravimétrico, respectivamente. Esses resultados corroboram com o contexto geológico prosposto anteriormente e mostram um nível de detalhe maior que outras pesquisas geofísicas realizadas na região. Estes trabalhos indicam que a crosta na região apresentam camadas superficiais de baixa velocidade e descontinuidades crustais intermediárias. Valores de referência para as velocidades de propagação de ondas na região de estudo, em sua maioria, foram retirados do trabalho de BASSINI (1986), onde o autor utilização do método da refração sísmica para analisar como se comportam as estruturas em subsuperfície, principalmente estabelecendo valores padrões da velocidade de propagação da onda P.

Os dados coletados de estações sismográficas instaladas no projeto SUBSAL e os resultados gerados nesta dissertação foram integrados com resultados SOLON e LA TERRA (2013) e SILVA (2014) para ratificar a história geológica da região proposta na literatura. O objetivo deste trabalho é a análise e delimitação de grandes feições estruturais crustais através de perfis de Funções do Receptor da onda P e de mapas tomográficos de velocidade gerados a partir das estações temporárias do projeto SUBSAL mais algumas estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR, www.rsbr.gov.br). Analisou-se a estrutura crustal da região através de dois métodos sismológicos diferentes, porém estes se baseiam na determinação das velocidades de propagação das ondas sísmicas e na busca de um modelo que melhor se ajuste às velocidades encontradas. A resolução dos modelos obtidos depende do tipo de onda utilizado e da geometria espacial das estações sismográficas segundo à fonte do sinal. Para isso fez-se uso de dois métodos complementares, um para se obter informações de regiões profundas da crosta, Função do Receptor, o outro foi utilizado para extrair informações mais rasas das estruturas crustais, Correlação de Ruído Sísmico Ambiental.

Para o cálculo a espessura crustal na região utilizou-se o método da Função do Receptor, que foi desenvolvido por CLAYTON e WIGGINS (1976), LANGSTON (1977), AMMON (1991), CASSIDY (1992), ZHU e KANAMORI (2000). Tal método faz uso do sinal de telessismos para inferir a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic. Já para extrair informações sobre as estruturas crustais rasas utilizou-se as correlações cruzadas do ruído sísmico ambiental entre pares de estações para medir a dispersão das ondas Rayleigh nas camadas mais superficiais, inicialmente prosposto por AKI (1957), porém, somente CAMPILLO e PAUL (2003) e SHAPIRO e CAMPILLO (2004) mostraram, pela primeira vez, a presença de ondas superficiais nas correlações cruzadas de ruído sísmico.

A descontinuidade de Moho estimada é maior no interior do continente do que na parte costeira. As estações que bordeiam o Cráton do São Francisco e a Bacia do

Paraná tem uma espessura média de Moho de 40 km. Já nas outras estações mostram uma espessura de Moho crescente quanto mais próximas da Faixa Brasília, Cráton do São Francisco e da Bacia do Paraná. Os perfis exemplificados nesta dissertação indicam o afinamento crustal em direção ao oceano e uma heterogeneidade crustal, tal crosta pode conter camadas de baixa velocidade na superfície, uma inversão de velocidade e uma descontinuidade intermediária. Os resultados da Tomografia Sísmica de Ruído Ambiental delimitam as grandes feições estruturais da região, como a Bacia do Paraná, Bacia de Taubaté, Faixa Brasília, principalmente no mapa tomográfico com período de 5 segundos.

Para reforçar os resultados obtidos é necessário um estudo detalhado sobre a heterogeneidade lateral da crosta com as Funções do Receptor, além de uma inversão conjunta em profundidade das Funções do Receptor e da Correlação de Ruído Ambiental para observar as estruturas crustais em profundidade.

Capítulo 2

Contexto Geológico

A área de estudo enquadra-se geologicamente no Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), nomeado por RICCOMINI (1989) em seu trabalho, sobre terrenos policíclicos referíveis ao sul do Cinturão de Dobramentos Ribeira, Sul do Cráton São Francisco e Sul da Faixa Brasília, como pode ser observado na Figura 2.1. Essa zona geológica é intulada por ALMEIDA e CARNEIRO (1998) como Planalto Atlântico. Encontra-se nessa região retrabalhamento de ciclos orogênicos pretéritos e o conjunto litológico é recortado por um sistema de falhas transcorrentes (zonas de cisalhamento) orientados segundo a estruturação regional, direção ENE a EW (HASUI e SADOWSKI, 1976). As feições estruturais da região de estudo são fortemente influenciadas pelo Cinturão de Dobramentos Ribeira.

As bacias sedimentares presentes na área de estudo estão alojadas na região do Rift Continental do Sudeste do Brasil, como pode ser visto na Figura 2.1. RICCOMINI (1989) apresenta o RCSB como uma depressão alongada e deprimida com mais de 900 km de comprimento entre os estados Paraná e Rio de Janeiro. Este Rift possui uma idade paleógena e segue a linha de costa atual, alcançando o Oceano Atlântico em seu segmento ocidental e na sua terminação nordeste. Inúmeros corpos alcalinos de idade cretácica a paleogênica ocorrem ao longo das bordas desse sistema de rifts. A área em estudo engloba o segmento central do RCSB, que estão localizadas as bacias sedimentares de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, áreas com tonalidades em amarelo na Figura 2.1.

É visível a presença de corpos arredondados nas Figuras 2.1 e 2.2, tais corpos representam plútôns alcalinos cretácicos e cenozóicos. MOTA (2012) mostra que as intrusões alcalinas geram grandes desníveis topográficos, áreas elevadas que podem atingir 800 metros acima do nível do mar. Essas rochas estão alinhadas na direção WSW-ENE, como pode ser visto na Figura 2.2. A maior parte desses corpos magmáticos é formada por sienitos e monzonitos, com variações texturais desde plutônicas a subvulcânicas.

O sul da Faixa Brasília foi descrito, principalmente por PIMENTEL *et al.* (2011),

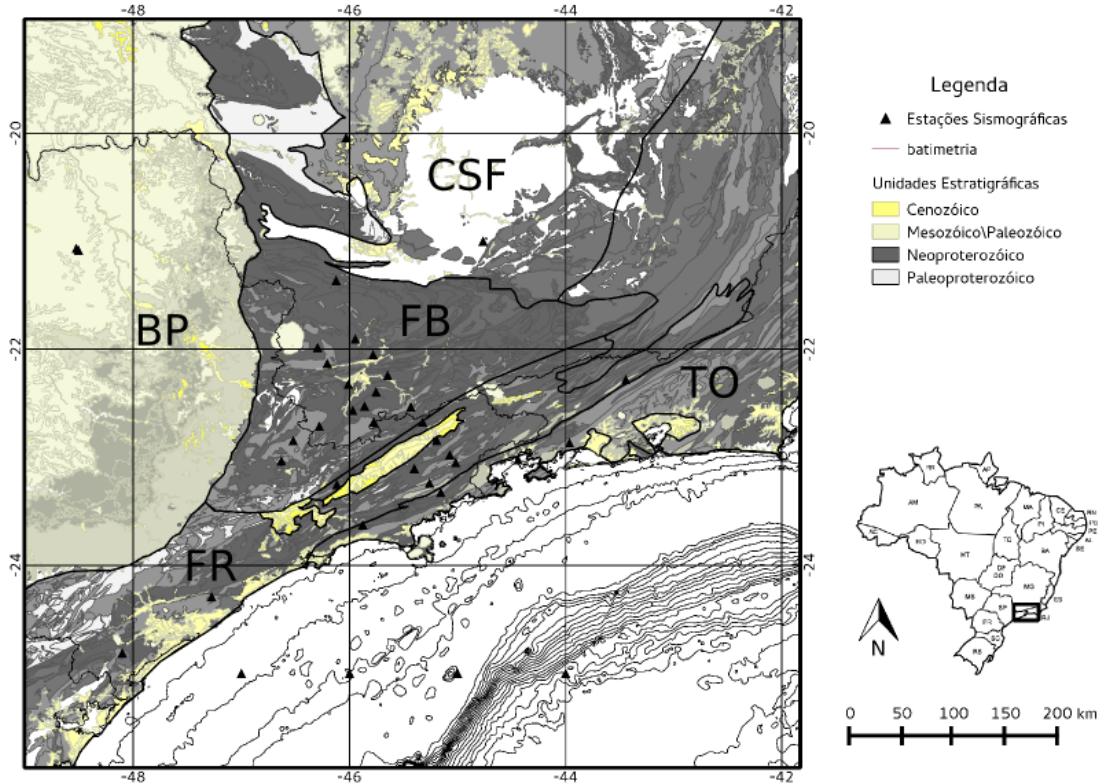


Figura 2.1: Mapa de localização das Estações Sismográficas utilizadas neste trabalho e o mapa simplificado das unidades estratigráficas e tectônicas. BP-Bacia do Paraná, CSF-Cráton São Francisco, FB-Faixa Brasília, FR-Faixa Ribeira, TO-Terreno Oriental.

RENO *et al.* (2012) e TROUW *et al.* (2013), como resultado da colisão entre a margem passiva do paleocontinente São Francisco com a margem ativa do bloco, ou paleocontinente, Paranapanema, observado no perfil A-B na Figura 2.3. Esta colisão produziu um empilhamento espesso de *Nappes* ao longo da sutura, como o Sistema de *Nappes* Andrelândia(ANS), que pode ser observado no perfil A-B mostrado na Figura 2.3. Lineamentos alongados combinados com indicadores de cisalhamento mostram o movimento do norte para o sul, cavalgamento do topo para E-SE na *Nappe* Passos. A sutura desse cinturão é interpretada sendo localizada entre a *Nappe* Socorro-Guaxupé e o Sistema *Nappe* Andrelândia, como mostrado no perfil C-D na Figura 2.3. Dobras em bainha em grande escala e inúmeras dobras interropidas atestam a deformação dúctil intensa dentro das *Nappes*, como observado no perfil E-F na Figura 2.3.

A Faixa Ribeira é composta por rochas metamórficas, migmatitos e granitóides relacionados ao Ciclo Orogenético Brasiliense, como citam KÜHN *et al.* (2004), HEILBRON *et al.* (2010), VALERIANO *et al.* (2011) e HEILBRON *et al.* (2013). Esta tendência estrutural regional NE-SW pode ser observada na Figura 2.2. Segundo HEILBRON *et al.* (2010), a Faixa Ribeira é composta por 4 terrenos

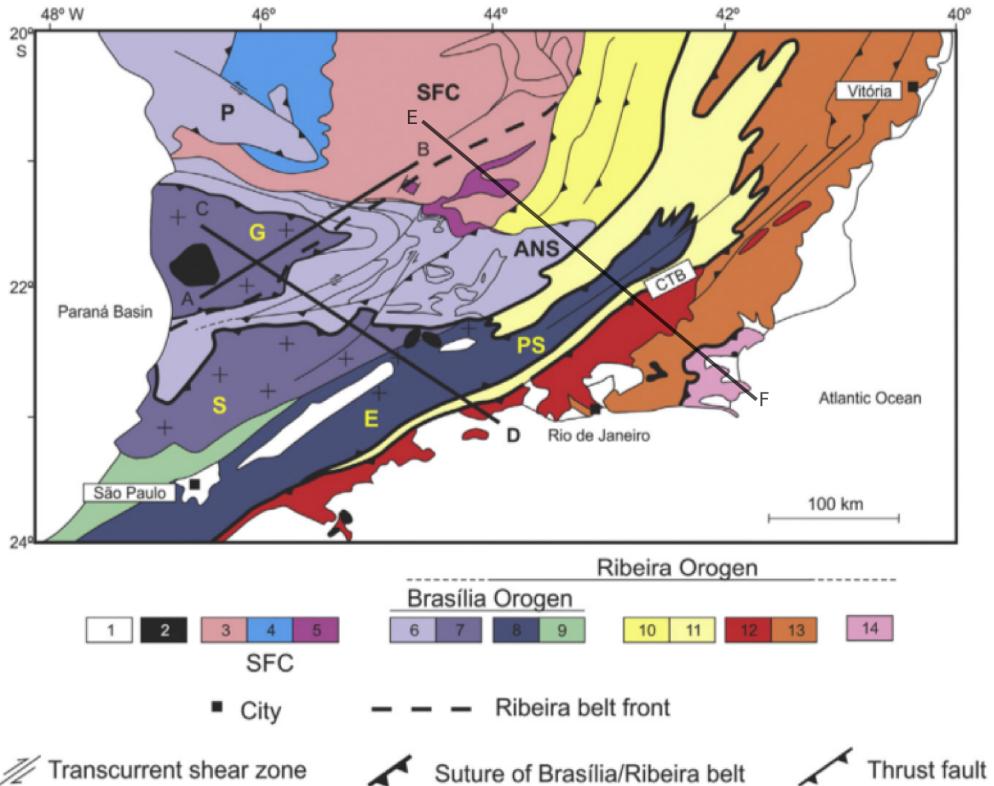


Figura 2.2: Mapa tectônico da Região do Sudeste do Brasil. Legenda: 1-Bacias do Paraná e do Rift Cenozóico. 2-Plutons alcalinos Cenozóicos/Cretácios. Cráton São Francisco e Bacias interiores (3–5), 3-Embasamento; 4-Cobertura (Grupo Bambuí); 5-Cobertura (rochas metasedimentares autóctones e paraautóctones). Orógeno Brasília (6-9) 6-Sistema de *Nappes* Andrelândia(ANS) e *Nappe* Passos(P);7-*Nappe* Socorro(S)-Guaxupé(G); 8- Terreno Embu(E)-Paraíba do Sul(PS); 9-Terreno Apiá. Orógeno Ribeira(6-14), 10-Domínio Externo; 11- Domínio Juiz de Fora; 12-Arco Rio Negro(Terreno Oriental); 13-Terreno Oriental; 14- Terreno Cabo Frio. A área demarcada com a linha tracejada cobrindo a parte sul da Faixa Brasília e a parte sudeste do Cráton São Francisco corresponde a uma zona de interferência onde a deformação e o metamorfismo da Faixa Ribeira se sobrepõem aos conjuntos litológicos locais. No mapa encontram-se três perfis que cortam a zona de interferência entre o Cráton do São Francisco, Faixa Ribeira e Faixa Brasília. Adaptado de TROUW *et al.* (2013) e HEILBRON *et al.* (2013)

tectônicos-estratigráficos separados por falhas de empurramento ou por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas: (a) a margem retrabalhada do Cráton São Francisco definida como Terreno Ocidental; (b) O Terreno Paraíba do Sul-Embú que está cavalgando sobre o Terreno Ocidental;(c) O Terreno Oriental (Serra do Mar) que inclui o Arco Magmático Neoproterozóico, e (d) O Terreno Cabo Frio, que foi acrescido depois, por volta de 520 M.a. Estes Terrenos estão demarcados na Figura 2.2. Estes são subdivididos em vários domínios, tais domínios são identificados devido ao seu contraste litológico, geoquímica isotópica e geocronologia, cita KÜHN *et al.*

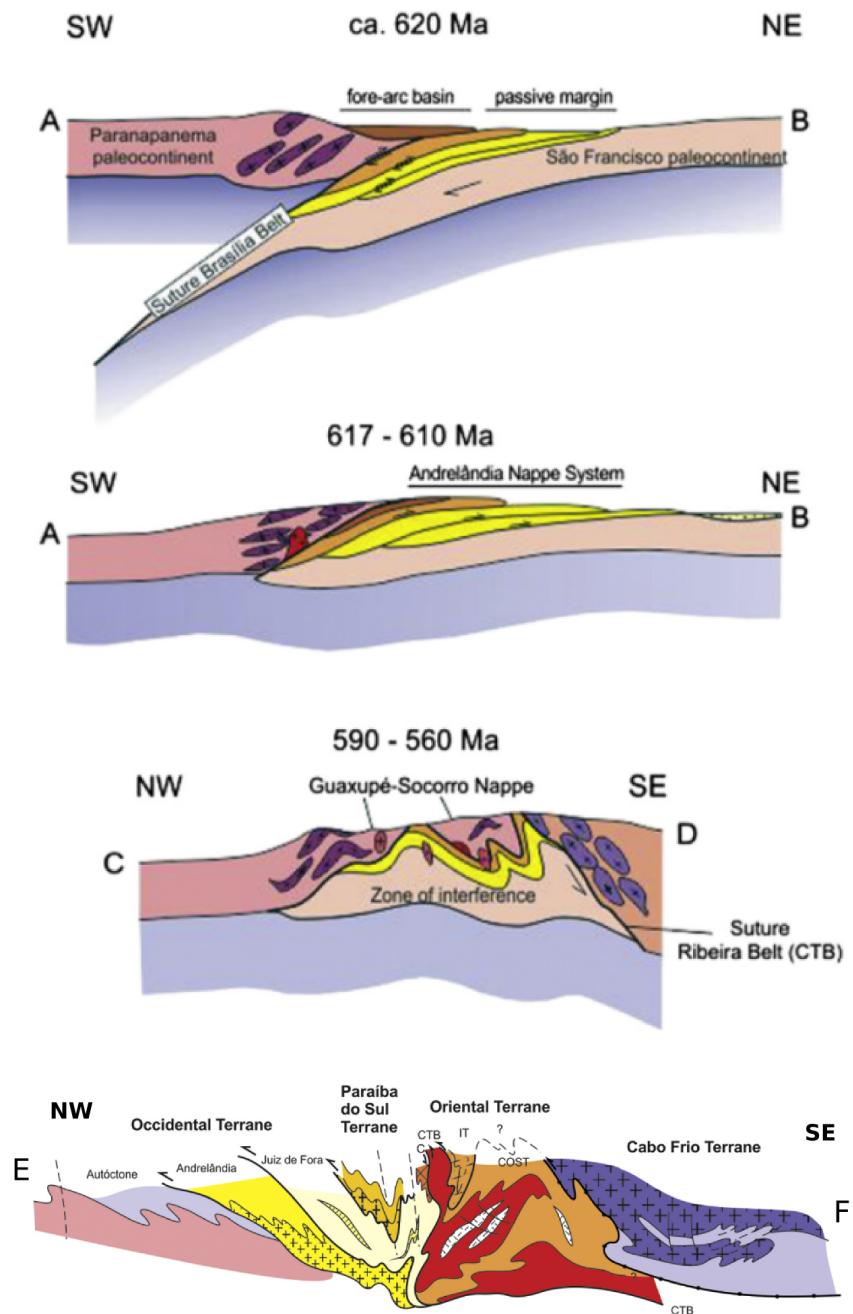


Figura 2.3: Perfis esquemáticos marcados na Figura 2.2. Os perfis A-B e CD mostram a evolução da superposição na zona de interferência no Sul do Cráton São Francisco e no Sul da Faixa Brasília. O perfil E-F mostra uma seção regional dos domínios estruturais do Terreno Oriental, o Limite Tectônico Central (CTB) é visível na parte central do esquema. Retirado de TROUW *et al.* (2013) e HEILBRON *et al.* (2013)

(2004). A sutura entre o Terreno Ocidental e Oriental é uma zona de cisalhamento mergulhando para noroeste (NW), também chamada de Limite Tectônico Central, *Central Tectonic Boundary*(CTB) por HEILBRON *et al.* (2010) e TROUW *et al.*

(2013), demarcada na Figura 2.2. Essa sutura pode ser mapeada continuamente por pelo menos 200 km entre a costa de São Paulo e a Serra do Órgãos, no estado do Rio de Janeiro.

TROUW *et al.* (2013) sumariza as principais características dos terrenos que compõem a Faixa Ribera, trazendo uma atualização do conhecimento geotectônico na região. O Terreno Ocidental é caracterizado por rochas do embasamento Paleoproterozóico a Arqueano, representado pelos Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora, e por uma cobertura siliciclástica metamorfizada oriunda de uma margem passiva. Esta é chamada de Megassequência Depositional Andrelândia, parte em amarelo na Figura 2.2. Já o Terreno ou Klippe Paraíba do Sul possui ortognaisses granodioríticos a graníticos do Complexo Quirino, de idade Paleoproterozóica e é coberta por rochas do Complexo Paraíba do Sul, gnaisses feldspáticos e pelíticos, com intercalações de mármore dolomítico, como mostrado em roxo na Figura 2.2. O Terreno Oriental aloja ortognaisses tonalíticos a granodioríticos pertencentes ao Complexo Rio Negro, bem como metassedimentos Neoproterozóicos, ricos em intercalações carbonáticas e rochas metabásicas, como visto em vermelho na Figura 2.2. A Colisão deste terrenos acarretou na geração de vários tipos de rochas granitóides sin-colisionais: leucogranitos, charnockitos, granitos porfiróides e bitotita granitos. Por fim, o Terreno Cabo Frio engloba ortognaisses Paleoproterozóicos do Complexo Quirino e uma sucessão metassedimentar com gnaisses pelíticos com cianita, sillimanita e granada, metabasitos e rochas calcissilicáticas, como pode ser visto em rosa choque na Figura 2.2 e em roxo no perfil E-F na Figura 2.3.

Capítulo 3

Aquisição e Tratamento dos Dados

3.1 Aquisição de Dados

No âmbito do projeto SUBSAL, realizado conjuntamente entre o Observatório Nacional e a Petrobras, instalaram-se 24 estações sismográficas temporárias banda larga (STS2 ou Reftek RT151-120s), as coordenadas de cada estação podem ser vistas na Tabela 1 (Anexo 1). A faixa de frequência registrada varia de 50 Hz até 100 segundos e a taxa de amostragem é de 100 Hz. Acoplado a este sistema temos um conjunto de baterias, reguladores, painel solar e o registrador, onde são armazenados os dados. O sistema armazena os dados em um disco de 4Gb que é retirado em cada campanha de coleta dos dados.

Mesmo se tratando de estações temporárias, as instalações devem conter os requisitos mínimos para uma aquisição confiável dos dados. Principalmente assegurar que o sensor e o registrador não sofram com as intempéries climáticas ou com danos causados pela passagem de animais ou pessoas pelo local. A Figura 3.1 mostra como é o fluxo de trabalho dos funcionários do Observatório Nacional no campo para a instalação das estações sismográficas temporárias. A Figura 3.1-A mostra que o sensor deve ser acoplado à rocha sã, porém nivela-se a área previamente. Com a ajuda de uma bússola, o sensor é orientado segundo um azimute. Porém para um isolamento térmico, crucial para o bom funcionamento do sismômetro, reveste-se o sensor com uma manta térmica, como pode ser visto na A Figura 3.1-B e 3.1-C. Logo após instala-se as baterias e o sensor é mais uma vez revestido. Para a absorção da umidade de todo o sistema da estação, utiliza-se carvão e sílica em gel, como pode ser visto na Figura 3.1-D. Em seguida todo o sistema é coberto e cercado como pode ser visto nas Figuras 3.1-E e 3.1-F.

As estações foram dispostas espacialmente em três perfis em relação à costa, dois perpendiculares à costa, perfil 1 a oeste e perfil 2 a leste, e um paralelo, perfil 3, como observado na Figura 3.2. A distância entre as estações é aproximativamente



Figura 3.1: Mosaico mostrando como é feita a instalação das estações sismográficas temporárias do projeto SUBSAL. As figuras mostram os diferentes estágios na instalação das estações. A - preparação do terreno para a montagem do sensor. B - nivelamento do terreno. C - isolamento do sensor e acoplamento das baterias. D - isolamento térmico da estação sismográfica. E - proteção da estação sismográfica. F - cerca para evitar o trânsito de animais e pessoas.

de 20 km.

O período de operação das estações foi distinto para os perfis. Os dois perfis perpendiculares à costa foram instalados na metade de 2012 e o perfil paralelo no final de 2012. As estações ficaram em funcionamento até o final do ano de 2013 registrando o movimento do terreno e as datas em que as estações ficaram em funcionamento podem ser encontradas na Tabela 1 (Anexo 1).

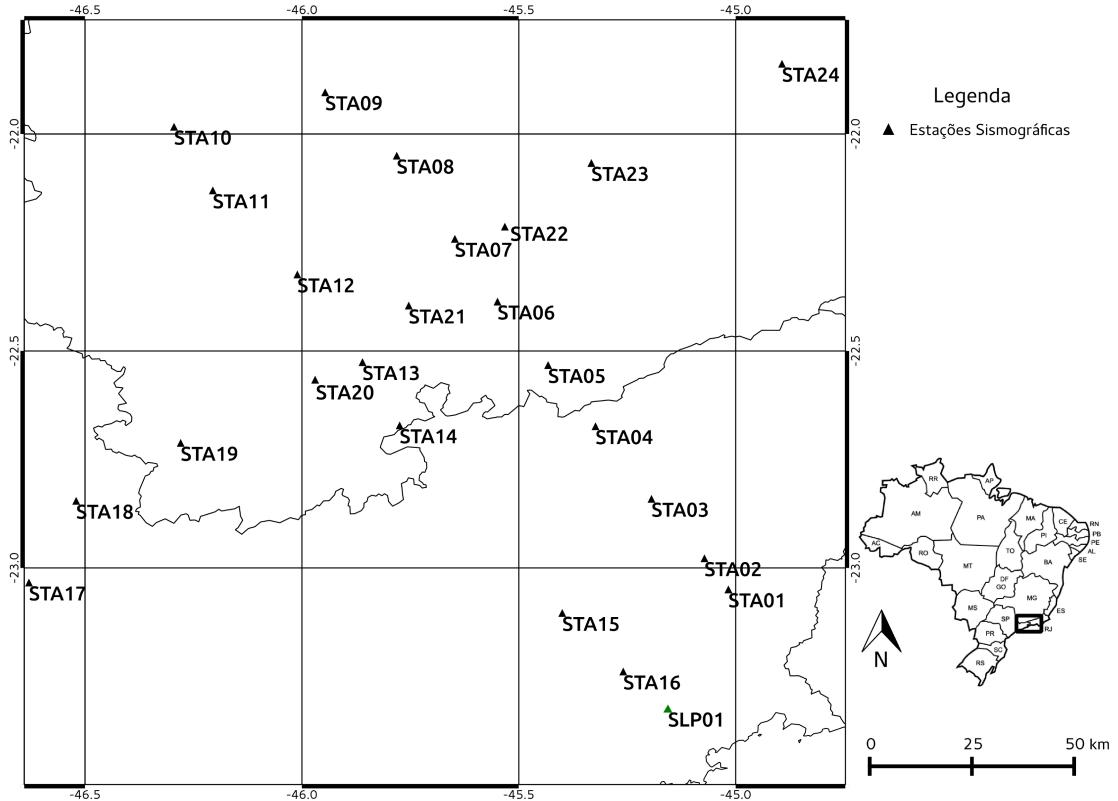


Figura 3.2: Mapa das estações sismográficas instaladas (triângulos pretos). O triângulo em verde representa a estação SLP01 da Rede Sismográfica Brasileira. O perfil 1 estende-se da estação STA01, localizada próximo à costa, até a STA09. O perfil 2 vai da estação STA10, ao norte, até a STA16, próximo à costa. Já o perfil 3 é da estação STA17, oeste, até a STA24, leste.

A velocidade da partícula é registrada pelo sismógrafo, dado bruto, através de sensores verticais e horizontais. Pode ser visto na Figura 3.3 o deslocamento da partícula que é obtido através da integração numérica dos registros de velocidade. O registro visível das variações temporais do deslocamento, ou velocidade, das partículas em um meio é chamado de sismograma.

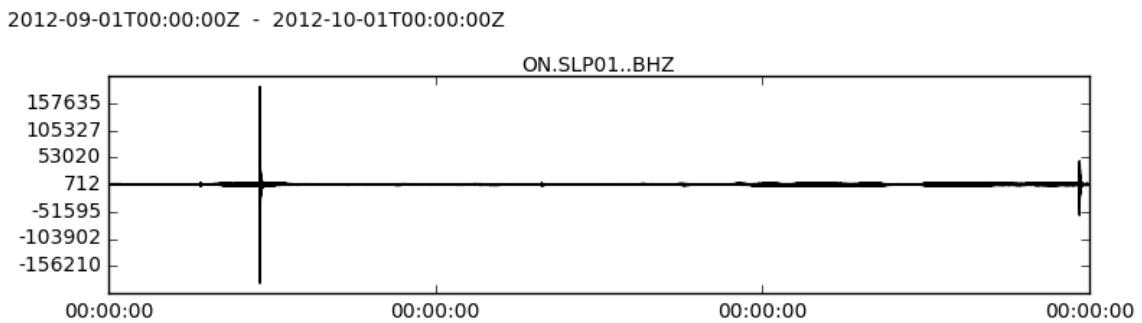


Figura 3.3: Sismograma mostrando a componente vertical do deslocamento registrado no mês de setembro em 2012.

O sismograma é gerado pela perturbação do meio pelas ondas mecânicas que

se propagam no interior da Terra. As velocidades das ondas variam em função dos parâmetros elásticos do meio e da densidade, estes variam pela mineralogia e condições de pressão e temperatura do meio atravessado. As ondas mecânicas são divididas em ondas de corpo e de superfície. As ondas de corpo estão categorizadas em dois tipos: as ondas P, longitudinais, e as ondas S, transversais. A onda P é mais rápida, consegue se propagar em todos os meios, tem velocidade entre 4 e 7 km/s na crosta terrestre e em torno de 8 km/s no manto superior. As ondas S tem velocidade menor, em torno de 3 a 4 km/s na crosta, porém a onda S não se propaga em meios líquidos. A diferença de velocidade entre as ondas P e S pode ser observada na Figura 3.4.

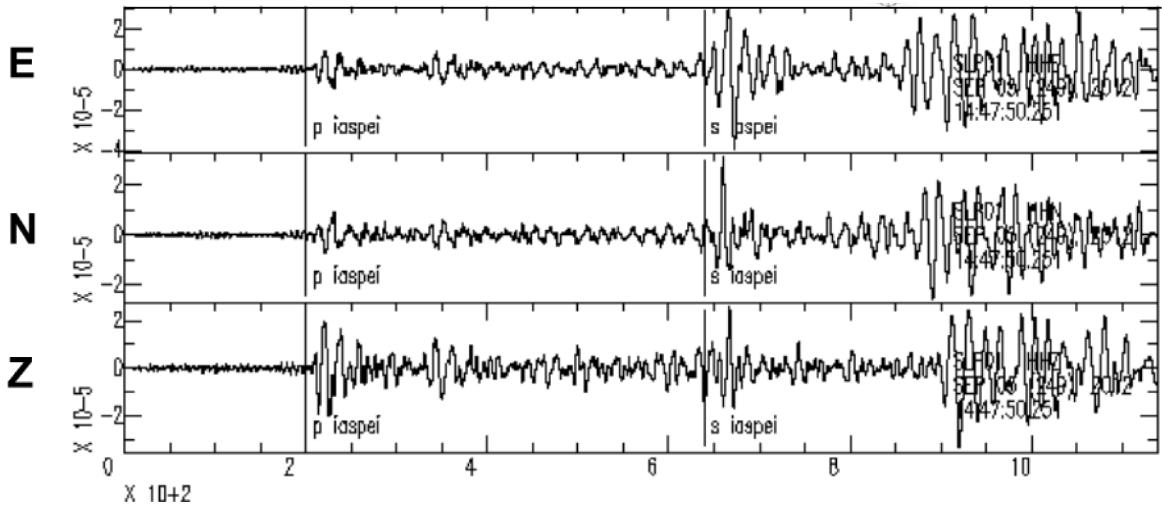


Figura 3.4: Sismograma da estação SLP01 mostrando as três componentes do deslocamento gerados pelo terremoto no dia 05/09/2012, com magnitude de 7.59, distância epicentral de 51.4° . Os tempos teóricos de chegada das ondas P e S foram calculados utilizando o modelo IASPEI91, estes tempos estão demarcados pelas retas verticais.

Para produzir esta análise sobre a estrutura da região de estudo pelo método da Função do Receptor, LANGSTON (1979), utilizou-se de um conjunto de dados com eventos sísmicos registrados, como mostrado na Figura 3.4. Já para a Dispersão de Ondas de Rayleigh, CAMPILLO e PAUL (2003) e SHAPIRO e CAMPILLO (2004), utilizou-se o ruído sísmico ambiental, que é mensurado utilizando todo o registro do banco de dados, como mostrado na Figura 3.3, não apenas dados de eventos.

3.2 Tratamento dos Dados

A caracterização prévia das informações contidas no sinal é imprescindível para o processamento. A primeira avaliação da performance e da qualidade dos dados da estações sismográficas foi feita no software livre PQLX. A metodologia do PQLX é

baseada no trabalho de MCNAMARA e BULAND (2004) que é usado para se obter a informação espectral sísmica dos dados.

A metodologia de MCNAMARA e BULAND (2004) segmenta a série temporal em intervalos de uma hora, com 50% de superposição do sinal. Cada janela de hora está separada em 13 intervalos com 75% de superposição para calcular a densidade de potência espectral, *Power Spectral Density*. Esta é computada pela Transformada Rápida de Fourier dos dados. Para estimar as verdadeiras variações de ruído em cada estação, gerou-se funções densidade de probabilidade, *Probability Density Functions*, de milhares de densidades de potência espectral.

Essa metodologia de MCNAMARA e BULAND (2004) difere dos métodos habitualmente utilizados, porque não é necessário a visualização de todo conjunto de dados para uma estimativa qualitativa do sinal. As curvas HNM e LNM, que são o maior nível e menor nível de ruído calculados em várias estações sismográficas no mundo, respectivamente, como pode ser observado nas curvas em preto na Figura 3.5. Estes são valores empíricos são utilizados como padrões de limite mínimo e máximo do nível de ruído para uma estação. As funções densidade de probabilidade mostram a distribuição das fontes de ruído sísmico. Períodos curtos são dominados por ondas de corpo e períodos longos por ondas de superfícies, demarcado na Figura 3.5. Como por exemplo, ruído antrópicos dominam os períodos mais curtos e ruídos de períodos longos são gerados pela turbulência do vento devido irregularidades topográficas, movimentação de grande quantidade de água e atividades vulcânicas (Figura 3.5).

O produto de uma análise qualitativa preliminar nos gráficos gerados pelo programa PQLX é mostrado na Figura 3.6, que tem como exemplos a componente HHZ nas estações STA05, STA04 e STA24. Comparando os resultados obtidos nas estações temporárias com os padrões mostrados por MCNAMARA e BULAND (2004) conclui-se que existem registros bons e confiáveis, como exemplo a Figura 3.6-A. Porém em algumas estações existem problemas, que são caracterizados por retas inclinadas, como observados na Figura 3.6-B, que podem estar associadas a calibrações na estação sismográfica. Já em outras estações pode-se constatar a falta de registros na componente HHZ, possíveis problemas na mídia física que grava os dados, observado na Figura 3.6-C.

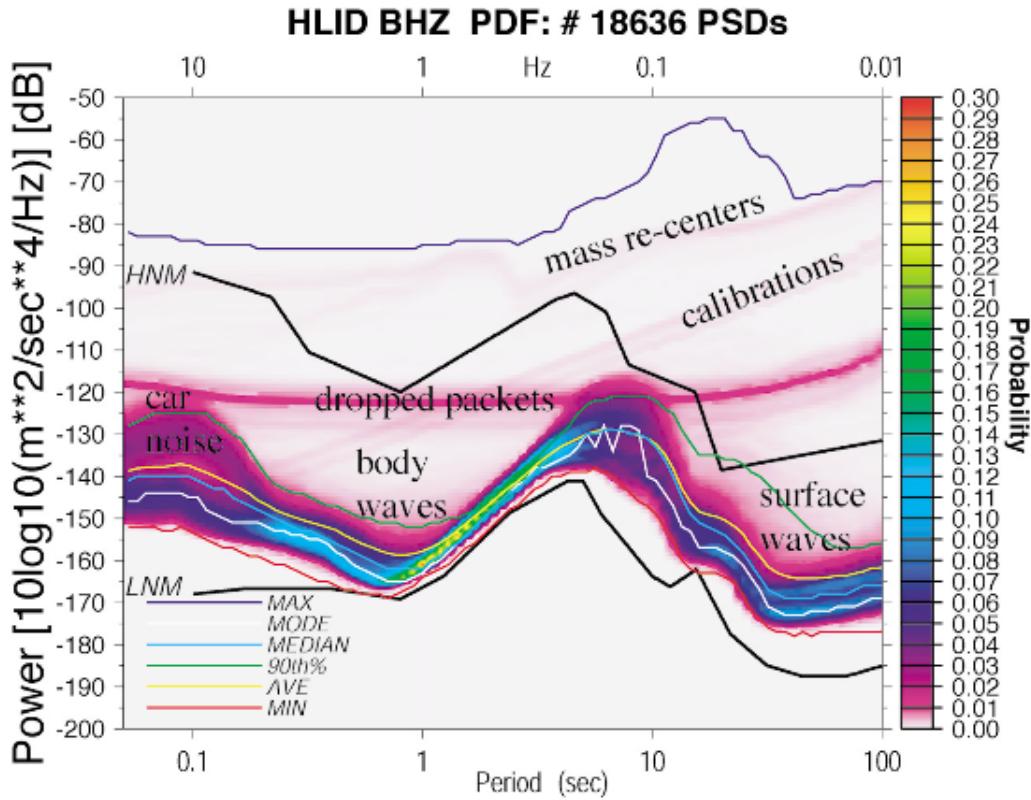


Figura 3.5: Análise qualitativa do sinal através das funções densidade de probabilidade, *Power Density Functions*, segundo MCNAMARA e BULAND (2004). Exemplo de funções densidade de probabilidade para a estação HLID BHZ. Este gráfico foi construído utilizando 13.636 PSDs no período de setembro de 2000 a setembro de 2003.

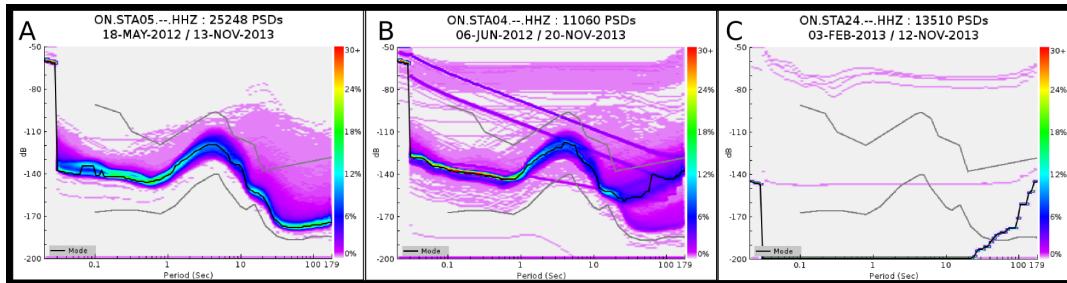


Figura 3.6: Exemplos de resultados gerados pela análise qualitativa do sinal através do programa PQLX para as componentes verticais das estações STA05, STA04 e STA24 respectivamente.

3.2.1 Processamento da Função do Receptor

Os dados utilizados para os cálculos da Função do Receptor foram dados coletados em 24 estações temporárias da Rede SUBSAL e na estação permanente SLP01, esta pertencente a rede RSIS, parte da Rede Simosgráfica Brasileira (RSBR), www.rsbr.gov.br, observado na Figura 3.2. Porém ao final agregou-se informações coletadas de estações pertencentes à Universidade de São Paulo (USP), citados por ASSUMPÇÃO *et al.* (2013a).

Para assegurar a confiabilidade do processamento é necessário um tratamento preliminar dos sinais. Utilizou-se eventos catalogados na rede IRIS, *Incorporated Research Institutions for Seismology* <http://www.iris.edu/hq/>, para uma identificação automática de eventos sísmicos ocorridos na mesma época dos dados. Alguns pré-requisitos foram utilizados para a escolha dos eventos, como:

1. Distância Epicentral ($> 95^\circ$);
2. Magnitude (≥ 5.5);

A distância epicentral é tida como ideal entre 30 e 95 graus, como é observado na Figura 3.7. Sismos com distância epicentral menor que 30 graus geram três fases de ondas sísmicas que possuem um parâmetro do raio similar e tem um tempo de chegada bem próximo na estação, isto é chamado de triplicação, como mostra STÄHLER *et al.* (2012). Então há um problema quando utiliza-se o parâmetro do raio errado para um evento, logo esse tipo de dado deve ser processado com uma certa cautela. Em sismos com distâncias maiores que 95 graus as ondas P não chegam na estação devido a inversão de velocidade no limite manto-núcleo, diminuição da velocidade da onda P entre o manto e o núcleo, e não é observada a onda P direta. Devido grande parte dos sismos serem oriundos da Cordilheira dos Andes, como é visto na Figura 3.7, também utilizou-se dados com distâncias menores que 20 graus, porém com um tipo de processamento diferenciado. A magnitude do sismo é importante para a propagação da onda, eventos com pequena magnitude não tem energia suficiente para gerar um sinal claro no sismograma.

Subsequentemente foi feito um janelamento no dado do evento 5 segundos antes e, para eventos perto, 20 segundos, distantes, de 30 a 100 segundos, depois da chegada da onda P, como visto na Figura 3.3. Após a discriminação e o janelamento do sinal, examina-se visualmente cada registro para certificar que todos os eventos selecionados tem um nível de sinal-ruído bom e fazer a marcação do tempo de chegada da onda P. O tempo de chegada da onda P teórico é calculada pelo modelo de velocidade IASPEI91 de KENNEDY (1991) e é utilizado para ajudar a marcação do tempo de chegada da onda P.

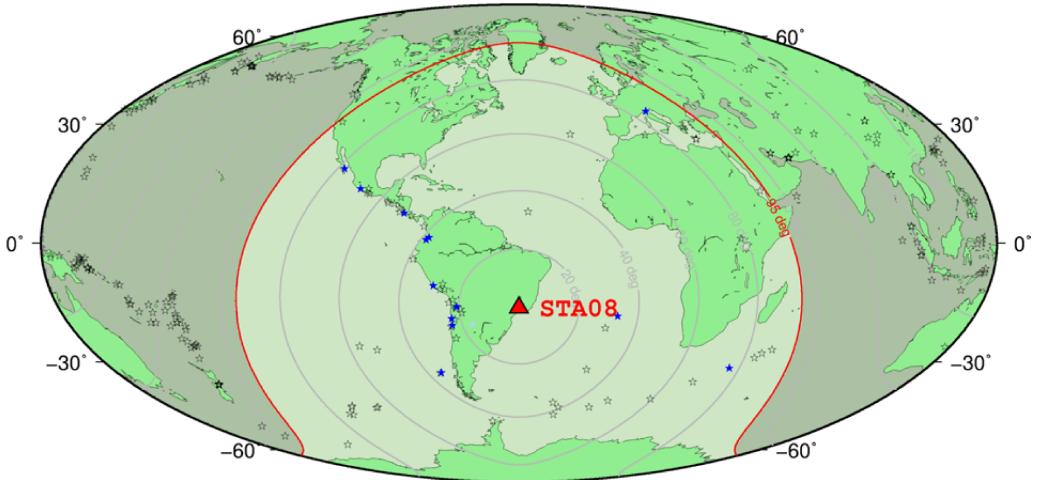


Figura 3.7: Mapa dos eventos (estrelas) registrados na estação STA08. O limite de 95 graus está indicada em vermelho. Estrelas azuis mostram os eventos com dados de qualidade que são usadas no cálculo das Funções do Receptor

Logo após removeu-se a média e tendência linear dos dados. Aplicou-se um filtro passa-alta com freqüência de corte de 0.1 Hz para eventos com distância entre 20 e 95 graus e de 2 Hz para eventos próximos (<20 graus). Os dados originais são reamostrados e interpolados de 0,01 segundos (100 Hz) para 0,025 segundos (40 Hz), porque a informação de alta freqüência não é considerada nesta análise e também para diminuir o tamanho do banco de dados.

Após esta análise preliminar observou-se que algumas estações temporárias, STA22, STA23 e STA24, apresentaram problemas e foram descartadas. As estações STA23 e STA24 apresentaram a componente vertical quebrada, como pode ser visto na Figura 3.6-C, porém as outras componentes estão aptas e serem utilizadas em outros estudos, como Dispersão das Ondas Love. Já a estação STA22 foi descartada pelo curto período de funcionamento, como pode ser visto na Tabela 1.

3.2.2 Dispersão de Ondas de Rayleigh

Para o cálculo da dispersão das ondas de superfície utilizou-se estações temporárias da Rede SUBSAL, estações da Rede GEOSCOPE, pertencentes ao *Institut de Physique du Globe de Paris* e do Projeto de Sísmica da Litosfera Brasileira, pertencentes a Universidade de São Paulo (USP). As coordenadas dessas estações estão na Tabela 3 e podem ser observadas na Figura 3.8.

A garantia da fiabilidade da sincronização do tempo em cada estação é fundamental para o processamento gerar resultados consistentes. Pois, ao contrário do método da Função do Receptor que usa registros de uma mesma estação, o método da Dispersão de Ondas de Superfície utiliza dados de duas estações, logo tais estações devem estar sincronizadas. GIBBONS (2006) mostra que ao fazer a correlação cru-

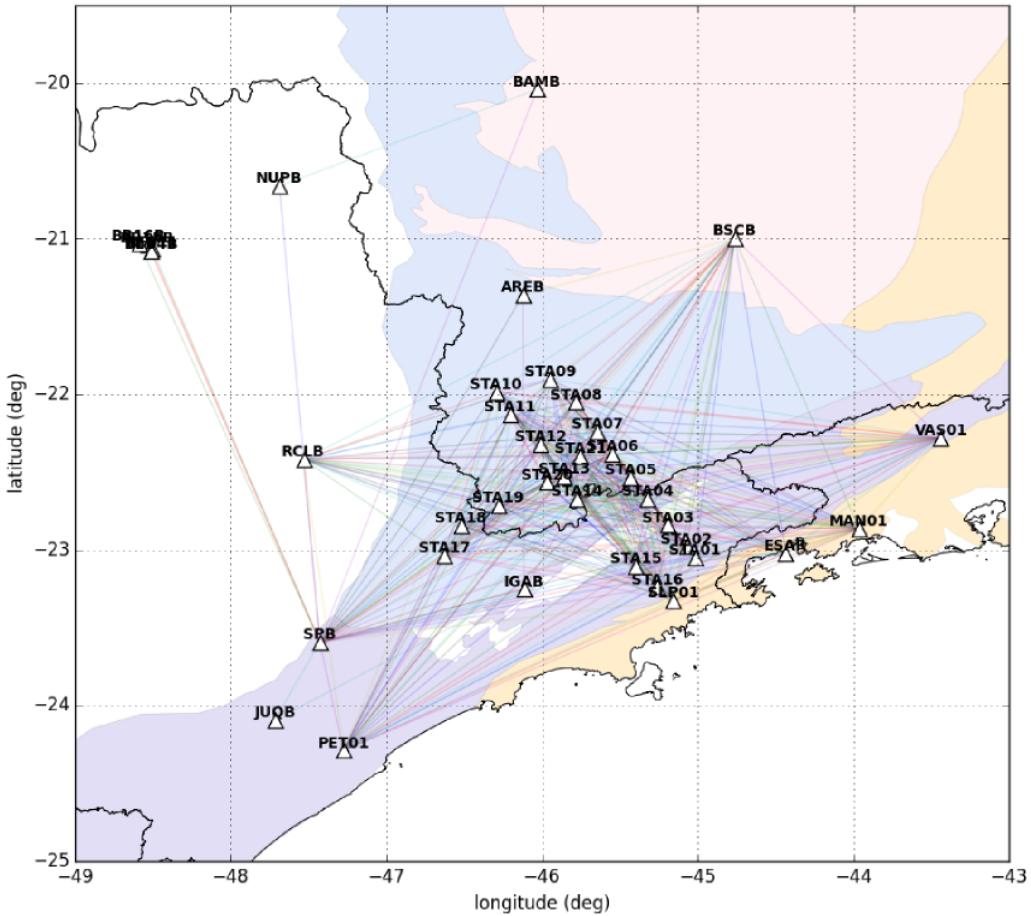


Figura 3.8: Mapa com as estações sismográficas utilizadas para a correlação de ruído ambiental sísmico. Ao fundo o mapa geológico regional mostrado anteriormente.

zada de dois eventos distantes em uma estação sismográfica consegue-se caracterizar o tempo de chegada da onda P, como é visto na Figura 3.9. Ele assume que se não há alterações mensuráveis na velocidade da estrutura entre a fonte e os receptores, as ondas sísmicas de dois eventos co-localizados terão a mesma duração de tempo para chegar a um determinado sensor. Qualquer discrepância nos tempos de separação medido em duas estações diferentes, o que não é atribuível a diferença entre fontes ou uma SNR baixa, deve ser o resultado de uma anomalia em sincronismo um, ou ambos, dos instrumentos.

Neste trabalho utilizamos uma metodologia conceitualmente semelhante a de GIBBONS (2006). Fez-se a correlação cruzada dos dados de um sismo distante de um par de estações sismográficas próximas. Como a fonte está distante das estações, a correlação dos sinais deve ser próxima de zero. A estação permanente SLP01 foi utilizada como referência devido a proximidade com as estações do rede SUBSAL. Todos os eventos com magnitude maior que 6.5, sinais claros filtrados entre 0.02 a 1 Hz, utilizados para fazer correlações de cada estação temporária com a estação SLP01.

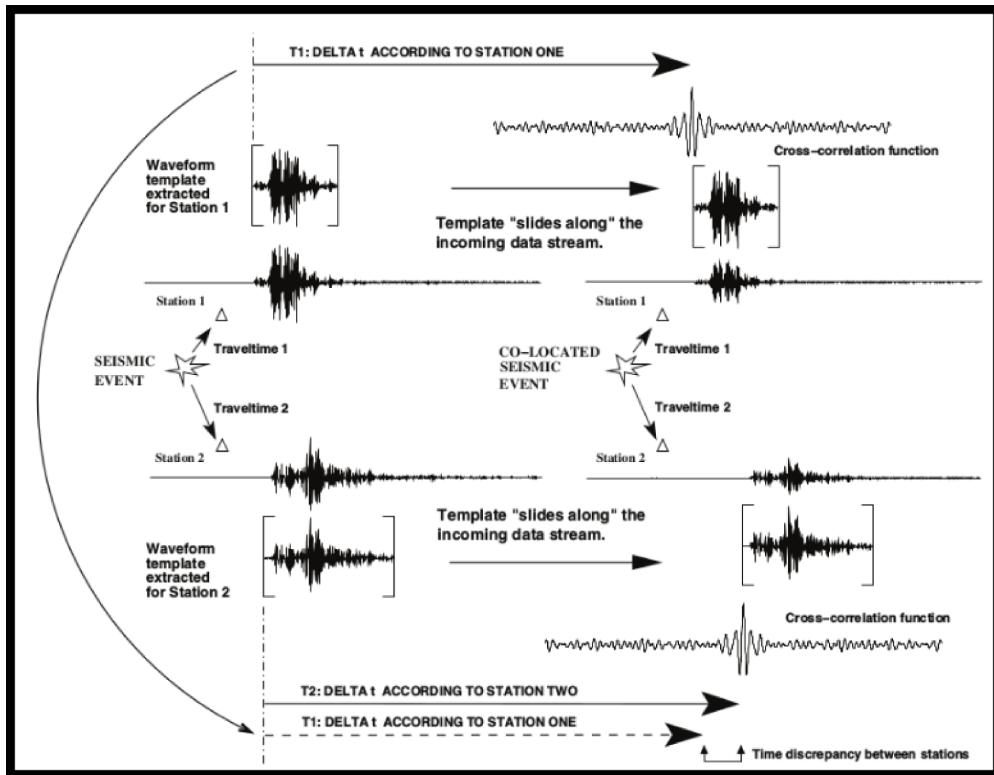


Figura 3.9: Uma ilustração esquemática de como dois eventos sucessivos de fontes sísmicas quase idênticas que podem ser explorados para revelar anomalias dos tempo de chegada da onda P numa dada estação. GIBBONS (2006)

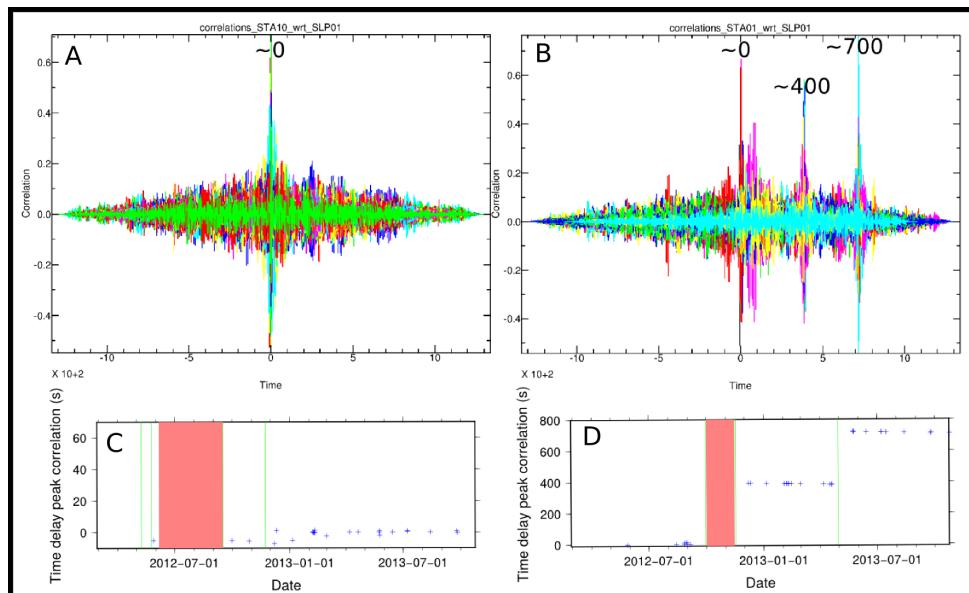


Figura 3.10: Superposições de correlações entre registros de eventos com magnitude maior que 6.5 nas estações sismográficas STA10 e SLP01 (A) e STA01 e SLP01 (B). Na parte inferior mostram o atraso do pico da correlação pelo tempo. As retas verticais verdes mostram os períodos onde teve manutenção do equipamento e as em vermelhas quando a estação não estava funcionando (C e D).

Os gráficos gerados com a correlação cruzada são vistos na Figura 3.10. Os resultados mostram que para a estação STA01 há uma defasagem no tempo, Figura 3.10-B. Tais defasagens podem ter sido gerados por diferentes fatores, como erro no sinal do GPS acoplado à estação, erro instrumental. As Figuras 3.10-C e 3.10-D apresentam a defasagem das correlações cruzadas ao longo do tempo. Nota-se uma relação entre os dias que ocorreram manutenções nas estações e a ocorrência de defasagem no sinal, essas manutenções estão demarcados pelas linhas verticais verdes na Figuras 3.10-C e 3.10-D. A Figura 3.10-D mostra que a estação STA01 apresenta um aumento sistemático na defasagem medida, estes números, 400 e 700 segundos, são verificados na Figura 3.10-B.

Com esse tratamento preliminar dos dados pôde-se selecionar melhor o banco de dados para minimizar os erros gerados no processamento da dispersão das curvas de superfície. Após estes estudos, as estações temporárias STA23 e STA24 foram consideradas impróprias para o cálculos da dispersão das ondas Rayleigh. Porém serão aproveitadas quando for analisada a dispersão das ondas Love, pois as componentes horizontais estão boas. A estação STA22 só possui 4 dias de dados registrados, logo foi descartada da análise. A STA01 apresentou dados com problemas de sincronização após março de 2012, então estes foram descartados no processamento das correlações cruzadas.

Capítulo 4

Função do Receptor

4.1 Introdução

Nesse trabalho, os dados de eventos incluídos no catálogo do IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) com magnitude maior que 5,5 entre maio de 2011 e dezembro de 2013 foram utilizados. A Figura 3.7 mostra eventos sísmicos registrados na estação STA08 mostrando a delimitação dos eventos pela distância epicentral, além de mostrar sismos com magnitude maior que 5.5 mb.

O sismômetro registra a velocidade do terreno ao longo das direções Vertical (Z), Norte-Sul (N) e Leste-Oeste (E), chamado sistema ZNE. No entanto, o sinal bruto nas direções ZNE não está alinhado aos eixos de propagação das ondas geradas pelo sismo, logo a resposta em cada componente mostra uma sobreposição de vários tipos de ondas. Com a finalidade de isolar a contribuição de cada onda registrada nos dados, o sistema de coordenadas dos registros são rotacionadas , através do SAC (*Seismic Analysis Code*), para se alinharem com os eixos de propagação das ondas através da seguinte matriz de rotação:

$$\begin{bmatrix} R \\ T \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E \\ N \\ Z \end{bmatrix} \quad (4.1)$$

onde E é a componente leste-oeste do sismograma, N a componente norte-sul, Z a componente vertical, R a componente radial, T a componente tangencial e θ o backazimute, ângulo entre o Norte da estação sismográfica e a linha que une a estação ao evento sísmico.

O resultado da equação 4.1 discrimina claramente a contribuição de cada componente no sismograma. A componente N (norte-sul) transforma-se na componente T (transversal) e guarda os registro da onda SH. A resposta da onda SV é resgistrada

na componente radial do sismograma, chamada R, como pode ser visualizada na Figura 4.1.

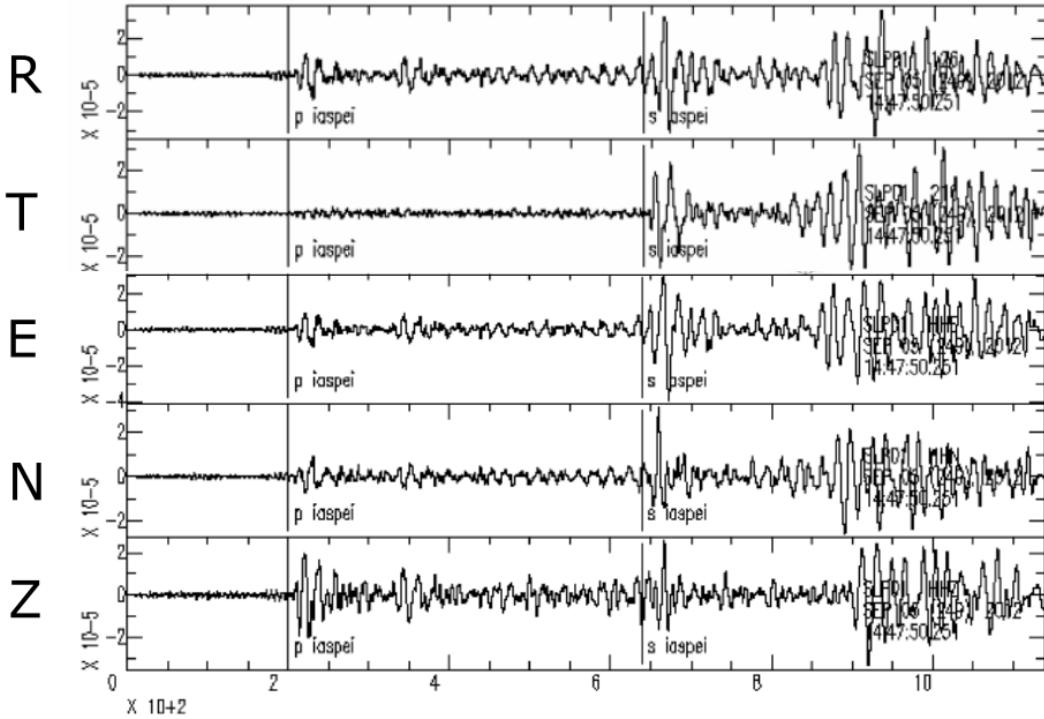


Figura 4.1: Sismograma mostrando as componentes ENZ e as componentes rotacionadas, Radial e Transversal para a estação estação SLP01, data do evento 05/09/2012, magnitude de 7.59, distância epicentral de 0.01° .

4.2 Processamento

Para o cálculo da espessura crustal na região utilizou-se o método da Função do Receptor, que foi desenvolvido por LANGSTON (1977). O programa SAC (*Seismic Analysis Code*) foi usado para fazer o processamento e o cálculo da Função do Receptor. Tal método faz uso do sinal de tele-sismos, geradores de ondas planas de incidência quase-vertical embaixo de uma dada estação. A onda P incide na descontinuidade de Mohorovicic e se decompõe em uma onda P transmitida e uma onda S convertida. A diferença do tempo de chegada das duas ondas, onda S tem velocidade inferior a onda P, e de outras reflexões permite inferir a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic, também chamada de Moho, como mostrado na Figura 4.2 .

Para uma estimativa precisa das Funções do Receptor é essencial que o tempo de chegada da onda P seja determinado com baixa incerteza. Então os dados foram examinados visualmente para registrar o tempo de chegada da onda P direta.

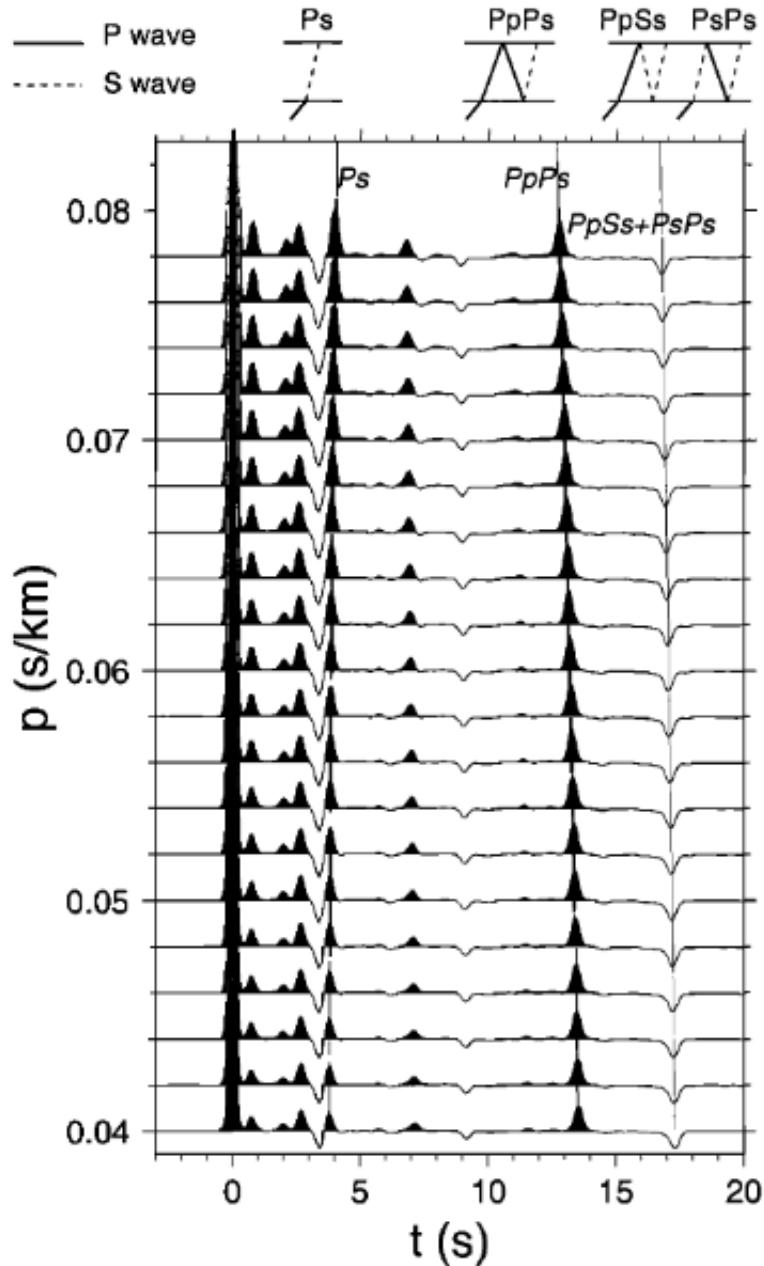


Figura 4.2: Funções do Receptor em função do parâmetro do raio para o Modelo de Velocidade Padrão do Sul da Califórnia, em ZHU e KANAMORI (2000). A fase Ps convertida em Moho e suas múltiplas PpPs, PpSs, e PsPs e seus traços são ilustrados no topo da imagem. Outras reflexões não-rotuladas são as conversões P-S em 5.5 km e 16 km, descontinuidades intracrustais no modelo.

As Funções do Receptor são calculadas com uma deconvolução da componente radial (R) pela componente vertical (Z), como é mostrado por CLAYTON e WIGGINS (1976), LANGSTON (1977), AMMON (1991), CASSIDY (1992), ZHU e KANAMORI (2000). Essa operação remove efetivamente a resposta instrumental, a assinatura da fonte e a propagação da fonte até a descontinuidade de Moho. O sinal resultante é a assinatura da propagação próxima à estação, então a Função do

Receptor é sensível na delimitação da estruturação superficial da crosta embaixo da estação.

Computar as Funções do Receptor é um problema de deconvolução (LIGORRÍA e AMMON, 1999). LANGSTON (1979) descreve a resposta do deslocamento teórico para uma onda plana P incidindo sobre uma empilhamento de interfaces horizontais ou inclinadas no domínio do tempo pode ser dada por:

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t) \end{aligned} \quad (4.2)$$

Onde $S(t)$ é a resposta efetiva da fonte em função do tempo de uma onda incidente, $I(t)$ é a resposta do impulso instrumental e $E_V(t)$, $E_R(t)$ e $E_T(t)$ são as respostas do impulso da estrutura vertical, radial e tangencial, respectivamente. A componente $S(t)$ pode ser muito complicada de ser computada, pois ela é relacionada a história do deslocamento no tempo e reverberações na área da fonte.

LANGSTON (1979) assume que eventos profundos observados em dados telêssísmicos, na componente vertical do movimento do terreno ($D_V(t)$), se comportam como um pulso em função do tempo convoluído com a resposta instrumental e com chegadas tardias menores. Cálculos teóricos para estruturas crustais mostram que reverberações crustais e fases convertidas na componente vertical de ondas P são menores. Então se aproxima:

$$I(t) * S(t) \simeq D_V(t) \quad (4.3)$$

LANGSTON (1979) faz uma suposição implícita que $D_V(t)$ comporta-se como uma função delta de Dirac, como pode ser observado na equação 4.3. Assumindo que a resposta instrumental é compensada entre as componentes, $E_R(t)$ e $E_T(t)$ podem ser encontrados passando para o domínio da frequência a equação 4.2 e fazendo as seguintes deconvoluções:

$$\begin{aligned} E_R(\omega) &= \frac{D_R(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \simeq \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} \\ E_T(\omega) &= \frac{D_T(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \simeq \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)} \end{aligned} \quad (4.4)$$

$E_R(\omega)$ e $E_T(\omega)$ são retransformadas para o domínio do tempo, importante lembrar que nessa técnica a informação da fase é conservada. A componente radial,

$E_R(\omega)$, é chamada de Função do Receptor. LANGSTON (1979) resalta que o resultado da série temporal pode ser interpretado diretamente com um sismograma, permitindo que tempo e amplitude de chegadas possam ser examinadas de uma maneira relativamente inequívoca.

CLAYTON e WIGGINS (1976), LANGSTON (1979), LIGORRÍA e AMMON (1999) mostram que o processo de deconvolução possui um instabilidade numérica devido a vários fatores, como o ruído aleatório contido nos dados e a limitação da banda de frequência. Para acabar com os problemas gerados na deconvolução, CLAYTON e WIGGINS (1976) introduz-se um nível de amplitude mínimo permitido da fonte, c , nomeado de *water-level*, como pode ser visto na Figura 4.3. Utiliza-se o *water-level* para reduzir componentes de ruídos espúrios e efeitos de pequenos erros na estimativa da localização da fonte. Para evitar a divisão por números pequenos na deconvolução substitui-se os valores pequenos do denominador por uma fração do valor máximo do denominador (para todas as frequências), segundo AMMON (1997). Esse método pode agir, em alguns casos, como um filtro "passa-baixa", "passa-alta" e "não-passa", como mostrado na Figura 4.3.

Lembrando que a inversa de um número complexo pode ser escrito como $\frac{1}{Z} = \frac{Z^*}{ZZ^*}$, onde * indica o conjugado complexo, substituindo isto na equação 4.4 teremos:

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega) \cdot D_v^*(\omega)}{\Phi(\omega)} G(\omega) \quad (4.5)$$

onde:

$$\Phi(\omega) = \max[D_v(\omega)D_v^*(\omega), c \max D_v(\omega)D_v^*(\omega)]$$

e

$$G(\omega) = \exp\left(\frac{-\omega^2}{4a^2}\right)$$

$G(\omega)$ é um Filtro Gaussiano utilizado para suprimir o ruído de alta frequência na Função do Receptor. Para o fator $a = x$, elimina-se frequências maiores que $x/2$. Logo quanto menor o valor de a , maior é o conteúdo de frequências eliminadas. O parâmetro a do Filtro Gaussiano utilizado varia de acordo com a localização da fonte do evento. Por exemplo, para eventos próximos, $< 20^\circ$, o fator a utilizado é de 15, já para eventos distantes de 2.

No processamento dos dados a deconvolução no domínio do tempo feita é de acordo com a teoria criada por LIGORRÍA e AMMON (1999), esta é nomeada de deconvolução interativa. Tal método segue a ideia de KIKUCHI e KANAMORI (1982), que é usado para estimar funções do tempo de fontes de grandes terremotos.

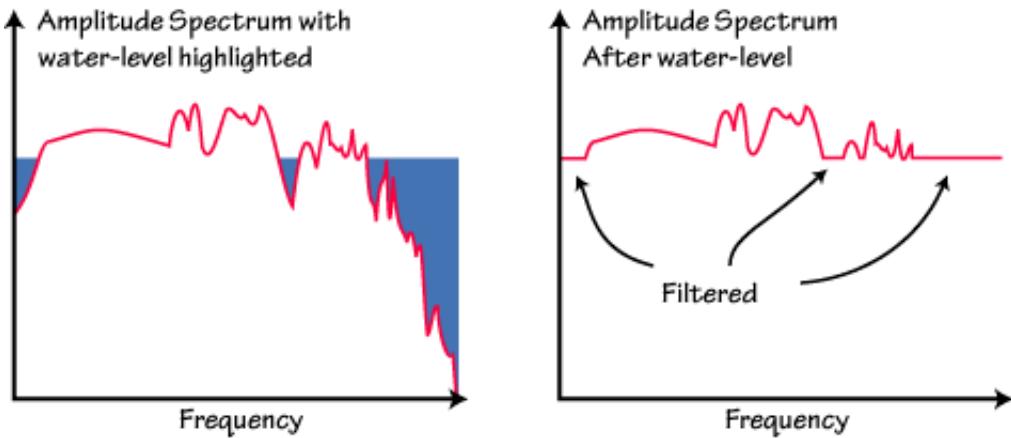


Figura 4.3: Gráficos mostrando o funcionamento do método *water-level* para a deconvolução no domínio da frequência, segundo AMMON (1997).

tos. A deconvolução interativa de LIGORRÍA e AMMON (1999) minimiza através do método dos mínimos quadrados a diferença entre o sismograma horizontal observado e um sinal predito pela convolução de um conjunto de picos atualizados interativamente com a componente vertical do sismograma. O cálculo das Funções do Receptor é feito de maneira interativa num conjunto de janelas com diferentes durações. Os melhores resultados são escolhidos de acordo com uma pontuação dada ao ajuste dos dados, a janela que possui a melhor pontuação é escolhida.

4.3 Pós-processamento

Após gerar sismogramas pela deconvolução Interativa, as séries temporais passaram por um processo de triagem para qualificar as que obtiveram melhor resultado. Tal seleção foi feita sob um critério visual, seleção das Funções do Receptor que apresentam um formato característico mostrado por (LANGSTON, 1979), onde o maior pico é a onda *P* direta e o segundo maior pico é caracterizado pela conversão da onda *P* em *S* em Moho. Neste etapa procurou-se excluir Funções do receptor que apresentavam baixo nível sinal-ruído.

Tendo como objetivo a análise da estrutura da crosta, calculou-se a profundidade de Moho, um importante parâmetro, pois é relacionada à geologia e a evolução tectônica regional. ZHU e KANAMORI (2000) propõe um método robusto utilizando a análise das Funções do Receptor para calcular a profundidade de Moho.

Com um modelo da estrutura da Terra, neste caso o modelo IASPEI 91 de KENNET (1991), utiliza-se as velocidades médias na crosta para calcular as diferenças de tempo teórica entre a onda *P* direta e a onda *P* convertida em *S*, bem como os tempos das outras reverberações na crosta. De posse de uma dada velocidade v_P (6.4 km/s), os tempos de chegada podem ser calculados utilizando a profundidade

de Moho (H), a razão V_P/V_S e o parâmetro do raio (p), dependente da localização e da profundidade do evento, e do modelo.

ZHU e KANAMORI (2000) mostra que os tempos teóricos entre P_S e P podem ser utilizados para estimar a espessura crustal, dado uma velocidade crustal média:

$$t_{P_s} = H \cdot \sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \quad (4.6)$$

ZHU e KANAMORI (2000) demonstra que uma variação de 0.1 na razão v_P/v_S pode acarretar erros de aproximadamente 4 km na espessura crustal. Essa ambiguidade pode ser reduzida utilizando as outras fases, reverberações, da onda P. Tais fases provém informações adicionais, como mostrado nas equações abaixo:

$$t_{P_p P_s} = H \cdot \sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \quad (4.7)$$

$$t_{P_p S_s + P_s P_s} = H \cdot 2 \sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} \quad (4.8)$$

Em situações reais, identificar a conversão P_s e as múltiplas é complicado e medir os tempos de chegada em um único traço da função do receptor pode ser muito difícil devido ao ruído de fundo, espalhamento gerado por heterogeneidades crustais e conversões P_s de outras descontinuidades de velocidades. Devido a isso, para aumentar a razão sinal-ruído empilha-se as funções do receptor de uma mesma estação. Esse empilhamento é feito no domínio do tempo para um aglomerado de eventos. Para estimar um valor da espessura crustal ZHU e KANAMORI (2000) propõem um empilhamento $H\text{-}\kappa$ como sendo a função:

$$s(H, \kappa) = \omega_1 E_r(t_{P_s}) + \omega_2 E_r(t_{P_p P_s}) + \omega_3 E_r(t_{P_p S_s + P_s P_s}) \quad (4.9)$$

onde E_r é a função do receptor (componente radial), os tempos de chegada preditos t_{P_s} , $t_{P_p P_s}$ e $t_{P_p S_s + P_s P_s}$ correspondente a uma espessura crustal H e a uma razão V_p/V_s e ω_i são os pesos dos fatores, e $\sum \omega_i = 1$, os valores para cada peso pode ser encontrado na Tabela 2 (Anexo 2).

O método faz uma pesquisa, *grid search*, da espessura crustal, H , e da razão v_P/v_S , κ , para calcular o tempo de chegada teórico das ondas P convertidas em S e das múltiplas para cada registro. A melhor combinação de H e κ , é aquela

que maximiza o valor do empilhamento das amplitudes reais das funções receptor, significa que os tempos teóricos são semelhantes aos tempos reais encontrados pela forma da função do receptor.

A incerteza associada a cada um dos parâmetros obtidos pelo método de ZHU e KANAMORI (2000) é estimada pelo método "bootstrap", desenvolvido por EFRON e TIBSHIRANI (1991). O método "bootstrap" gera do conjunto de Funções do Receptor subconjuntos contendo traços selecionados aleatoriamente. Esse método é repetido para cada subconjunto, resultando num conjunto de parâmetros de H (profundidade de Moho) e de razão v_p/v_s . A média e o desvio padrão dos valores provém um valor médio e uma estimativa da incerteza associada ao cálculo. Não existe uma regra para determinar o número de subconjuntos que precisam ser gerados, o crucial é a busca por um valor que faça a estimativa estabilizar, incluindo as incertezas. Em geral usa-se um valor entre 100 e 200 subconjuntos dependendo da quantidade de traços disponíveis durante o "bootstrap".

ASSUMPÇÃO (2002), FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004) e JULIA *et al.* (2008) mostram a necessidade de um cuidado especial ao empilhar as Funções do Receptor, pois existe uma dependência com o ângulo de incidência da onda P , acarretando em um deslocamento das reflexões de Moho, isso é observado na Figura 4.4. A solução foi a separação das Funções do Receptor de acordo com parâmetro do raio, pois existe uma diminuição no intervalo de tempo entre as ondas P e P_s devido o aumento da distância epicentral. Com o aumento da distância epicentral os ângulos de refração se aproximam da vertical, isto diminui a distância entre os pontos de emergência das ondas em Moho. Portanto, o intervalo entre o tempo de chegada destas ondas diminuirá, como pode ser visto na Figura 4.4.

Para aumentar a razão sinal-ruído e melhorar a interpretação do arcabouço estrutural da região levou-se em conta a sismicidade ao redor das estações. Visto isso, fez-se uma separação em quatro quadrantes: NE, SE, SW e NW. Cada quadrante representa um aglomerado de eventos, estes aglomerados variam em magnitude e em quantidade, como pode ser observado na Figura 3.7. Então as Funções do Receptor para cada estação foi empilhada linearmente para cada grupo de azimute.

Os eventos oriundos da parte nordeste (NE) são escassos e as principais fontes são a Cadeia Meso-atlântica e a cordilheira Alpina na Europa. Já os sismos do sudeste (SE) são originários das Ilhas *South Georgia* e *South Sandwich*, localizadas no Atlântico Sul, e do Sul da África. A sudoeste é marcante a presença de eventos Andinos, provenientes do Chile e Argentina, e de eventos do Oceano Pacífico. Assim como a sudoeste, os eventos vindos a noroeste (NW) da área são Andinos, oriundo do norte do Chile e do Peru. Também é marcante eventos da América Central, México e Califórnia, estes são bem visíveis na Figura 3.7.

O tipo de método utilizado no empilhamento do sinal permite recuperar in-

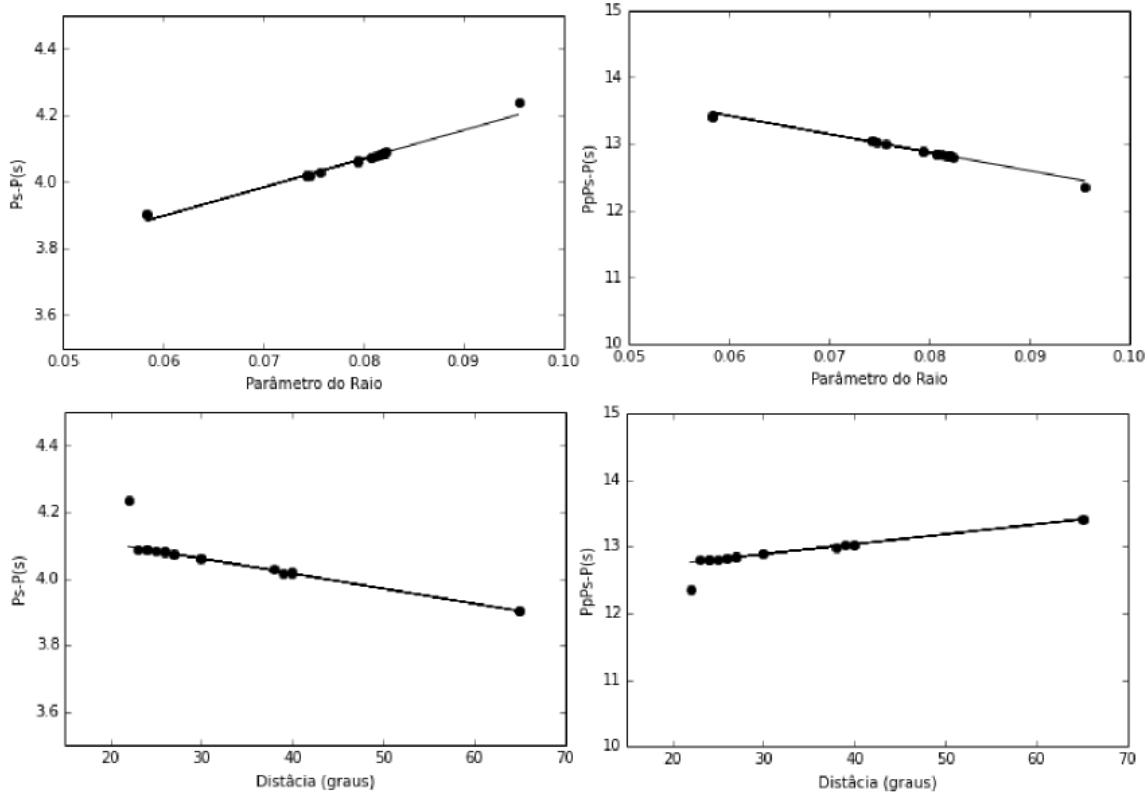


Figura 4.4: Tempos teóricos para a reflexão Ps (gráficos à esquerda) e fases $PpPs$ segundo o modelo de KENNEDY (1991). Os tempos estão classificados segundo o parâmetro do raio e as distâncias epicentrais. Como mostra FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004) em seu trabalho.

formações com qualidade e confiabilidade das Funções do Receptor. O empilhamento linear do sinal separado pelo azimute ainda contém um nível de ruído aleatório que não é eliminado pela soma do sinal devido a fatores como a qualidade dos dados, distribuição azimutal dos eventos, SCHIMMEL e PAULSEN (1997). Para isso utilizou-se o Empilhamento Ponderado pela Fase, *Phase Weight Stack (PWS)*, proposto por SCHIMMEL e PAULSEN (1997) como uma ferramenta para reduzir o ruído incoerente contido no dado, como observado na Figura 4.5-b). Este método concebido por SCHIMMEL e PAULSEN (1997) se torna eficiente por conseguir recuperar algumas reflexões coerentes em meio ao ruído, mesmo apresentando uma alteração na forma do sinal.

Com a finalidade de suprimir este ruído que não é coerente, utiliza-se o empilhamento da fase do sinal como uma medida de coerência para a soma dos traços sísmicos. A ideia consiste em usar o empilhamento da fase como um peso dependente do tempo do empilhamento linear do sinal sísmico. Isto é facilmente realizado pela multiplicação dos empilhamento da fase com o empilhamento linear do sinal, como observa-se na equação 4.10.

$$g(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N s_j(t) \left| \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \exp [i\Phi_k(t)] \right|^v \quad (4.10)$$

onde N é o número de traços, $s(t)$ o traço sísmico, $\Phi(t)$ a fase e v a potência.

Segundo SCHIMMEL e PAULSEN (1997) cada amostra do empilhamento linear será ponderado pela coerência de suas fases instantâneas. O empilhamento da fase funciona como um filtro com uma certa nitidez da transição entre a semelhança e dessemelhança da fase, que é controlado pela potência v .

Essa dissertação incrementa a metodologia idealizada por SCHIMMEL e PAULSEN (1997) visando realçar as múltiplas de Moho que estão indistinguíveis devido o alto nível ruído em algumas Funções do Receptor. HARRIS (1978) cita que janelas são funções ponderadas aplicadas aos dados para reduzir o vazamento espectral associados com intervalos observados finitos, logo o janelamento minimiza as margens de transição em formas de onda truncadas. ANDRADE e SOARES (2007) mostra que aplicar uma janela a um sinal no domínio do tempo é equivalente a multiplicar o sinal pela função que representa a janela. Devido a multiplicação no domínio do tempo ser equivalente à convolução no domínio da freqüência, o espectro de um sinal janelado é a convolução do espectro do sinal original com o espectro da janela. Dessa maneira, o janelamento modifica a forma do sinal tanto no domínio do tempo quanto no da freqüência.

Os traços das Funções do Receptor utilizados para calcular a fase do sinal foram multiplicado por uma janela Triangular previamente. HARRIS (1978) mostra que a performance da transformada discreta de Fourier em dados janelados é mais eficiente. Com este janelamento prévio, o empilhamento ponderado pela fase (PWS) consegue, além de reduzir o ruído incoerente, recuperar as outras reflexões que não eram bem observadas no resultado gerado pelo PWS, como pode ser observado na Figura 4.10-c), devido à mistura entre o ruído e o qualidade das funções do receptor.

4.4 Modelagem das Funções do Receptor

A modelagem das Funções do Receptor mostra-se uma boa opção para compreender melhor o objeto em estudo. Inicialmente testou-se modelos de velocidade com camadas horizontais baseados aos modelos encontrados na literatura sobre região. Após esta etapa fez-se testes com uma descontinuidade de velocidade inclinada, coerente com uma Moho inclinada mostrada em trabalhos de FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004), SOLON e LA TERRA (2013) e SILVA (2014) .

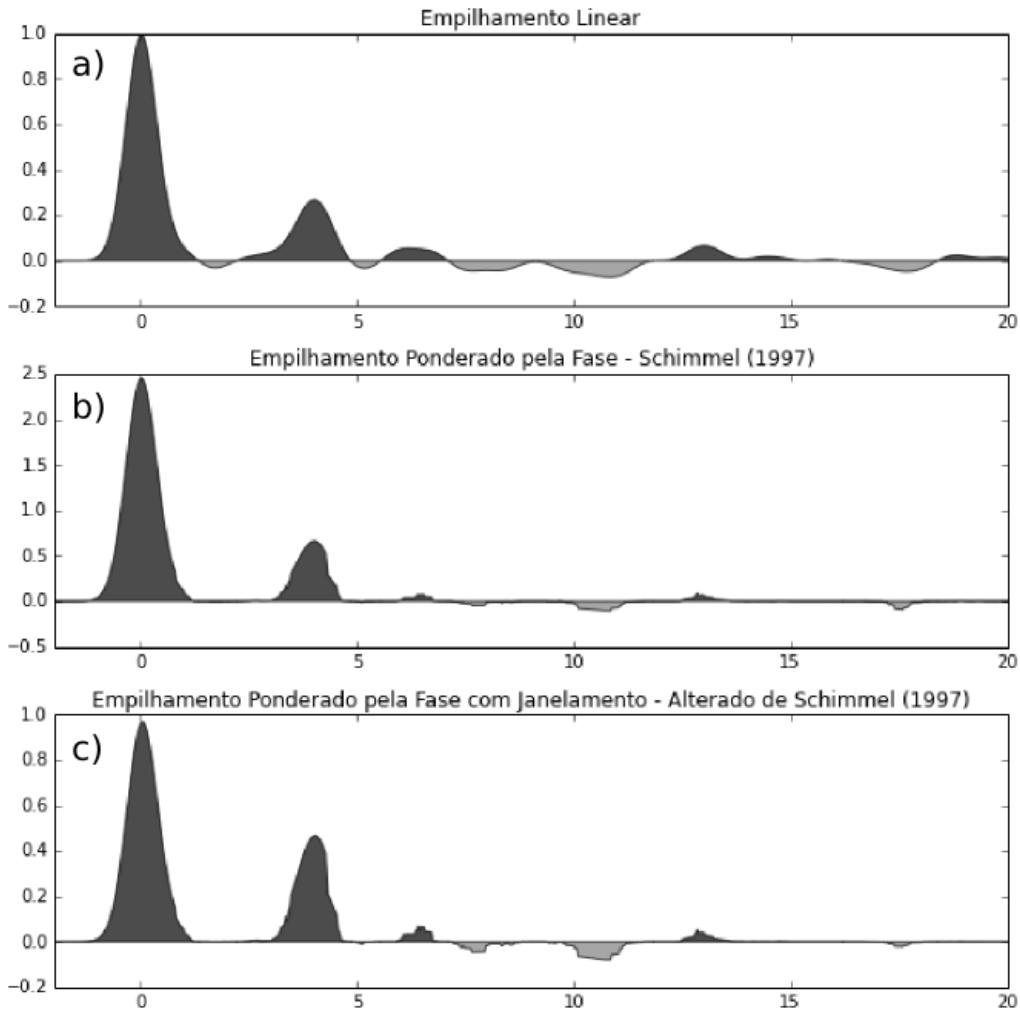


Figura 4.5: Comparação entre os tipos de empilhamento utilizados nas Funções do Receptor. a) Empilhamento linear das funções do receptor separadas pelo azimute na estação SLP01. b) Empilhamento das funções do receptor ponderado pela fase proposto por SCHIMMEL e PAULSEN (1997). c) Empilhamento das funções do receptor ponderado pela fase com janelamento do sinal

4.4.1 Modelos de velocidade para camadas horizontais

Para delimitar as principais feições estruturais da área de estudo utilizou-se de modelos de velocidade simples, 1-D, como visto na Figura 4.6-a, apenas com camadas planas, porém tais modelos são condizentes com o contexto geológico local e são exemplos retirados da literatura sobre a região. BASSINI (1986) foi o primeiro a estimar a estrutura crustal para a região da Faixa Riberia, como observado na Figura 4.6-b). Mais tarde, FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004) re-compilou os dados de BASSINI (1986) e propôs um novo modelo de velocidade sísmica da região da Serra do Mar, como visto na Figura 4.6-d). Recentemente SOLON e LA TERRA (2013) e SILVA (2014) geraram resultados da estrutura crustal regional através dos métodos magnetotelúrico e gravimétrico, respectivamente. Baseando-se nesses resultados,

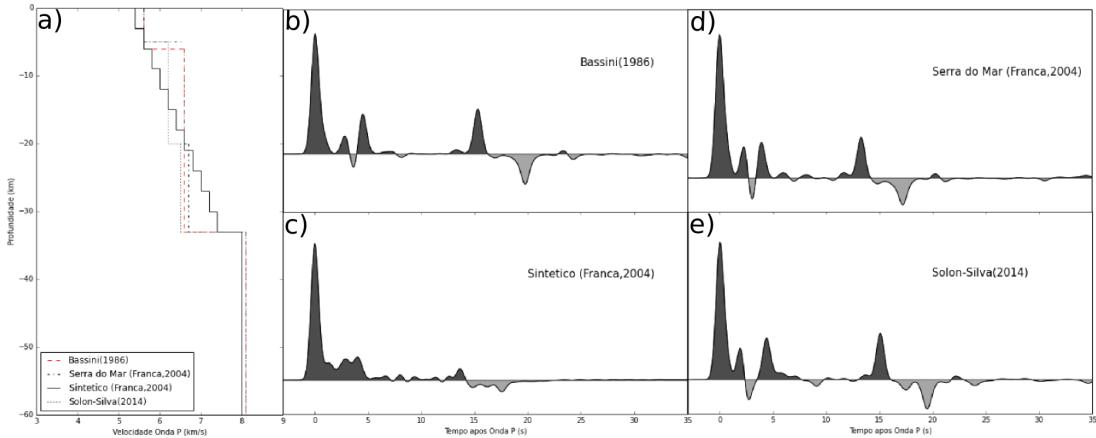


Figura 4.6: Funções do Receptor Sintéticas para área abrangida pelo projeto do SUBSAL segundo vários tipos de modelos de velocidade da onda P. O parâmetro de largura do filtro gaussiano (a) utilizado foi 2 e o parâmetro *water level* (c) foi 0.001.

organizou-se um modelo de velocidade sísmica para a região em estudo, como visto na Figura 4.6-e). Uma outra opção de modelo sísmico denominado por FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004) como modelo Sintético pode ser visto na Figura 4.6-c). Neste modelo o autor considera que a variação das propriedades físicas da região aumenta progressivamente com a profundidade. Com esses modelos pretende-se mostrar que as estimativas da espessura crustal e razão V_p/V_s são consistentes com os dados observados.

Toda a demonstração da modelagem e cálculo das Funções do Receptor sintéticas está disponibilizada por AMMON (1997) em <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>. Para criar os modelos de velocidade da onda P utilizou-se o ”*icmod*”, abreviação de *interactive creation of model* (criação interativa de modelo). Com o modelo de velocidade criado, utilizou o programa ”*respknt*” para calcular numericamente a resposta da estrutura para um onda P incidente. Este programa é baseado na matriz de reflexão de KENNETT (1983), que computa a resposta sísmica de um meio cilíndrico simétrico. Após o cálculo numérico da resposta da estrutura, o programa ”*pwaveqn*” calcula as Funções do Receptor no domínio da frequência para os modelos pré-estabelecidos. O programa ”*pwaveqn*” exige como dados de entrada a determinação do parâmetro *water level* e a banda de frequência a ser utilizada. Os parâmetros utilizados para o cálculo das Funções do Receptor estão na Figura 4.6.

As Funções do Receptor sintéticas apresentadas na Figura 4.6 mostram uma reflexão característica em torno de 5 segundos onde a onda P se converte em S (primeira reflexão de Moho), como mostra LANGSTON (1979). Antes dessa reflexão é notável um pulso senoidal em torno de 2.5 segundos nas Figuras 4.6-b), 4.6-d) e 4.6-e). Este pulso está relacionado com a camada superficial de baixa velocidade.

Tal camada possui espessura aproximada de 5 quilômetros, análoga a uma bacia sedimentar. No contexto local pode ser representada como a Bacia de Taubaté na região da Faixa Ribeira. As outras reverberações de Moho são bem características, essas múltiplas $PpPs$ e $PpSs+PsPs$ são bem demarcadas em ~ 13 e ~ 19 segundos neste modelo de velocidade.

Os resultados gerados pelos modelos de velocidade mostram como as Funções do Receptor se comportam a algumas variações de velocidade. Nota-se que quando as variações de velocidades são grandes pode-se visualizar melhor a conversão da onda P em S e suas múltiplas, como visto nas Figuras 4.6-b), 4.6-d) e 4.6-e). Porém quando há uma pequena variação da velocidade com a profundidade, como exemplo o modelo Sintético de FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004), a identificação das reflexões na Função do Receptor é bem complicada, como pode ser visto na Figura 4.6-c).

4.4.2 Modelos de velocidade perfilados para camadas inclinadas

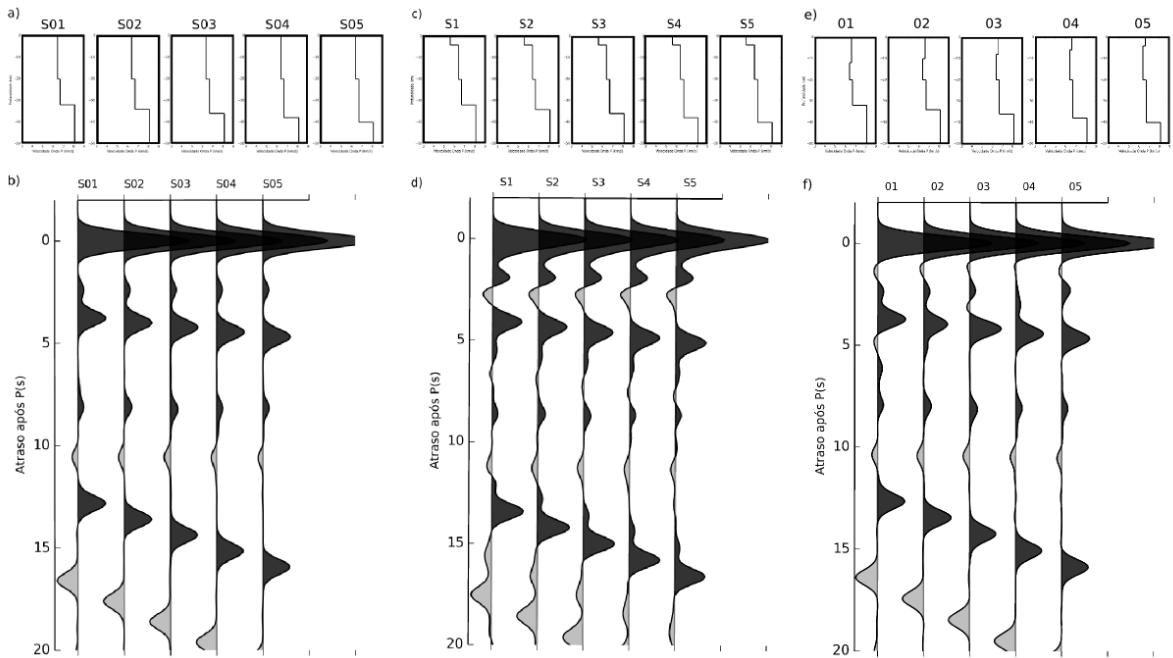


Figura 4.7: Perfil com Funções do Receptor Sintéticas para área abrangida pelo projeto do SUBSAL segundo modelos de velocidade Solon-Silva(2014), como mostrado na Figura 4.6.

Para entender melhor como as Funções do Receptor são influenciadas por uma configuração estrutural mais complexa, modelos de velocidade sintéticos foram perfilados para gerar dados semelhantes aos da Rede SUBSAL. Esses modelos apresentam profundidades diferentes de Moho para cada estação, além de um descontinuidade intermediária. Isto é feito para entender a resposta da Função do Receptor para tais

profundidades, como mostrado na Figura 4.7-a). O modelo apresentado na Figura 4.7-c) apresenta uma camada superficial com baixa velocidade e na Figura 4.7-e) introduziu-se uma inversão de velocidade no perfil criado para analisar a resposta das Funções do Receptor neste tipo estruturação crustal.

Na Figura 4.7 observa-se três grupos de perfis de modelos com velocidades diferentes. Tais modelos foram confeccionados de acordo com o modelos geológicos locais e com os perfis de velocidades citados anteriormente. A Figura 4.7-a) mostra os perfis de velocidade baseados nas inversões de SOLON e LA TERRA (2013) e de SILVA (2014) com uma descontinuidade constante bem marcada no meio da crosta, por volta de $20 \sim km$. A resposta dessa descontinuidade média da crosta é apresentada na Figura 4.7-b). Onde também é mostrado uma descontinuidade de Moho variando de profundidade em cada estação, bem marcada pela distância entre a primeira reflexão e a segunda grande reflexão, conversão da onda P em S.

Nos modelos de velocidade apresentados na Figura 4.7-c) é adicionado uma camada com baixa velocidade na parte superior do perfil, de profundidade $5km$, analogamente à bacias sedimentares terciárias presentes na área, como a Bacia de Taubaté. A resposta a essa camada de baixa velocidade é mostrada na Figura 4.7-c) como um pulso senoidal por volta de 2,5 segundos.

Na Figura 4.7-e) adicionou-se ao modelo de velocidade uma velocidade alta na parte superior da crosta com inclinação contrária a descontinuidade caracterizada com Moho. Nota-se na Figura 4.7-f) que há uma sobreposição de sinais referentes a essas essa descontinuidades. Logo quanto maior a complexidade da área há uma dificuldade na interpretação dos resultados da Funções do Receptor.

4.5 Resultados

Pesquisas envolvendo a propagação de ondas sísmicas no interior da Terra auxiliam na determinação da estrutura da mesma. Essas análises permitem recuperar, dependendo da resolução, a geometria das descontinuidades no interiores, ligadas à velocidade de propagação das ondas de corpo.

O método da Função do Receptor, desenvolvido por LANGSTON (1977), gera informações sobre a estrutura debaixo da estação sismográfica. A confiança nos resultados gerados pelo método varia em função da quantidade e qualidade das Funções do Receptor. Por isso é importante que a estação esteja funcionando corretamente e tenha uma grande quantidade de dados disponíveis.

O foco principal deste trabalho foram as fases da Função do Receptor relacionadas a descontinuidade de Moho, interface Crosta-Manto, e reflexões internas da crosta terrestre. Os resultados obtidos pelas estações temporárias foram comparados com a estação SLP01, estação permanente próxima a região de estudo. Assim

aumentando a confiabilidade nos dados gerados pela rede de estações temporárias.

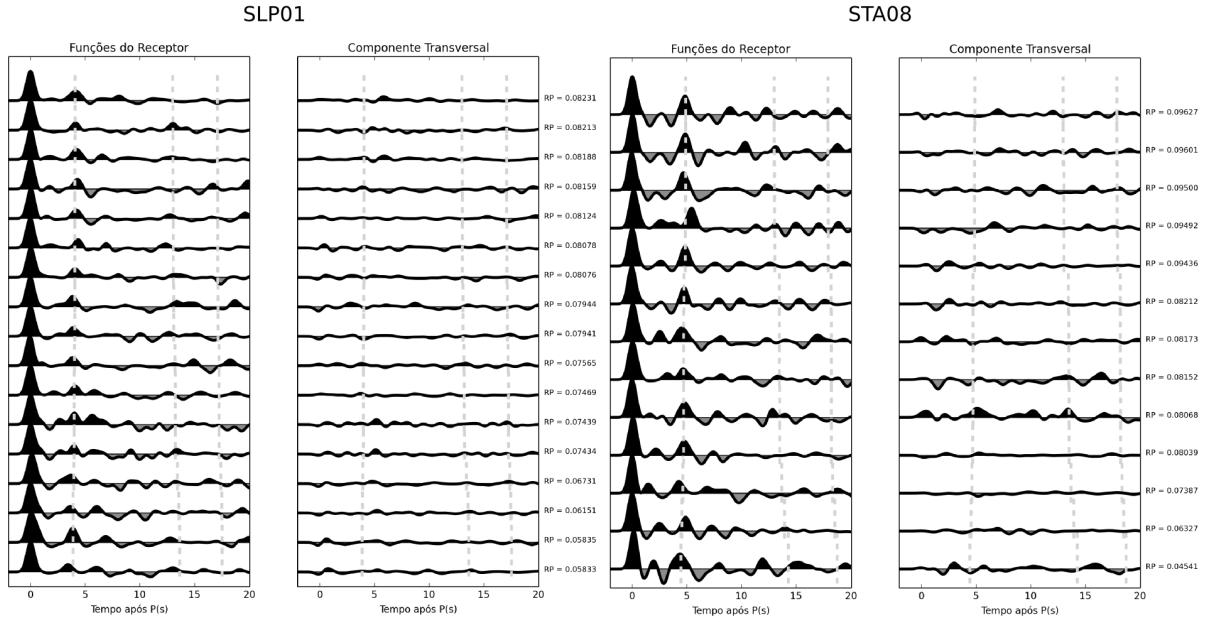


Figura 4.8: Exemplos de Funções do Receptor e da Componente Transversal para as estações SLP01(permanente) e STA08(temporária) distribuídas em função do parâmetro do Raio. O primeiro pico significa a chegada da onda P direta. Já o segundo a conversão da onda P em S em Moho. As outras múltiplas geradas em Moho não são observáveis. A linha pontilhada simboliza os tempos de chegada teóricos calculados segundo o modelo IASPEI91 de KENNEDY (1991). O parâmetro de largura do filtro gaussiano (σ) utilizado foi 2 para sismos distantes ($>20^\circ$) e de 15 para sismos próximos ($<20^\circ$).

A Figura 4.8 mostra as Funções do Receptor obtidas a partir de vários eventos para a estação permanente SLP01 e para a estação temporária STA08, estas organizadas de acordo com o parâmetro do raio. Estes sinais foram normalizados pela amplitude do primeiro pico, que é a chegada da onda P direta, já o segundo, por volta de 5 segundos, é a onda P convertida em onda S na descontinuidade de Moho. As linhas verticais pontilhadas demarcam os tempos teóricos de chegada calculados pelo modelo IASPEI91 de KENNEDY (1991) para cada múltipla. As multiplas $PpPs$ e $PpSs+PsPs$ tem uma amplitude menor que a onda P convertida em S (Ps) devido a grande distância entre o ponto incidente e a estação, então estas reverberações são mais afetadas por variações laterais, espalhamento e atenuação inelástica. Os sismogramas não apresentam clareza quanto a essas reverberações. A múltipla $PpPs$ não é observada facilmente e a múltipla $PpSs + PsPs$ está mascarada pelo ruído em todos os registros das estações temporárias.

Com as Funções do Receptor calculadas, utilizou-se o método desenvolvido por ZHU e KANAMORI (2000) para calcular a profundidade de Moho e a razão v_p/v_s nas estações sismográficas. Os resultados gerados estão descritos na Tabela 2 (Anexo 2).

Para uma melhor visualização dos resultados gerados interpolou-se as profundidades de Moho. Para melhorar a distribuição espacial das profundidades adicionou-se algumas estações sismográfica utilizados por ASSUMPÇÃO *et al.* (2013a), estações localizadas na Tabela 3. O mapa da interpolação das medidas das espessuras de Moho pode ser visto na Figura 4.9. Nota-se na Figura 4.9 que a descontinuidade de Moho estimada é maior no interior do continente do que na região costeira, corroborando com os dados de FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004), ASSUMPÇÃO *et al.* (2013b), ASSUMPÇÃO *et al.* (2013a) e VAN DER MEIJDE *et al.* (2013). As estações que bordeiam o Cráton do São Francisco e a Bacia do Paraná tem uma espessura média de Moho de 40 km. Já as outras estações tendem a uma espessura de Moho crescente quando mais próximas da Faixa Brasília, Cráton do São Francisco e da Bacia do Paraná.

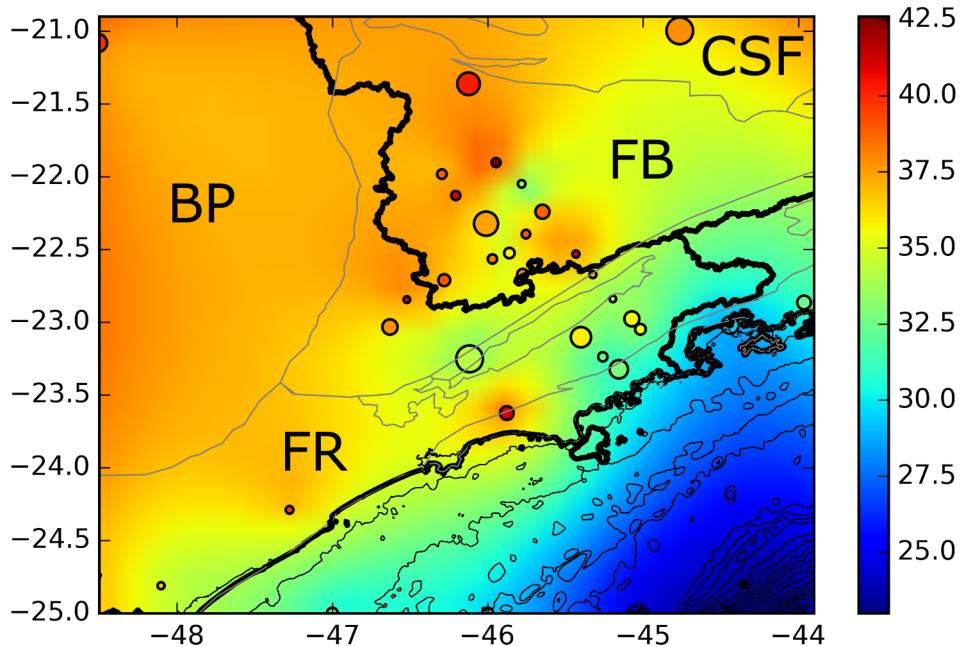


Figura 4.9: Mapa da espessura crustal da região em estudo, os valores da espessura de Moho está localizado na Tabela 2 (Anexo 2). Os círculos representam as estações sismográficas e as cores represetam a espessura de Moho em cada estação. O tamanho do círculo em cada estação representa a influência do erro, quanto maior o círculo menor o erro da profundidade de Moho para a estação. BP-Bacia Paraná, CSF-Cráton do São Francisco, FB-Faixa Brasília, TO-Terreno Oriental e FR-Faixa Ribeira.

O mapa gerado pela interpolação das razões V_p/V_s para cada estação pode ser visto na Figura 4.10. As razões V_p/V_s estão na 2 (Anexo 2). Pode ser visto na Figura 4.10 que a média da razão V_p/V_s para a região em estudo é por volta de 1.73 a 1.75. Não há um padrão bem estabelecido para a razão V_p/V_s e as estruturas geológicas da região, porém o que é pode ser distinguido é que próximo a costa da divisa entre o Rio de Janeiro e São Paulo a razão V_p/V_s é maior que nas outras regiões.

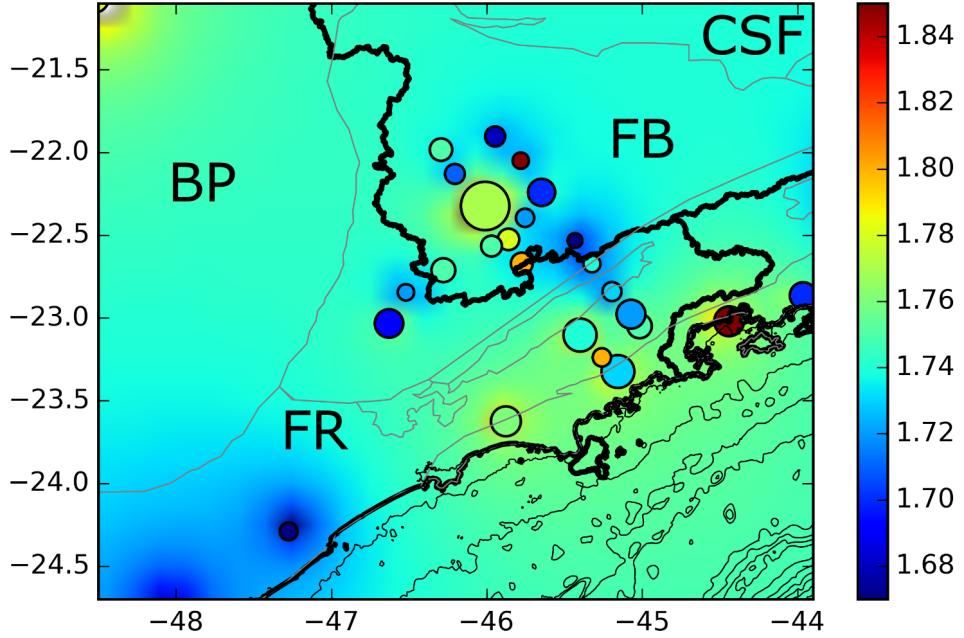


Figura 4.10: Interpolação da razão V_p/V_s para cada estação. Os círculos representam as estações sismográficas e as cores representam a razão V_p/V_s em cada estação. O tamanho do círculo em cada estação representa a influência do erro, quanto maior o círculo menor o erro da razão V_p/V_s para a estação. BP-Bacia Paraná, CSF-Cráton do São Francisco, FB-Faixa Brasília, TO-Terreno Oriental e FR-Faixa Ribeira.

As Funções do Receptor para cada estação foram empilhadas linearmente para gerar estes perfis, de acordo com o arranjo das estações sismográficas. Os perfis mostrados nas Figuras 4.11, 4.12 e 4.13 reforçam os resultados mostrados na Figura 4.9. Observando estes perfis é evidente que a proximidade com a costa faz com que as reflexões tendam a ser mais rápidas devido a menor espessura de Moho, logo ratificando o afinamento crustal na direção do oceano. No perfil paralelo a costa, Figura 4.13, nota-se uma tendência de afinamento crustal em direção a Bacia do Paraná, porém uma variação lateral pequena.

Identificam-se sinais precursores ao sinal de Moho por volta de 2 a 4 segundos, estes variam ao longo de todos os perfis, como pode ser visto nas Figuras 4.11, 4.12 e 4.13. Estes sinais apresentam-se na forma de senoïdes, e de acordo com as modelagens apresentadas nas Figuras 4.6 e 4.7 podem ser relacionados com uma interface superficial de baixa velocidade. É visível a mudança no comportamento desses sinais de acordo com o grupo de backazimute, corroborando sobre a heterogeneidade geológica da região. VINNIK *et al.* (2007) mostra que na presença de anisotropia azimutal ou heterogeneidade lateral, as ondas convertidas e refletidas são registradas em todas as três componentes e suas amplitudes dependem do azimute. Pode ser observado na Figura 4.8 altas amplitudes na componente tangencial das Funções do Receptor de ambas estações. Segundo VINNIK *et al.* (2007), se as fases

convertidas e reverberadas na componente radial das Funções do Receptor possuem amplitudes maiores que as fases da componente tangencial, a aproximação 1-D para a estrutura abaixo da estação é considerada válida.

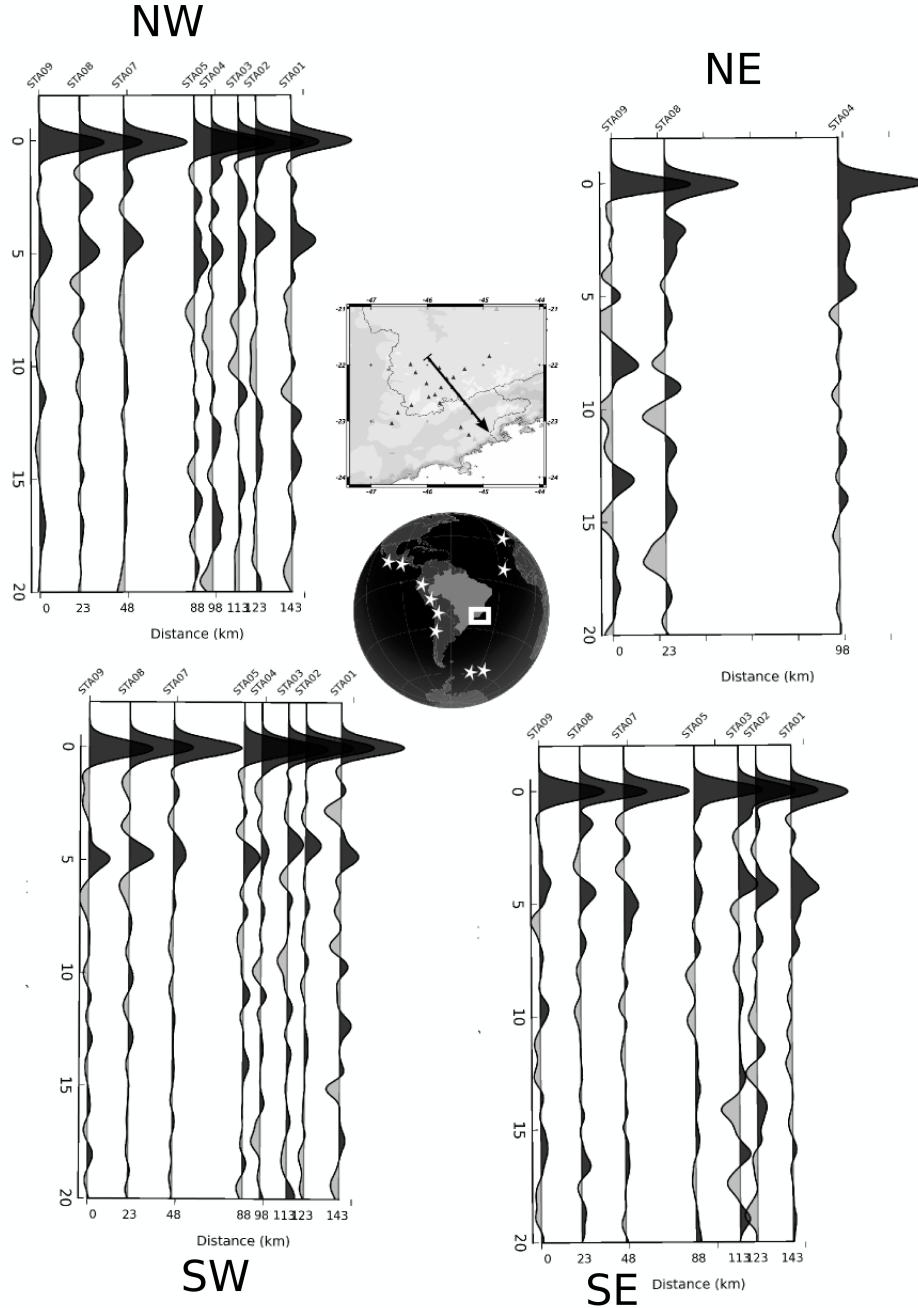


Figura 4.11: Seção com as Funções do Receptor empilhadas linearmente segundo o perfil 1 (STA09-STA01). Cada traço foi empilhado linearmente de acordo com seu grupo de backazimute: NE, SE, SW e NW.

Analizando os traços das Figuras 4.11, 4.12 e 4.13 nota-se uma diferença considerável na qualidade das Funções do Receptor para cada grupo de azimute. Além da quantidade de eventos oriundos da parte oriental (NE e SE) ser menor que a ocidental, que gera Funções do Receptor de baixa qualidade, observa-se nos tracos

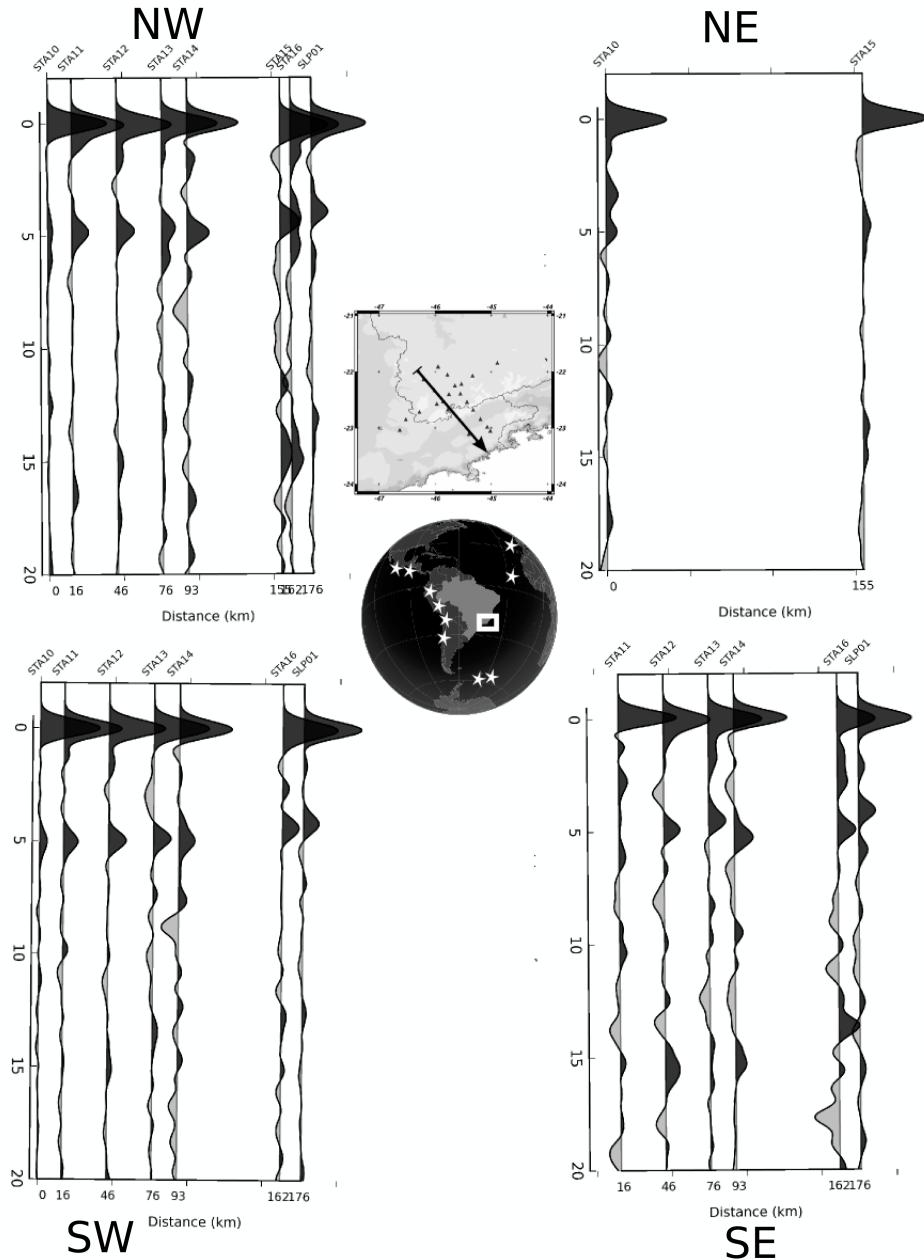


Figura 4.12: Seção com as Funções do Receptor empilhadas linearmente segundo o perfil 2 (STA10-SLP01). Cada traço foi empilhado linearmente de acordo com seu grupo de backazimute: NE, SE, SW e NW.

do grupo NE um sinal semelhante com o modelo Sintético mostrado por FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004), Figura 4.6-c), em que há inúmeros pontos causadores de espalhamento. Isso gera um sinal bastante sinuoso sem marcações claras das reflexões e reverberações de Moho.

Visando diminuir o ruído e melhorar a interpretação visual do resultado das Funções do Receptor incrementou-se o método desenvolvido por SCHIMMEL e PAULSEN (1997) através do janelamento. O resultado pode ser visto na Figura 4.14. É notável supressão de sinal após 15 segundos e também que em nenhuma

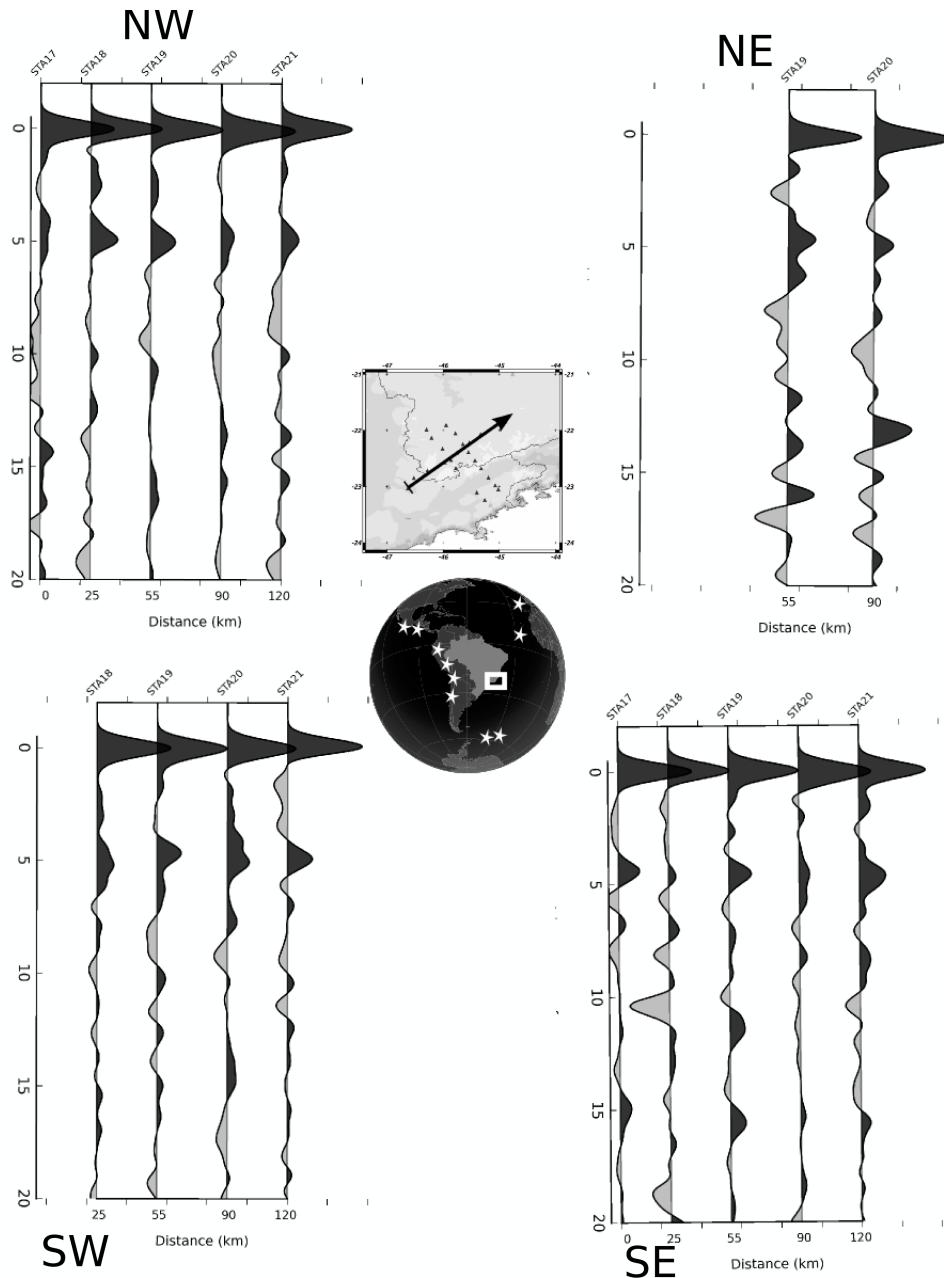


Figura 4.13: Seção com as Funções do Receptor empilhadas linearmente segundo o perfil 3 (STA17-STA21). Cada traço foi empilhado linearmente de acordo com seu grupo de backazimute: NE, SE, SW e NW.

das estações há reverberações de Moho visíveis. Uma observação importante é a presença de picos positivos antes de 5 segundos após a utilização da PWSW, e também existe um conjunto de picos negativos entre 5 e 10 segundos que possuem um padrão de reflexão contrário a Moho. Estas reflexões podem estar relacionadas a uma descontinuidade interna à crosta.

As incertezas na medidas, mostradas na Tabela 2, estão diretamente ligadas a quantidade e qualidade das Funções do Receptor. A seleção das melhores Funções do Receptor é um fase importante, pois a qualidade da Função do Receptor é pre-

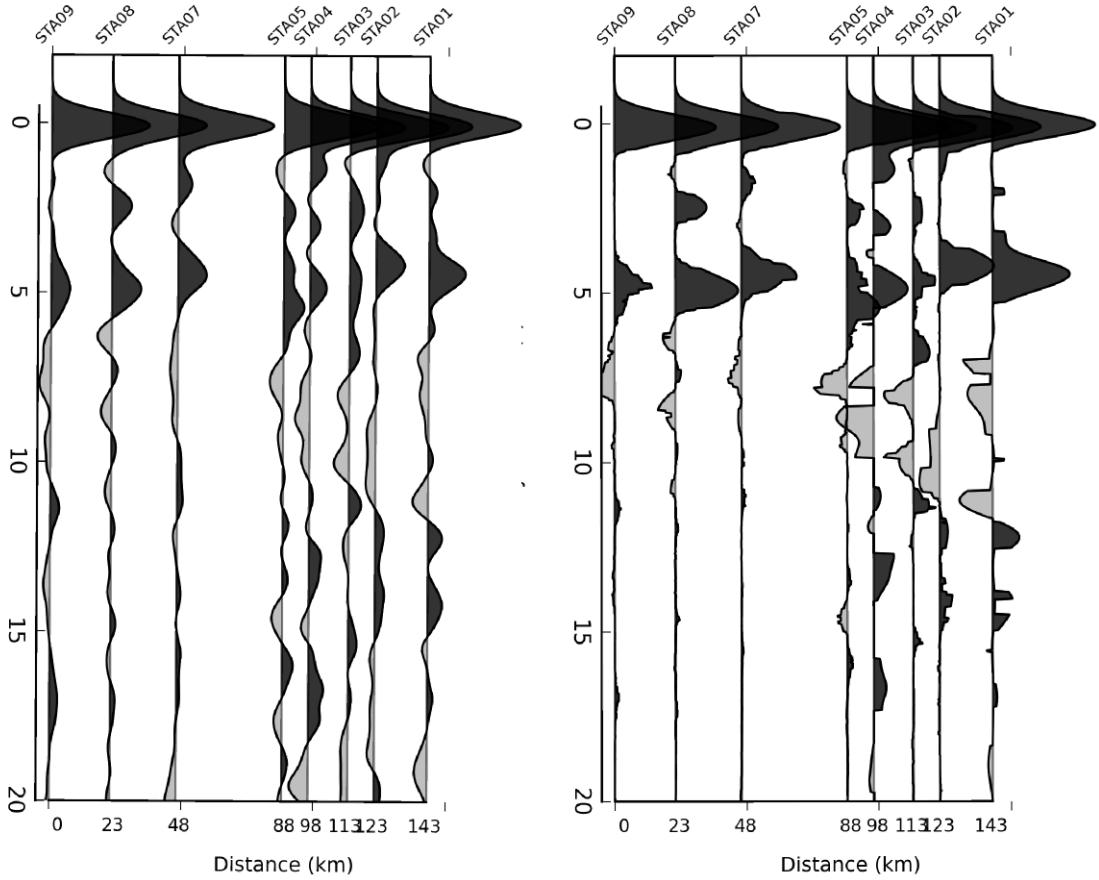


Figura 4.14: Seções do perfil 1 do grupo NW comparando entre os métodos de empilhamento linear (LS) e empilhamento ponderado na fase com janelamento (PWSW)

poderante sobre a quantidade. A imprecisão associada a cada um dos parâmetros obtidos pelo método de ZHU e KANAMORI (2000) é estimada pelo método ”*bootstrap*”, desenvolvido por EFRON e TIBSHIRANI (1991). Neste trabalho utilizou-se 200 subconjuntos para se fazer a estimativa das incertezas associadas ao cálculo da profundidade de Moho e da razão v_p/v_s . As incertezas também podem estar associadas à escolha da velocidade média crustal, pois assumiu-se uma velocidade de 6.4 km/s . Essa velocidade partiu de trabalhos já realizados na área como o de BASSINI (1986) e FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004).

Capítulo 5

Correlação Cruzada de Ruído Ambiental Sísmico

5.1 Introdução

Os métodos para determinar a estrutura sísmica da Terra, em particular os métodos tomográficos, baseiam-se num princípio simples: a determinação das velocidades de propagação das ondas sísmicas e a procura de um modelo que melhor se ajuste às velocidades encontradas. A resolução dos modelos obtidos depende do tipo de onda utilizado e da geometria espacial das estações sismográficas segundo à fonte do sinal. AKI (1957) propôs a utilização do ruído sísmico ambiental para medir a dispersão das ondas Rayleigh e Love nas camadas mais superficiais. Somente CAMPILLO e PAUL (2003) e SHAPIRO e CAMPILLO (2004) mostraram, pela primeira vez, a presença de ondas superficiais nas correlações cruzadas entre pares de estações.

CAMPILLO e PAUL (2003), SHAPIRO e CAMPILLO (2004) e, principalmente, WAPENAAR (2004) mostram que pode-se recuperar a resposta elástica da Terra a partir da correlação cruzada entre dois pontos em um campo de ondas difuso ou aleatório. Essa resposta é aproximada como a Função de Green, como é mostrada na equação 5.1.

BOSCHI *et al.* (2013) define a correlação cruzada ($C_{xy}(t, \omega)$) como:

$$C_{xy}(t, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-T}^T u_1(x, t, \omega) u_2(y, t + \tau, \omega) d\tau \quad (5.1)$$

onde u_1 e u_2 são sinais registrados em duas estações nas posições x e y , t é o tempo, ω é a frequência, τ é o atraso e o parâmetro T define o tamanho da janela em que a correlação cruzada é computada.

Por possuir inúmeras vantagens em relação aos métodos de análise tradicionais

que utilizam dados de sismos para a tomografia sísmica, o número de artigos sobre a correlação de ruído ambiental cresceu bastante. SHAPIRO e CAMPILLO (2004) lista as seguintes vantagens: as medidas podem ser realizadas em qualquer direção de propagação e não estão limitadas à geometria fonte-receptor; não dependem da localização da fonte; a zona de sensibilidade destas medições situa-se na região entre as duas estações; pode-se analisar pequenos períodos se existirem estações relativamente próximas umas das outras.

SHAPIRO e CAMPILLO (2004) testaram se as funções de Green podem ser extraídas do ruído sísmico ambiental, neste teste eles selecionaram um período relativamente calmo no nível de atividade sísmica mundial, onde não ocorreram sismos com magnitude maior que 7, com esses registos contínuos da componente vertical das estações ANMO e CCM nos Estados Unidos, podem ser observadas na Figura 5.1-a), calcularam a correlação cruzada para diferentes bandas de período, mostrado na Figura 5.1-b), e aplicaram a análise tempo/frequência, desenvolvida por LEVSHIN e RITZWOLLER (2001), para calcular a velocidade de grupo das ondas de superfície. SHAPIRO e CAMPILLO (2004) compararam as características de dispersão do sinal emergente com resultados obtidos de métodos que utilizam dados de sismos para o mesmo trajeto. Nesta comparação verificaram que os resultados obtidos para os dois casos são semelhantes.

5.2 Processamento

Para o processamento dos dados utilizou-se o código escrito pelo Professor Bruno Goutorbe do departamento de Geologia da Universidade Federal Fluminense. Tal código engloba: preparação dos dados, cálculo da correlação, análise Tempo/frequência e inversão tomográfica. O código está disponível no repositório do GitHub: <https://github.com/bgoutorbe/seismic-noise-tomography>.

Conceitualmente o fluxo de preparação e processamento é baseado no trabalho de BENSEN *et al.* (2007), porém algumas alterações na filtragem espectral foram feitas devido a utilização de dados de média a alta frequência. O fluxograma 5.2 representa um resumo do processamento, cada etapa mostrada no fluxograma terá uma explicação sintetizada nos tópicos a seguir.

5.2.1 Preparação dos dados para cada estações

BENSEN *et al.* (2007) cita que a primeira fase do processamento é feita para preparar os dados da forma da onda de cada estação individualmente. Faz-se isso para acentuar o ruído ambiental de banda larga e para remover os sinais de terremoto e de irregularidades instrumentais que tendem a ocultar o ruído ambiental.

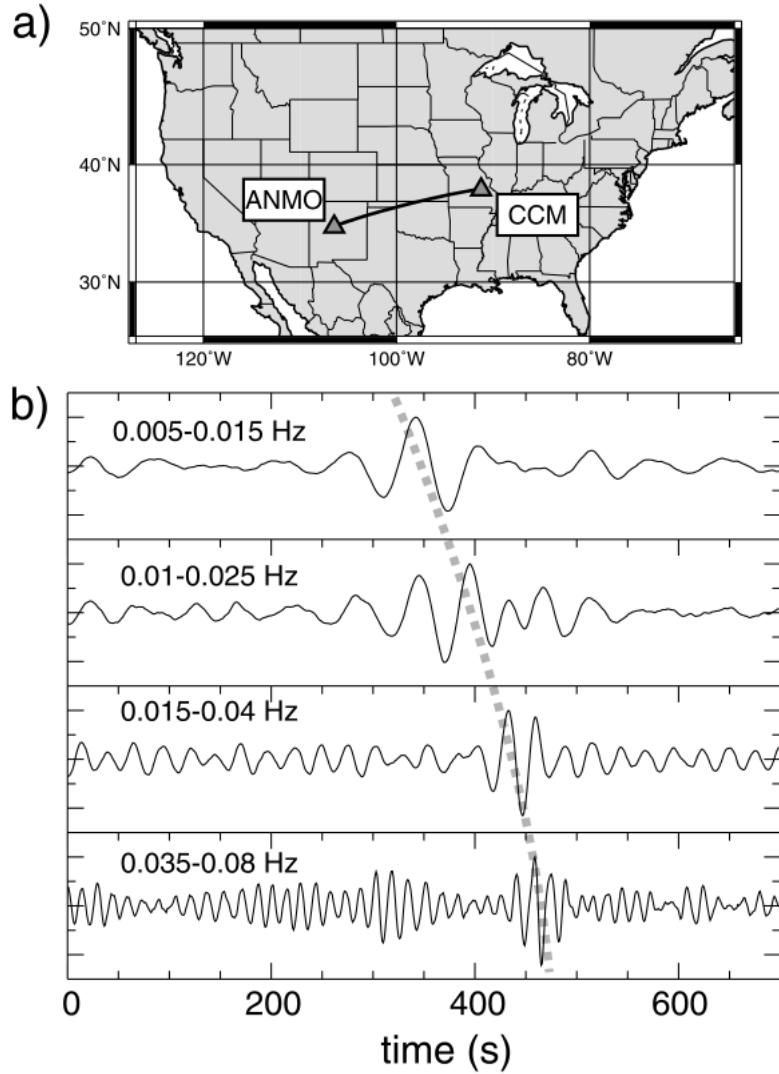


Figura 5.1: a) Mapa mostrando a localização das estações. b) Correlações cruzadas da componente vertical dos registros com diferentes filtros de passa-banda, indicados na parte esquerda superior. Linha pontilhada dá ênfase na dispersão do sinal emergente. Extraído de SHAPIRO e CAMPILLO (2004).

Segundo BENSEN *et al.* (2007), séries temporais diárias com menos que 80% do registro devem ser rejeitadas, mas isso varia de acordo com a discretização do usuário. No caso desse trabalho foram utilizados séries temporais diárias com 99% do registro, com o propósito de usar o mínimo possível a interpolação para preencher as lacunas nos registros.

BENSEN *et al.* (2007) mostra que um passo importante na preparação dos dados é a "normalização temporal" ou "normalização no domínio do tempo". Isto é feito para reduzir na correlação cruzada os efeitos de terremotos, irregularidades instrumentais e fontes de ruídos não-estacionários próximos à estação. BENSEN *et al.* (2007) compara cinco métodos diferentes para a normalização temporal, como

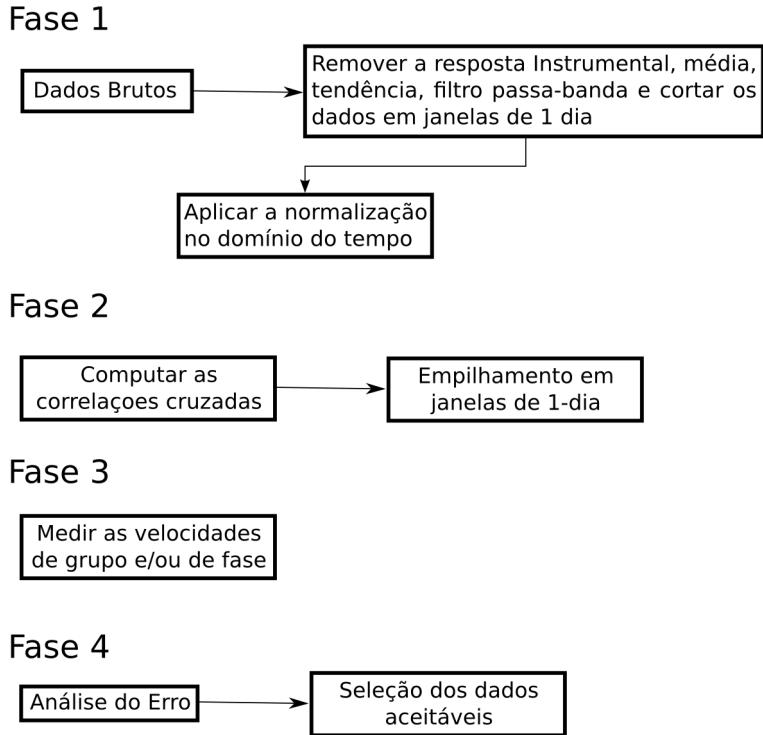


Figura 5.2: Representação esquemática do processamento. Fase 1 - etapas que envolvem a preparação dos dados antes da correlação. Fase 2 - esboços do processo de correlação cruzada e empilhamento. Fase 3 -Medidas de dispersão. Fase 4 - Análise do Erro e seleção de dados aceitáveis. Adaptado de BENSEN *et al.* (2007).

observado na Figura 5.3.

Terremotos geram grandes impecílios na automatização do processamento, pois eles ocorrem irregularmente e apenas grandes terremotos são encontrados nos catálogos globais, como visto na Figura 5.3-a. Então a remoção dos sinais dos terremotos tem que ser adaptativa aos dados. Muitos estudos aplicam a técnica da "normalização 1-bit", como observado na Figura 5.3-b, em que somente o sinal da série temporal é retido (+1 ou -1) e a amplitude é completamente ignorada. Neste trabalho foi aplicado a "normalização da média absoluta móvel", esta produz uma razão sinal-ruído maior que a normalização 1-bit no conjunto de dados. Como mostra SEATS *et al.* (2012) em seus estudos. A "normalização da média absoluta móvel" é calculada na janela de terremotos (15 a 50 segundos) para isolar os terremotos que não são visíveis no sinal bruto.

5.2.2 Normalização espectral ou braqueamento

O Ruído Sísmico Ambiental não é branco no domínio da frequência, ou seja, tem frequências que se destacam. BENSEN *et al.* (2007) cita que a normalização espectral atua para alargar a banda do sinal nas correlações cruzadas e atua contra

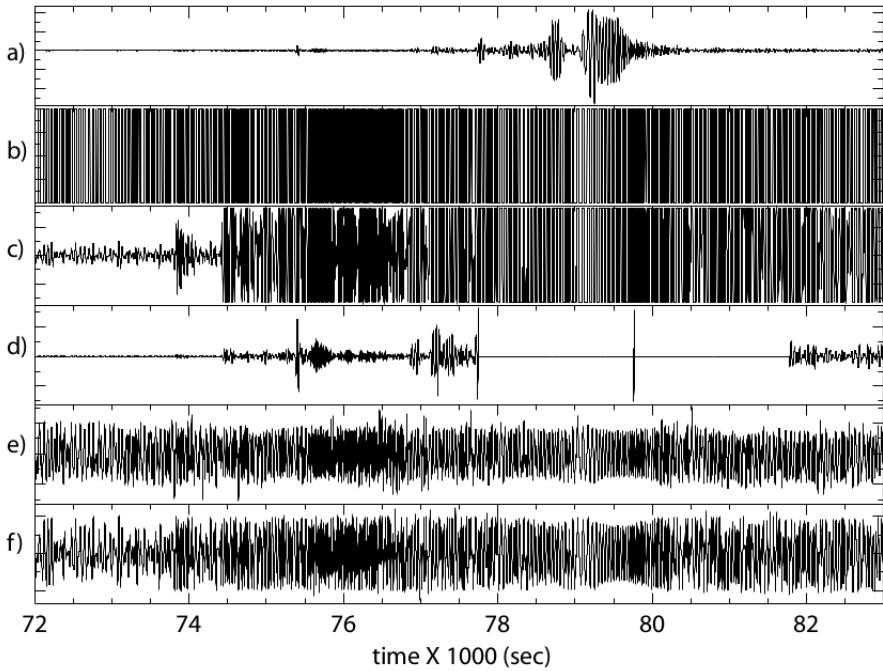


Figura 5.3: Formas de onda mostrando exemplos de cinco tipos de normalização no domínio do tempo testadas por BENSEN *et al.* (2007). Os exemplos estão com o filtro passa-banda entre 20 e 100 segundos e mostram a contaminação por sinais de terremoto. (a) Dado bruto mostrando 3 horas de dados janelados em torno de um grande terremoto ($M = 7.2$, Afeganistão) registrado na estação ANMO. (b) Normalização 1-bit. (c) Forma de onda cortada, onde o limiar de recorte é igual ao rms da amplitude do sinal de um dado dia. (d) Evento detectado e removido automaticamente. (e) Normalização da média absoluta móvel. (f) Normalização ‘water level’. Retirado de BENSEN *et al.* (2007).

a degradação causada por fontes persistentes, como mostrado na Figura 5.4. Portanto, fez-se uso da normalização espectral nos dados brutos para tentar diminuir a esse efeito.

A janela temporal utilizada por BENSEN *et al.* (2007) em seu trabalho é de 7 a 150 segundos, porém quando a distância entre as estações é pequena ($\simeq 20\text{km}$) é necessário utilizar períodos mais curtos, como é o caso desse trabalho. A banda de interesse desta dissertação é de 2 a 50 segundos, logo inclui-se o ruído de alta frequência no processamento. Com a necessidade de preservar este ruído de alta frequência, não se aplicou a normalização espectral nas correlações cruzadas calculadas. Testes preliminares com a normalização espectral nas correlações cruzadas calculadas mostraram que com a normalização espectral dos dados a qualidade em curtos períodos era menor.

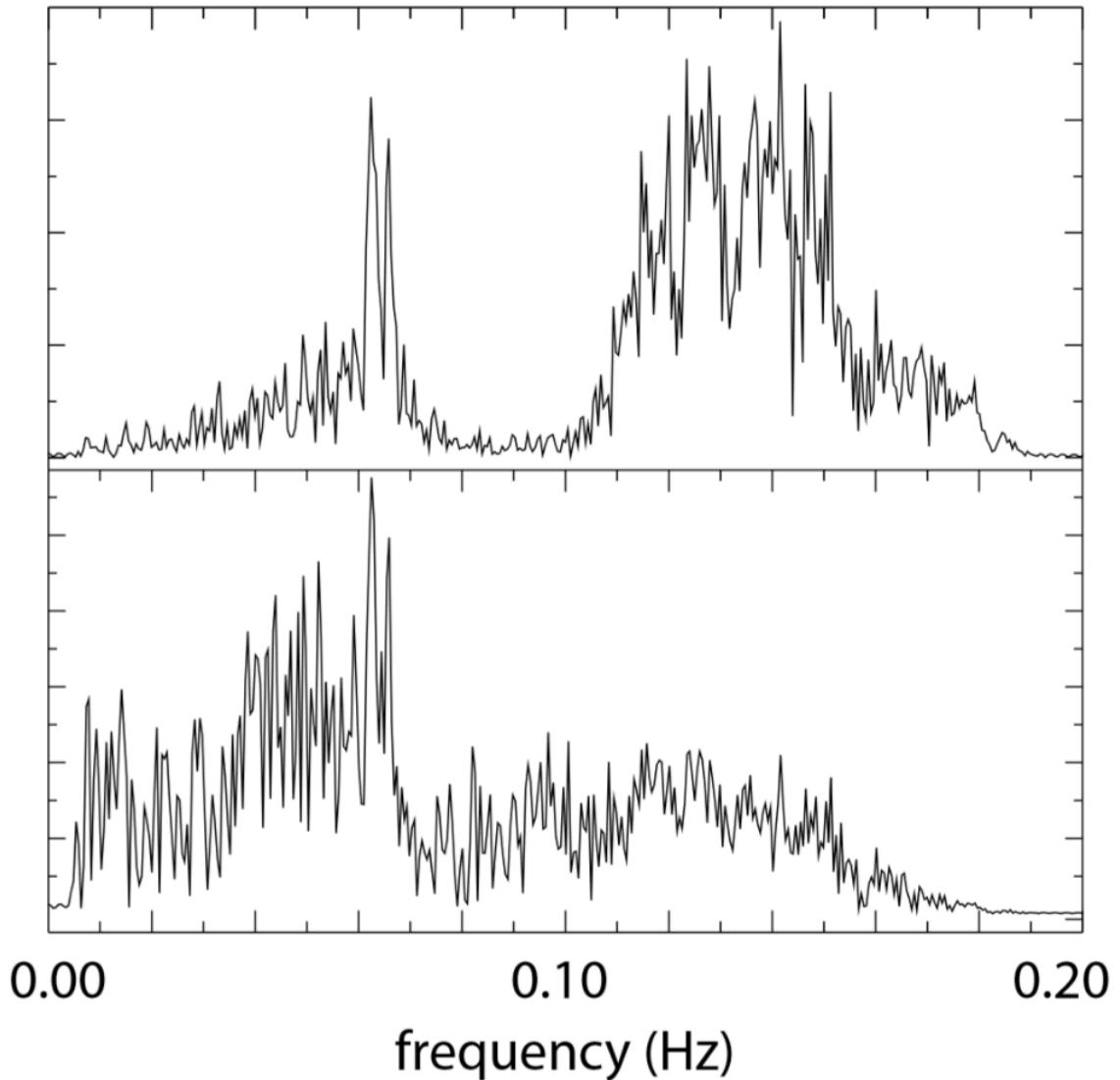


Figura 5.4: Comparação entre correlações com e sem normalização espectral. Correlação cruzada das estações CCM e SSPA (Standing Stone, PA, USA) filtrada entre 7 e 150 segundos.

5.2.3 Correlação Cruzada, Empilhamento e Sinal emergente

Após preparar as séries temporais diárias, a próxima fase, como visto na Figura 5.2, é computar as correlações cruzadas e o empilhamento, mostrados na Figura 5.5. BENSEN *et al.* (2007) mostra que mesmo com distâncias entre as estações sendo muito longas ou curtas deve-se fazer a correlação entre todas os pares de estações possíveis. No futuro deve-se fazer a seleção das medidas aceitáveis. O número total de pares de estações possíveis é dado por $n(n - 1)/2$, onde n é o número de estações.

A correlação cruzada das séries temporais, com tamanho de 1 dia, é feita no domínio do tempo e empilha-se as correlações cruzadas diárias para corresponder a uma longa série temporal. O resultado da correlação cruzada são funções do tempo com dois lados, positivo e negativo, com coordenadas em função do tempo, isto é,

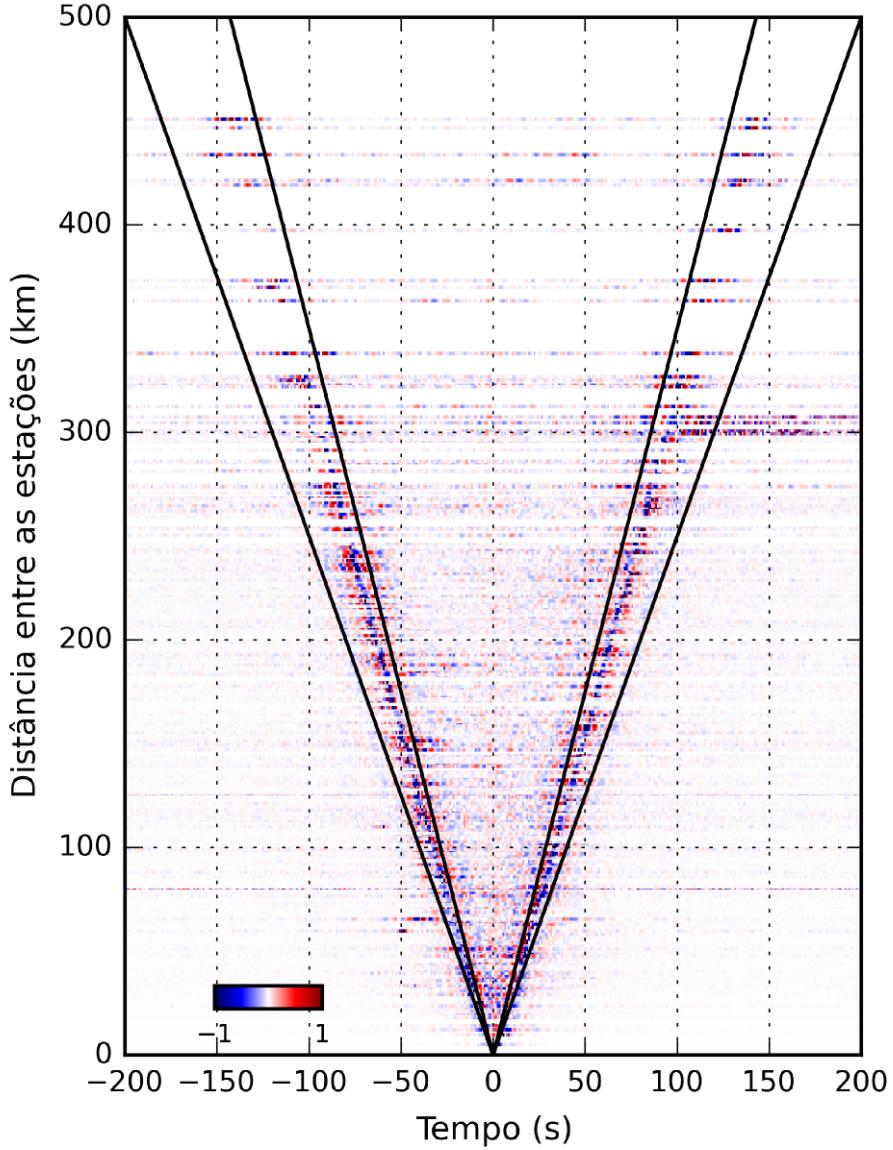


Figura 5.5: Correlações cruzadas de acordo com a distância entre as estações. Linhas indicam as velocidades de 2.5 e 3.5 km/s , faixa de velocidade para as ondas de superfície. Dados foram filtrados por um filtro passa-banda entre 2 e 50 segundos.

correlação dos atrasos positivo e negativo, como pode ser visto na Figura 5.5. O tamanho da série temporal irá depender do grupo de velocidade das ondas e da distância entre as estações.

A parte positiva da correlação cruzada é chamada de sinal "causal" e a parte negativa de "acausal". BENSEN *et al.* (2007) mostra que essas formas de onda representam ondas viajando em direção opostas entre o par de estações, como mostrado na Figura 5.5. Se as fontes do ruído ambiental são distribuídas homogeneamente em todas as direções, a parte causal e acausal devem ser idênticas. No entanto, assimetrias consideráveis na amplitude e no espectro são observadas, indicando diferenças nas fontes e na distribuição azimutal das mesmas. BENSEN *et al.* (2007) mostra que comprimindo os dois lados do sinal, causal e acausal, em um sinal pode-se aumentar

a razão sinal-ruído, o sinal resultante é chamado de sinal simétrico.

5.2.4 Medidas da Dispersão

Após o cálculo e empilhamento das correlações cruzadas diárias, a forma de onda resultante é a função de Green estimada, CAMPILLO e PAUL (2003), SHAPIRO e CAMPILLO (2004) e, principalmente, WAPENAAR (2004) e BENSON *et al.* (2007). Com a função de Green pode-se medir a velocidade de grupo e de fase pela análise frequência-tempo (FTAN), como mostra LEVSHIN e RITZWOLLER (2001). BENSEN *et al.* (2007) diz que embora FTAN seja aplicada amplamente para fazer medidas das velocidades de grupo, curvas da velocidade de fase também são medidas naturalmente no processo.

BENSEN *et al.* (2007) exemplifica o cálculo da Dispersão das ondas no domínio da frequência por:

$$S_a(\omega) = S(\omega)(1 + \text{sgn}(\omega)) \quad (5.2)$$

onde $\text{sgn}(\omega)$ é a função sinal, $S(\omega)$ é a transformada de Fourier da forma de onda $s(t)$, também chamado "sinal analítico".

A transformada inversa é expressa no domínio do tempo por:

$$S_a(t) = s(t) + iH(t) = |A(t)| \exp(i\Phi(t)) \quad (5.3)$$

onde $H(t)$ é a transformada de Hilbert de $s(t)$. Para construir a função tempo-frequência, o sinal analítico é submetido a um conjunto de filtros Gaussianos passabanda estreitos com frequências centrais ω_0 :

$$S_a(\omega, \omega_0) = S(\omega)(1 + \text{sgn}(\omega))G(\omega - \omega_0) \quad (5.4)$$

$$G(\omega - \omega_0) = e^{-\alpha(\frac{\omega - \omega_0}{\omega_0})^2} \quad (5.5)$$

Após a transformação inversa cada função passa-banda é retornada ao domínio do tempo produzindo uma função modulada 2-D, $|A(t, \omega_0)|$, e uma função da fase, $\Phi(t, \omega_0)$. Onde α é o parâmetro que define as resoluções complementares no domínio da frequência e do tempo, LEVSHIN e RITZWOLLER (2001). O tempo de chegada de grupo, $\tau(\omega_0)$, como uma função da frequência central do filtro Gaussiano é determinado do pico da função modulada de modo que a velocidade de grupo é $U(\omega_0) = r/\tau(\omega_0)$, onde r é a distância entre as estações. BENSEN *et al.* (2007)

substitui ω_0 pela "frequência instantânea", como mostra BRACEWELL (1978). A frequência instantânea é definida como taxa de variação da fase do sinal analítico num tempo τ . BENSON *et al.* (2007) declara que esta correção é significativa quando o espectro da forma de onda apresenta picos. Devido ao vazamento espectral as frequências centrais dos filtros de bandas estreitas podem não representar fielmente o conteúdo da frequência de saída dos filtros. BOASHASH (1992) explica detalhadamente a utilização da frequência instantânea. Para o processamento utilizou-se a frequência central para a análise tempo/frequência.

A análise frequência-tempo é descrita em duas etapas por LEVSHIN e RITZWOLLER (2001) e BENSON *et al.* (2007). A primeira etapa (FTAN bruta), filtros Gaussianos passa-banda estreitos são aplicados na representação analítica da correlação cruzada. Se o período central do filtro é T , o tempo em que a amplitude do sinal filtrado chega no máximo corresponde ao tempo de viagem, equivalente a velocidade de grupo v_g , da onda Rayleigh num período T . No entanto, deve-se garantir que a curva de dispersão, $v_g(T)$, é uma função suave do período, escapando de saltos causados por máximos espúrios. Isso é feito graças um algoritmo que maxima a soma das amplitudes atravessada pela curva de dispersão, e inclue um termo penalizando descontinuidades na curva.

Essa FTAN bruta é realçada com o uso de um filtro '*phase-matched*', em que o termo de correção $\psi(\omega)$ é aplicado na fase dos sinal analítico no domínio da frequência. $\psi(\omega)$ é avaliado graças à curva de dispersão bruta $v_g(T)$ como:

$$\psi(\omega) = \Delta \int_{\omega_0}^{\omega} \frac{d\omega'}{v_g(\omega')} \quad (5.6)$$

onde Δ é a distância entre as estações e $\omega = \frac{T}{2\pi}$. Uma curva de dispersão filtrada pode então ser medida repetindo o primeiro passo com o sinal filtrado pelo termo de correção.

A variabilidade estatística das medidas de dispersão é avaliada pelo FTAN e pelas medidas das curvas de dispersão nas correlações cruzadas obtidas dos subconjuntos sazonais trimestralmente (Jan-Fev-Mar, Fev-Mar-Abr, ..., Dec-Jan-Fev).

A Figura 5.6 ilustra todo o processo para o par de estações BL.BSCB-ON.PET01: cálculo das correlações cruzadas, FTAN bruta, FTAN filtrada, medidas das curvas de dispersão e avaliação da variabilidade sazonal.

5.2.5 Controle de Qualidade das Medidas

Como a quantidade de caminhos entre as estações é numerosa, o controle de qualidade das correlações cruzadas deverá ser aplicado automaticamente, assim haverá o

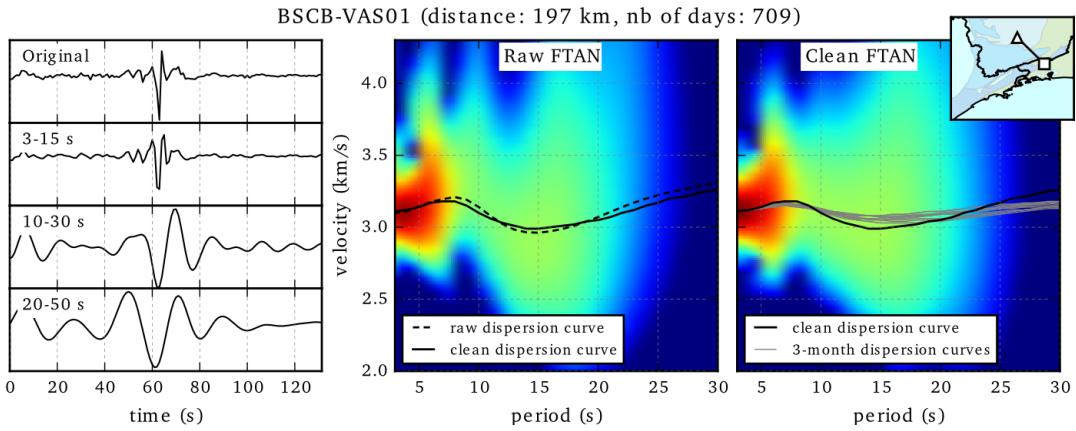


Figura 5.6: Exemplo de correlação cruzada e análise frequência-tempo (FTAN) no par de estações BL.BSCB-ON.VAS01. (Esquerda) Correlação cruzada original simetrizada e filtrada com passa-banda. (Centro) Amplitude da FTAN bruta e (Direita) filtrada, normalizada por cada valor de período e curvas de dispersão das velocidades de grupo. Os dados da forma de onda foram filtradas entre 2 e 50 segundos. Mapa mostrando a localização do par de estações (estações, províncias tectônicas e divisas estaduais) na parte superior direita.

mínimo de interação humana, logo medidas errôneas serão minimizadas. BENSEN *et al.* (2007) mostra que medidas de dispersão confiáveis devem passar pelo seguinte critério: $\Delta > 3\lambda = 3c\tau$ ou $\tau < \Delta/3c$, sendo τ o período, c o comprimento de onda, Δ a distância entre as estações em quilômetros e λ o comprimento de onda. Sendo a velocidade de fase máxima (c) $\sim 4km/s$, o período máximo de trabalho é estabelecido por $\tau_{max} = \Delta/12$. BENSEN *et al.* (2007) observa uma degradação das medidas de dispersão em períodos maiores que τ_{max} , como observado na Figura 5.6.

Para o controle de qualidade dos dados deve-se identificar e rejeitar medidas ruins. Junto com os critérios estabelecidos por BENSEN *et al.* (2007), anteriormente, utilizou-se a razão sinal-ruído (SNR), a razão entre o valor máximo absoluto na janela de sinal e o desvio padrão da janela de ruído. Estas janelas são estabelecidas de acordo com a distância entre as estações (Δ). A janela de sinal é demarcada entre os tempos de chegada correspondentes as velocidades de 2.5 e 3.5 km/s , mostradas na Figura 5.5. A janela de ruído é demarcada 200 segundos após a janela de sinal, isso para garantir que seja apenas ruído. O SNR é calculado para cada período aplicando um filtro Gaussiano estreito centrado no período correspondente.

Outro critério estabelecido por BENSEN *et al.* (2007) é avaliar a repetibilidade temporal das medidas de dispersão. As fontes de ruído ambiental mudam sazonalmente e fornecem diferentes condições para as medições. Dadas certas condições de mudança, a repetibilidade da medição é um indicador significativo de confiabilidade. Neste procedimento calculou-se o desvio padrão para um conjunto de velocidades sazonais, estas devem ter SNR maior que 7 e no mínimo 3 dessas velocidades dis-

poníveis. Se não for satisfeito esse critério o desvio padrão é considerado indefinido.

O conjunto de critérios para considerar as medidas de dispersão de boa qualidade para um período T são:

1. $T \leq$ período de corte, definido no parágrafo anterior;
2. Para velocidades de grupo cujo o desvio padrão é definido: $\sigma \leq 0.1 \text{ km/s}$ e $\text{SNR} \geq 7$;
3. Para velocidades de grupo que o desvio padrão é indefinido: $\text{SNR} \geq 15$.

5.2.6 Inversão Tomográfica

A metodologia desenvolvida por BARMIN *et al.* (2001) foi utilizada para produzir os mapas de velocidade de grupo das ondas Rayleigh. Assume-se que as ondas de superfície seguem os caminhos entre os pares de estações, fazendo com que a inversão seja um problema linear em relação as vagarosidades. Logo num período (T) qualquer as pertubações no tempo de viagem entre os pares de estações é dada por:

$$d = Gm \quad (5.7)$$

O vetor d contém o perturbações no tempo de viagem entre os pares de estações (deduzidos das velocidades de grupo medidas no período T), o vetor de parâmetro m consiste da pertubações na vagarosidade ao longo dos nós de um grade regular e a matriz sensibilidade G realiza a integração entre a vagarosidade ao longo do caminho percorrido pelas ondas. As pertubações são relativas ao modelo de referência, definido como a vagarosidade média implícita por todos o tempos de propagação das ondas observados. A vagarosidade modelada é discretizada ao longo de uma grade regular de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$.

Introduz-se uma função de penalização que é composta por três termos:

$$(Gm - d)^T C^{-1} (Gm - d) + \alpha^2 \|F(m)\|^2 + \beta^2 \|H(m)\|^2 \quad (5.8)$$

O primeiro termo é o desajuste, C é a matriz de covariância dos erros observacionais. C é uma matriz diagonal contendo a variância dos erros nos tempos de viagens observados, deduzidos do desvio padrão das velocidade de grupo, estas velocidades são calculadas previamente.

O segundo termo da função de penalização é a condição de suavidade espacial, que é dada por:

$$F_i(m) = \begin{cases} 1 & \text{if } i = j, \\ -S(r_i, r_j) & \text{if } i \neq j, \end{cases} \quad (5.9)$$

$$S(r_i, r_j) \propto \exp\left(-\frac{\|r_i - r_j\|^2}{2\sigma^2}\right) \quad (5.10)$$

$$\sum_{j \neq i} S(r_i, r_j) = 1 \forall i \quad (5.11)$$

com r_i a posição do i -ésimo nó da grade e σ a largura da suavidade espacial.

O terceiro termo penaliza a norma ponderada no modelo, isso faz com que o modelo suavize regiões onde há pouca cobertura de dados:

$$H_i(m) = \exp(-\lambda\rho_i)m_i \quad (5.12)$$

onde ρ_i é o número de caminhos que cruza a célula $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ centrada no i -ésimo nó da grade. Os parâmetros α , β , λ e σ , apresentados na Tabela 5.1, foram ajustados através de otimizações feitas por tentativa e erro.

Para identificar e remover caminhos discrepantes que podem ter passado pelo critério de seleção o procedimento passa-dois foi empregado. Inicialmente um mapa suave de velocidade é produzido através de uma inversão superamortecida. Nesta a maior parte da energia é afetada pela condição de suavidade espacial. Pares que possuem um tempo de viagem residual maior que três vezes o desvio padrão do resíduo, calculado pela diferença entre o tempo de viagem observado e predito, são descartados. Após isso, uma segunda inversão é feita. O mapa de velocidade gerado por essa segunda inversão é o mapa de velocidade final. A porcentagem de medidas rejeitadas é menos que 2% em todas as faixas de períodos.

Tabela 5.1: Tabela com os parâmetros utilizados na inversão.

Parâmetro	Valor
Grade de Discretização	$0.1^\circ \times 0.1^\circ$
α - Peso do termo de suavidade espacial	3000,300 ¹
σ - Largura da suavidade espacial	25 km
β - Peso do termo de penalização da norma	100
λ - Nitidez da diminuição da função de ponderação da norma	0.3

¹Primeiro e segundo passo da inversão, respectivamente

5.2.7 Análise da Resolução dos Mapas Tomográficos

Antes de interpretar os resultados é necessário fazer uma análise da resolução dos dados, necessária para avaliar as limitações dos mapas tomográficos gerados. O processo de inversão descrito nas seções anteriores produz concomitantemente com o resultado uma matriz de resolução para cada ponto na grade. Segundo BARMIN *et al.* (2001) ajusta-se um cone para cada mapa de resolução e reporta o raio deste cone como a resolução espacial característica, isto é interpretado como a distância de separação mínima para duas anomalias para ser resolvido. A resolução não pode ser menor que duas vezes o espaçamento entre os nós. Além disso, cones que possuem os melhores ajustes de altura menores que 10% da altura máxima são considerados ruído e são automaticamente descartados.

As limitações dos mapas tomográficos serão avaliadas qualitativamente pelo teste de tabuleiro de damas, *checkerboard*, onde os tempos de viagem observados são substituídos por dados sintéticos gerados de um modelo de anomalias de velocidade em forma de tabuleiro de damas. O modelo tem alternado anomalias senoidais de $\pm 10\%$ em torno de um valor de velocidade padrão de 3 km/s . Em geral, as limitações descritas pelos tabuleiros reconstruídos são consistentes com a resolução espacial estimada.

5.3 Resultados

A análise das pertubações na propagação das ondas de superfície permitem distinguir estruturas crustais intermediárias, que por outros métodos não se tinha resolução. A resolução é controlada pela quantidade de dados e pela distância entre as estações. O foco deste trabalho são as grandes estruturas tectônicas presentes na área, como bacias sedimentares e grandes blocos crustais. A resolução deste trabalho limita-se a valores em profundidade próximos da crosta intermediária.

5.3.1 Correlações Cruzadas de Ruído Sísmico Ambiental

A parte superior da Figura 5.7 mostra como é o dado após o tratamento, este dado que é processado para gerar as correlações cruzadas. A parte inferior mostra o resultado do empilhamento das correlações cruzadas diárias entre as estações SLP01 e VAS01 em 731 dias, entre os dias 01/01/2012 e 31/12/2013. A correlação cruzada apresenta uma parte causal (positiva), esta corresponde ao deslocamento de uma onda da estação SLP01 a VAS01, e a anticausal (negativa), que representa a propagação de uma onda entre a estação VAS01 e SLP01. O sinal gerado pela correlação entre as estações SLP01 e VAS01 é assimétrico, Figura 5.7, assim como a maioria das correlações cruzadas geradas neste trabalho, pode ser observado na

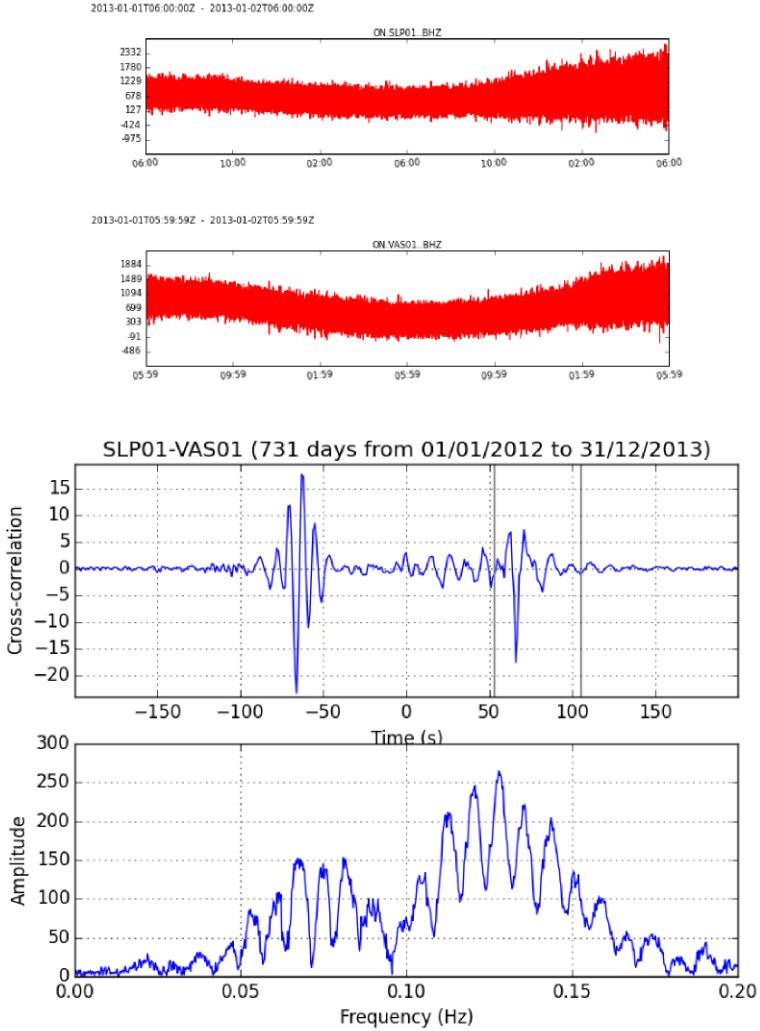


Figura 5.7: Na parte superior da Figura observa-se os dados brutos do mês de Maio das estações SLP01 e VAS01 . Na parte inferior tem-se o empilhamento de 731 dias de correlações cruzadas entre as estações e o espectro deste sinal.

Figura 5.5. No caso da correlação entre SLP01 e VAS01 a maior parte da energia do sinal acumula-se na parte acausal do dado. Isso acontece devido à distribuição das fontes de ruído sísmico ambiental, pois se as fontes fossem azimutalmente bem distribuídas as correlações seriam simétricas, como mostra STEHLY *et al.* (2006) em seu trabalho. STEHLY *et al.* (2006) mostra a procedência das fontes de ruído sísmico ambiental e explica que as fontes possuem duas bandas espectrais, estas são separadas em primárias (10-20 segundos) e secundárias (5-10 segundos). O ruído sísmico de fundo de alta frequência, microssismo secundário, é gerado pela interação do oceano com a costa, este tipo de fonte não sofre grandes variações por efeitos sazonais, diferentemente do microssismo primário que exibe uma variação sazonal forte. Portanto a discrepância entre as amplitudes entre as partes causal e acausal da correlação está relacionada com a posição das estações em relação ao oceano.

5.3.2 Análise tempo/frequência

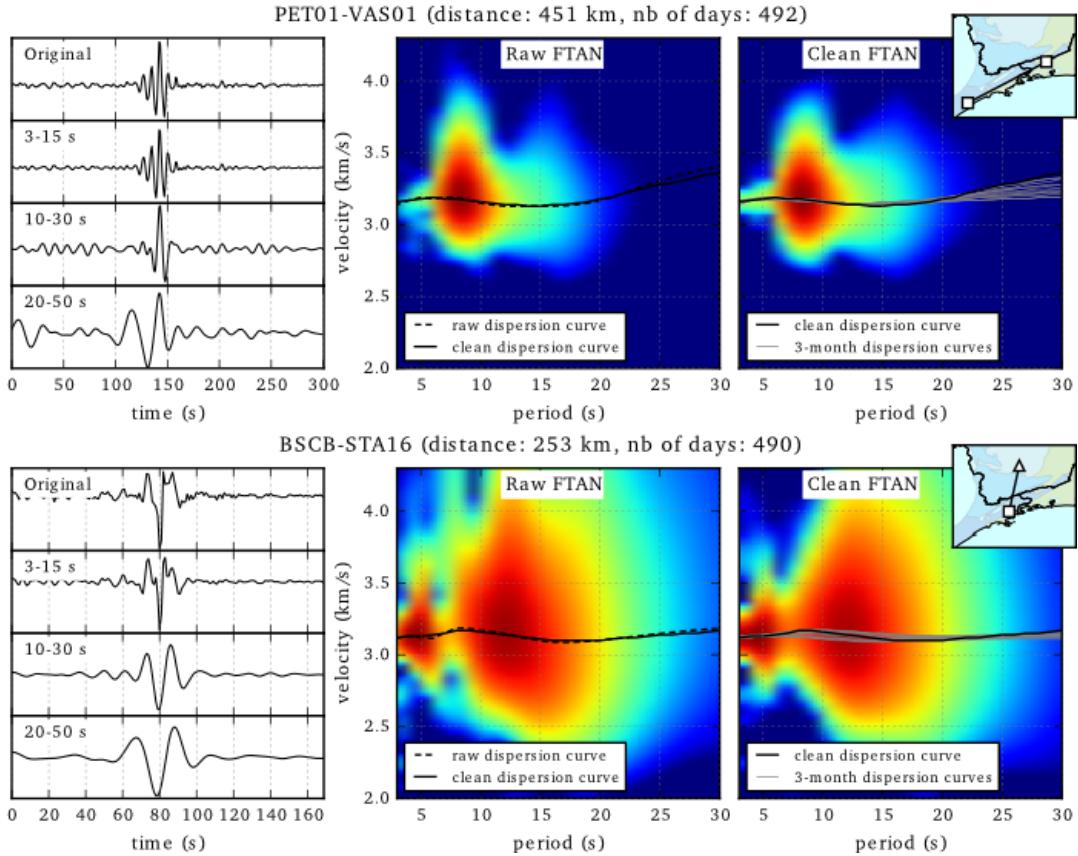


Figura 5.8: Exemplos de correlação cruzada e análise frequência tempo (FTAN) em dois pares de Estações com configurações espaciais diferentes. A parte superior mostra um par de estações com uma grande distância mostrando que a maior amplitude do sinal está no período próximo de 10 segundos. Já na parte inferior a amplitude máxima está próxima do período de 4 segundos.

Outro ponto importante sobre as estações em relação a distância do oceano são as amplitude dos gráficos de energia gerados pela análise tempo/frequência. A Figura 5.8 e 5.9 mostram exemplos de quatro pares de estações que possuem configurações distintas e geram alguns resultados interessantes sobre a perspectiva da fonte de ruído. Na Figura 5.8 observa-se que os pares em que os trajetos entre as estações estão paralelo à costa a energia contida no sinal concentra-se em volta do período de 7 segundos. Já nos trajetos que estão perpendiculares à costa há uma queda na amplitude do sinal no período de 7 segundos. Indicando uma forte correspondência com a fonte de ruído sísmico ambiental. A relação entre a distância e a energia mostrado nas análise tempo/frequência pode ser observada na Figura 5.9. É notável que quanto maior a distância entre as estações mais informações em profundidade podem ser extraídas das velocidades de grupo. Na figura 5.9 observa-se essa distribuição de energia bem marcada para ambas distâncias. Em grandes distâncias há uma dispersão da energia pelos períodos, porém em curtas distâncias há uma con-

centração de energia nos pequenos períodos. Nesta dissertação as distâncias entre as estações do projeto SUBSAL varia de $\simeq 20\text{km}$ a $\simeq 50\text{km}$. Portanto, o um grande número de medidas são observadas em curtos períodos com um decaimento linear bem marcado para os períodos mais longos, como pode ser observado na Figura 5.10. Devido ao acentuado decréscimo do número de medidas para longos períodos, estipulou-se um período máximo para o processamento de 16 segundos, pois tem-se um número de medidas próximo de 100, considerado limite para uma tomografia de qualidade.

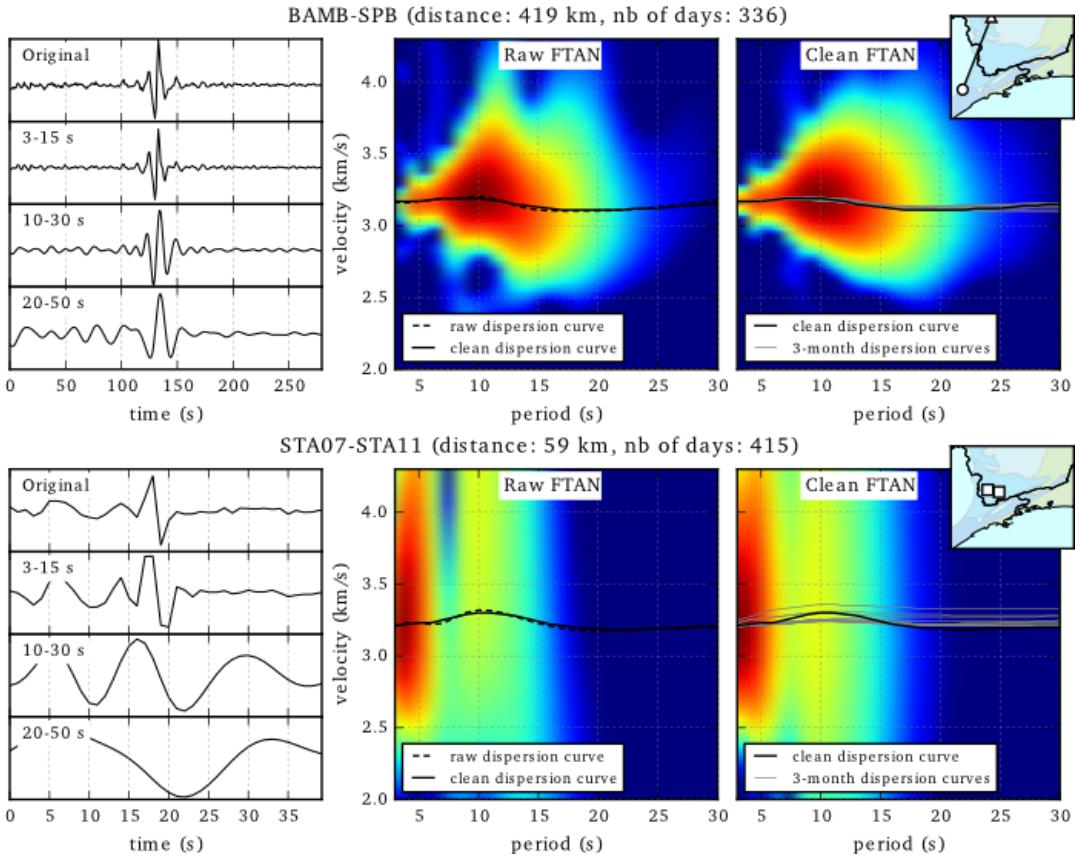


Figura 5.9: Exemplos de correlação cruzada e análise frequência tempo (FTAN) em dois pares de Estações com distâncias diferentes. A parte superior mostra um par de estações com uma grande distância mostrando que a maior amplitude do sinal está no período próximo de 10 segundos. Já na parte inferior a amplitude máxima está próxima do período de 4 segundos.

5.3.3 Controle de qualidade

Para analisar qualitativamente as correlações cruzadas utilizadas na tomografia sísmica, comparou-se a razão sinal-ruído em cada período, o resultado pode ser visto na Figura 5.11. A razão sinal-ruído é calculada pela diferença de amplitude entre a janela de sinal e a janela de ruído. É visível que em curtos períodos as

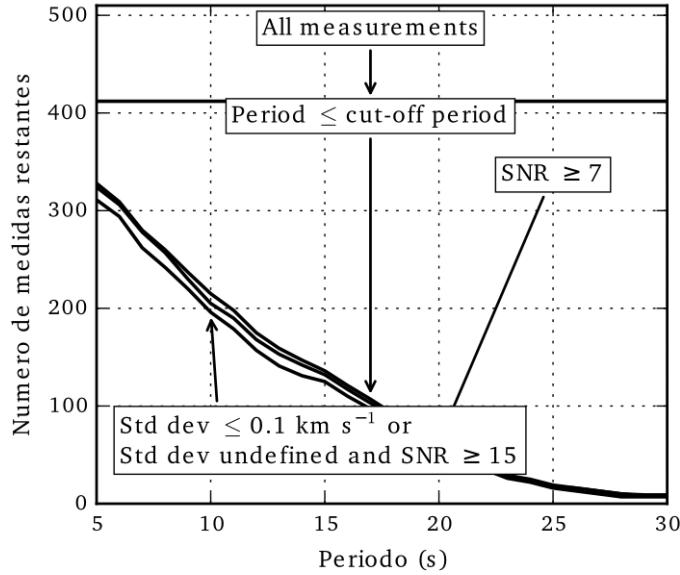


Figura 5.10: Efeito do critério de seleção sucessiva na quantidade de medidas de dispersão remanescentes. Os dados de forma de onda foram filtrados entre o passa-banda 2-50 segundos.

correlações cruzadas possuem um sinal ruído maior, e que há um decrescimento da razão sinal-ruído com o aumento do período. Com isso a resolução em curtos períodos é maior que em longos períodos,

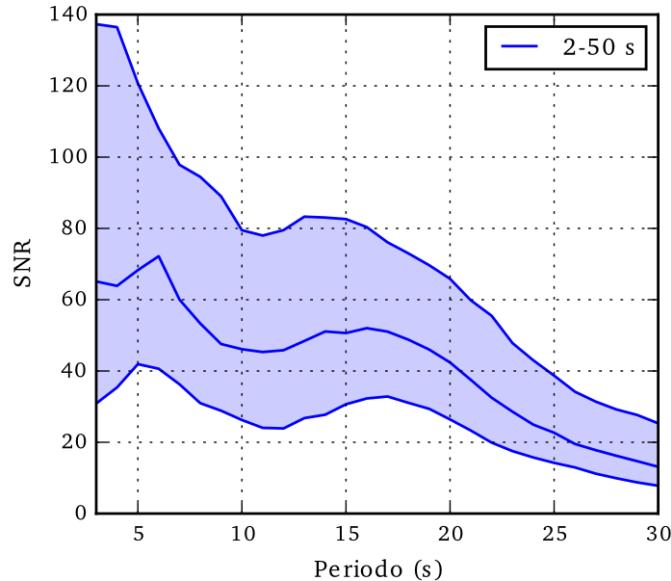


Figura 5.11: 25%, 50% e 75% do SRN total das correlações cruzadas em função do período. As correlações cruzadas são calculadas com um filtro passa-banda entre 2 e 50 segundos.

5.3.4 Tomografia Sísmica

A grande quantidade de trabalhos, puramente geológicos ou geológico-geofísicos, produziu uma extensa bibliografia sobre a área, porém não delimitou as estruturas crustais com um certo grau de detalhe. Com a tomografia sísmica tenta-se recuperar essas grandes feições, e para tal testou-se a sensibilidade das velocidades de grupo das ondas Rayleigh para os seguintes períodos 5, 10 e 16 segundos, Figura 5.12. Essas sensibilidades foram calculadas para um modelo com essa configuração estrutural: crosta superior de 20 km e crosta inferior de 15 km. Com as sensibilidades calculadas pode-se delimitar a profundidade de atuação de cada período, para este modelo. O período de 5 segundos tem uma sensibilidade de 4 quilômetros, já o modelo de 10 segundos 7 quilômetros e o de 16 segundos de 13 quilômetros, como observado na Figura 5.12.

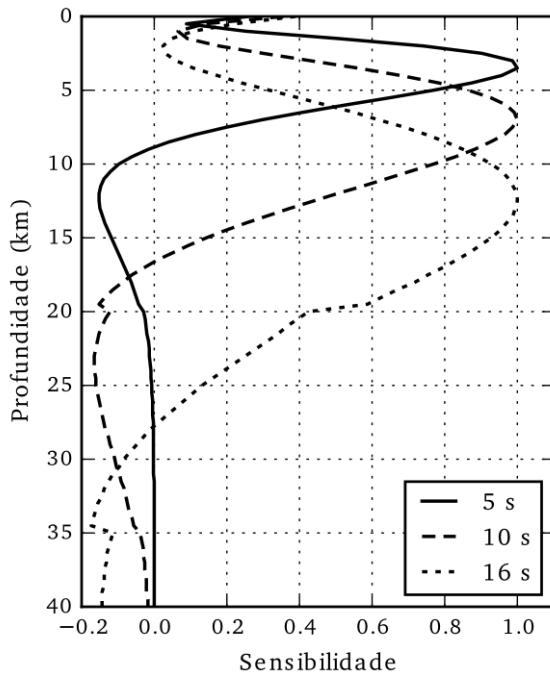


Figura 5.12: Sensibilidade das velocidades de grupo das ondas Rayleigh num período selecionado, normalizada para a unidade. Sensibilidade é definida como a variação na velocidade de grupo causada por uma pequena variação em V_s em uma dada profundidade. Essas sensibilidades foram calculadas para um modelo de crosta com uma crosta superior de 20 km e uma crosta inferior de 15 km sobre um manto.

Analizando os mapas de velocidade gerados pela inversão tomográfica, Figura 5.13-esquerda, observa-se que as grandes feições estruturais da região foram bem delimitadas nos mapas, como a Bacia do Paraná, Bacia de Taubaté, Faixa Brasília, principalmente no mapa com período de 5 segundos. Os resultados foram descritos tendo como base as unidades tectônicas regionais.

A Bacia do Paraná é uma grande estrutura regional bem delimitada por todas os mapas tomográficos. O mapa com 5 segundos de período delimita claramente a

bacia apresentando uma grande anomalia de baixa velocidade. Porém quanto nos períodos mais longos, 10 e 16, a anomalia de baixa velocidade não é bem delimitada, provavelmente devido a baixa resolução espacial.

A Bacia de Taubaté também é uma estrutura que possui uma anomalia negativa de velocidade marcante. Mesmo sendo uma bacia pouco profunda é representada nos períodos de 5 e 10 segundos. Já no período de 16 segundos não existe nenhuem indício.

A Faixa Brasília apresenta uma anomalia positiva no período de 5 segundos, porém no período de 10 segundos essa anomalia se torna negativa e no período de 16 segundos volta a ser positiva. Essa mudança de velocidade é um resultado concordante com modelos geofísicos da região, como FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004), SOLON e LA TERRA (2013) e SILVA (2014), pois essa mudança estaria relacionada com uma inversão de velocidade devido a Zona de interferência com a Faixa Ribeira. Na parte geológica TROUW *et al.* (2013) mostra a evolução da zona de superposição em que rochas supracrustais são soerguidas gerando o sistema de *Nappes*, mostrado no perfil 2.3, explicando assim essa anomalia de baixa velocidade.

O Cráton do São Francisco possui uma anomalia de velocidade positiva nos mapas de período 5 e 10 segundos, o que era de se esperar de uma área cratônica, porém no mapa de 16 segundos apresenta uma anomalia de velocidade negativa. Tal anomalia encontra-se na Zona de interferência do Cráton com a Faixa Ribeira. HEILBRON *et al.* (2013) mostra que há uma imbricação de domínios tectônicos na borda sudeste do Cráton do São Francisco. Nesta amalgamação terrenos metassedimentares Neoproterozóicos, outrora bacias sedimentares, pode ter sido carreados para grandes profundidades, pois existem sedimentos de arcos magmáticos associados a essa região (HEILBRON *et al.*, 2010), (HEILBRON *et al.*, 2013) e (TROUW *et al.*, 2013).

A Faixa Ribeira apresenta resultados bem parecidos nos períodos de 5 e 10 segundos, anomalias positivas de velocidade associadas aos arcos Rio Negro, a suldeste, e Socorro, a sudoeste. Uma anomalia negativa de velocidade associada a Bacia de Taubaté e a região costeira próxima ao litoral sul de São Paulo, podendo ter influência de bacias sedimentares costeiras. Uma característica interessante é a anomalia de baixa velocidade na região sudoeste da Faixa Brasília no mapa de 16 segundos, porém não foi encontrado na literatura algo que faça referência a essa anomalia de baixa velocidade. Essas anomalias negativas devem ser tratadas com cuidado, pois estão localizadas nos limites dos mapas tomográficos e assosciadas somente a uma estação.

A Figura 5.14 mostram a densidade de trajetórias e a resolução espacial para a tomografia sísmica. Os resultados tiveram como base a resolução espacial da tomografia. Nota-se claramente que com o aumento do período há uma diminuição

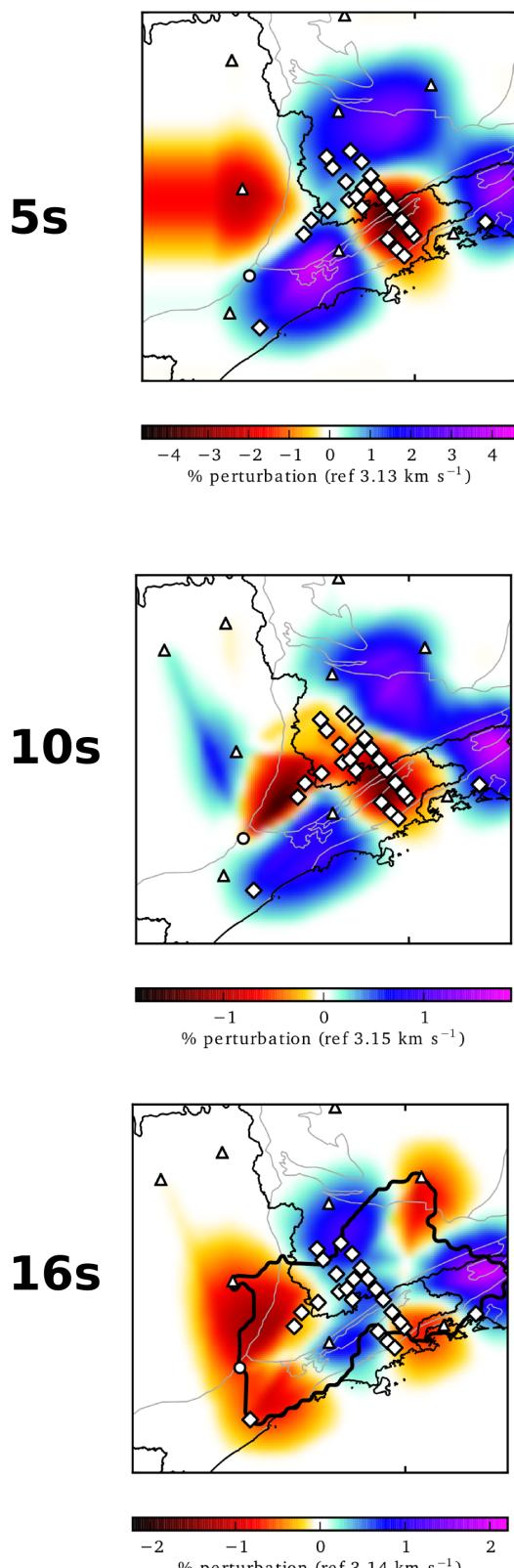


Figura 5.13: Pertubações nas velocidades de grupo nas ondas Rayleigh relativas a velocidade média sobre o mapa no períodos de 5, 10 e 16 segundos. Ao fundo encontra-se o mapa geológico da regional.

da resolução espacial devido a redução do número de caminhos. A região que possui a melhor resolução espacial é a região em que se localiza a rede SUBSAL.

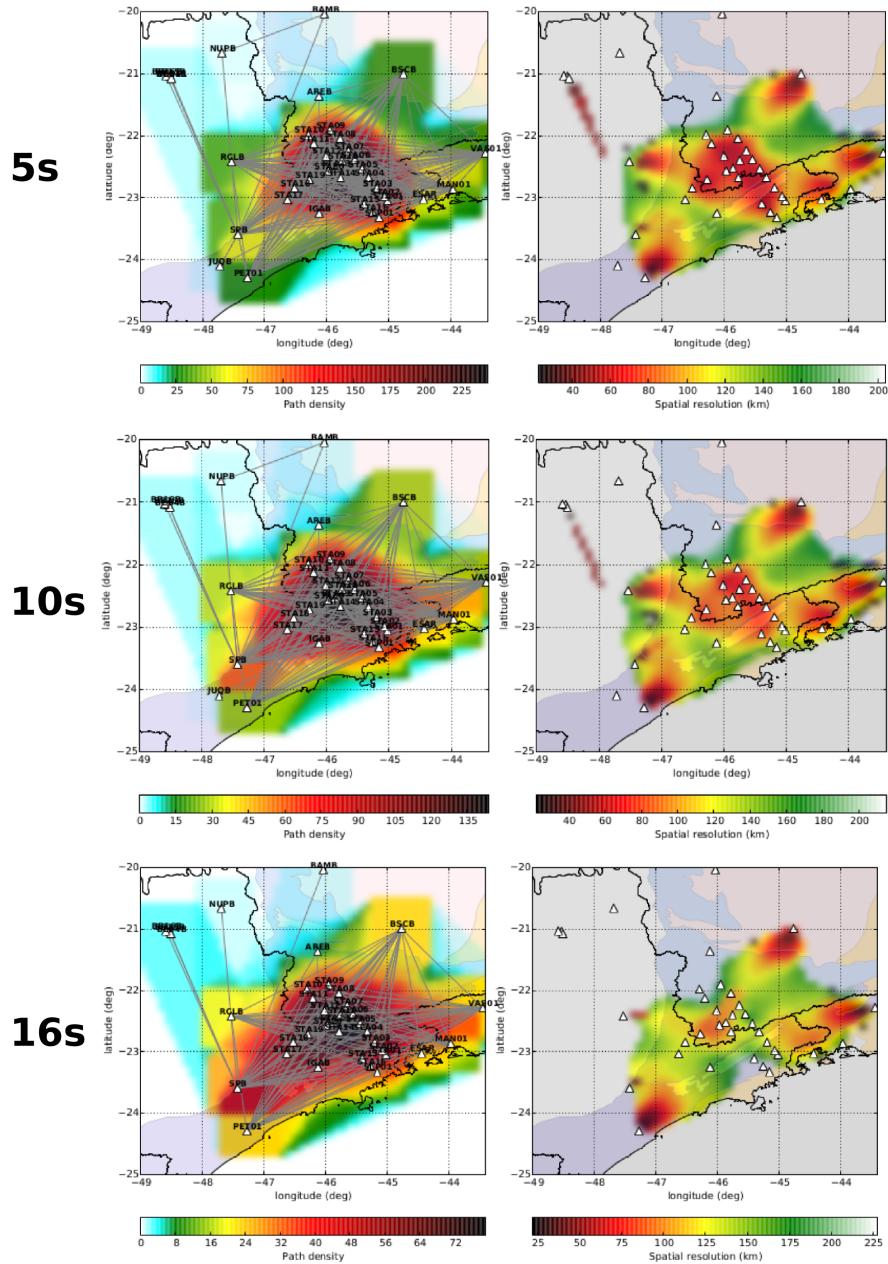


Figura 5.14: Esquerda: Trajetórias entre as estações válidas para a inversão tomográfica. Direita: Resolução espacial definida como o raio do cone que melhor ajusta o mapa de resolução em cada ponto. Ao fundo encontra-se o mapa geológico da regional.

Capítulo 6

Conclusões e Cenários Futuros

Nesta dissertação foi utilizado duas fontes sísmicas diferentes para se analisar a estruturação da crosta na Faixa Ribeira. Nas Funções do Receptor fez-se uso de sismos para se recuperar a estrutura abaixo das estações sismográficas. Já as Correlações de Ruído Sísmico Ambiental investigou-se a estrutura da crosta nos trajetos entre as estações. Estes dois métodos foram complementares para uma análise tanto rasa quanto profunda da crosta terrestre.

Os resultados encontrados pelas Funções do Receptor são consistentes com o limite crustal na região de estudo. A descontinuidade de Moho estimada é maior no interior do continente do que na parte costeira, corroborando os resultados estimados por FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004), ASSUMPÇÃO *et al.* (2013b), ASSUMPÇÃO *et al.* (2013a) e VAN DER MEIJDE *et al.* (2013). Nas estações que bordeiam o Cráton do São Francisco e a Bacia do Paraná a espessura média de Moho é de 40 km. Já nas outras estações mostram uma espessura de Moho crescente quanto mais próximas da Faixa Brasília, Cráton do São Francisco e da Bacia do Paraná. Os perfis exemplificados nesta dissertação indicam o afinamento crustal em direção ao oceano e uma heterogeneidade crustal, tal crosta pode conter camadas de baixa velocidade na superfície, uma inversão de velocidade e uma descontinuidade intermediária. O mapa gerado pela interpolação das razões V_p/V_s não mostra uma correlação entre a razão V_p/V_s e as estruturas geológicas da região, porém o que é pode ser distinguido é que próximo a costa da divisa entre o estado do Rio de Janeiro e de São Paulo a razão V_p/V_s é maior que nas outras regiões.

Os resultados da Tomografia Sísmica de Ruído Ambiental delimitam as grandes feições estruturais da região, como a Bacia do Paraná, Bacia de Taubaté, Faixa Brasília, principalmente no mapa tomográfico com período de 5 segundos. A Faixa Brasília apresentou uma inversão de velocidade que é condizente com inúmeros modelos de velocidade apresentados para a região, como os modelos apresentados por FRANÇA e ASSUMPÇÃO (2004), DIAS CARIO e DE SOUZA (2006), SOLON e LA TERRA (2013), SILVA (2014). Observa-se nas correlações cruzadas a existência

de uma influência de fontes direcionais nos registros.

Os resultados gerados nesta dissertação, integrados com os resultados de outros métodos geofísicos do projeto SUBSAL realizados por SOLON e LA TERRA (2013) e SILVA (2014), ilustram o arcabouço geológico da região. Tais resultados ajudam na delimitação dos limites estruturais em profundidade na região da Faixa Ribeira, principalmente para os sistemas de *Nappes* na região, estes citados por HEILBRON *et al.* (2010), VALERIANO *et al.* (2011), HEILBRON *et al.* (2013) e TROUW *et al.* (2013).

Para complementar e reforçar os resultados obtidos nesta dissertação, propusemos estudos detalhados sobre a heterogeneidade lateral da crosta através da amplitude das componentes radial e transversal das Funções do Receptor e da análise das fontes de ruído sísmico ambiental da região sudeste. Fazer um empilhamento das Funções do Receptor considerando as correções de *move-out*. Além disso, uma análise tempo/frequência das correlações cruzadas com a frequência instantânea ao invés da frequência central se faz necessária para diminuir o vazamento espectral. Outra proposta de trabalho futuro uma inversão em profundidade, pois mesmo qualitativos, os resultados são condizentes com a geologia local. Porém é necessário uma inversão em profundidade ao invés do tempo, porque pode-se observar as velocidades em profundidade.

Referências Bibliográficas

- AKI, K., 1957, “Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors”, ISSN: 00408972. Disponível em: <<http://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/dspace/handle/2261/11892>>.
- ALMEIDA, F., CARNEIRO, C., 1998, “Origem e evolução da Serra do Mar.” *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, pp. 135–150.
- AMMON, C. J., 1997. “Receiver Function Source Equalization”. Website. Disponível em: <<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/seq01.html>>.
- AMMON, C. J., 1991, “The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms”, v. 81, n. 6, pp. 2504–2510. ISSN: 0037-1106, 1943-3573. Disponível em: <<http://www.bssaonline.org/content/81/6/2504>>.
- ANDRADE, A. O., SOARES, A. B., 2007. “Técnicas de Janelamento de Sinais”. Website. Disponível em: <<http://laps.ufpa.br/valquiria/pds-graduacao/Material%20de%20apoio/Janelamento.pdf>>.
- ASSUMPÇÃO, M., BIANCHI, M., JULIÀ, J., et al., 2013a, “Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features”, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, pp. 74–85.
- ASSUMPÇÃO, M., FENG, M., TASSARA, A., et al., 2013b, “Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography”, *Tectonophysics*, v. 609, pp. 82–96.
- ASSUMPÇÃO, M., 2002, “Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation”, v. 107. ISSN: 0148-0227. doi: 10.1029/2001JB000422. Disponível em: <<http://libra.msra.cn/Publication/5115166/crustal-thicknesses-in-se-brazilian-shield-by-receiver-function-analysis>>.
- BARMIN, M. P., RITZWOLLER, M. H., LEVSHIN, A. L., 2001, “A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography”, v. 158, n. 8, pp. 1351–

1375. ISSN: 0033-4553, 1420-9136. doi: 10.1007/PL00001225. Disponível em: <<http://link.springer.com/article/10.1007/PL00001225>>.
- BASSINI, A., 1986, *Levantamento sismográficos na região sudeste do Brasil*. MSc in geophysics, Instituto de Astromomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/USP., São Paulo, SP, Brasil.
- BENSEN, G. D., RITZWOLLER, M. H., BARMIN, M. P., et al., 2007, “Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements”, v. 169, n. 3, pp. 1239–1260. ISSN: 1365-246X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x/abstract>>.
- BOASHASH, B., 1992, “Estimating and interpreting the instantaneous frequency of a signal. I. Fundamentals”, v. 80, n. 4, pp. 520–538. ISSN: 0018-9219. doi: 10.1109/5.135376.
- BOSCHI, L., WEEMSTRA, C., VERBEKE, J., et al., 2013, “On measuring surface wave phase velocity from station-station cross-correlation of ambient signal”, v. 192, n. 1, pp. 346–358. ISSN: 0956-540X, 1365-246X. doi: 10.1093/gji/ggs023. Disponível em: <<http://academiccommons.columbia.edu/catalog/ac%3A159032>>.
- BRACEWELL, R. N., 1978, *The Fourier transform and its applications*. Stamford, Connecticut, McGraw-Hill.
- CAMPILLO, M., PAUL, A., 2003, “Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda”, v. 299, pp. 547–549. ISSN: 0036-8075. doi: 10.1126/science.1078551. Disponível em: <<http://adsabs.harvard.edu/abs/2003Sci...299..547C>>.
- CASSIDY, J. F., 1992, “Numerical experiments in broadband receiver function analysis”, v. 82, n. 3, pp. 1453–1474. ISSN: 0037-1106, 1943-3573. Disponível em: <<http://www.bssaonline.org/content/82/3/1453>>.
- CLAYTON, R. W., WIGGINS, R. A., 1976, “Source shape estimation and deconvolution of teleseismic bodywaves”, v. 47, n. 1, pp. 151–177. ISSN: 0956-540X, 1365-246X. doi: 10.1111/j.1365-246X.1976.tb01267.x. Disponível em: <<http://gji.oxfordjournals.org/content/47/1/151>>.
- DIAS CARIO, F., DE SOUZA, J. L., 2006, “Crustal thickness beneath Rio de Janeiro, Brazil, from spectra of SH waves at station RDJ”, v. 45, n. 2. ISSN:

- 0016-7169. Disponível em: <<http://www.revistas.unam.mx/index.php/geofisica/article/view/40213>>.
- EFRON, B., TIBSHIRANI, R., 1991, “Statistical Data Analysis in the Computer Age”, *Science*, v. 253, n. 5018 (jul.), pp. 390–395. ISSN: 0036-8075, 1095-9203. doi: 10.1126/science.253.5018.390. Disponível em: <<http://www.sciencemag.org/content/253/5018/390>>. PMID: 17746394.
- FRANÇA, G. S., ASSUMPÇÃO, M., 2004, “Crustal structure of the Ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver functions”, v. 16, n. 8, pp. 743–758. ISSN: 08959811. doi: 10.1016/j.jsames.2003.12.002. Disponível em: <<http://www.iag.usp.br/pos/geofisica/portugues/artigo/crustal-structure-ribeira-fold-belt-se-brazil-derived-receiver-functions>>.
- GIBBONS, S. J., 2006, “On the Identification and Documentation of Timing Errors: An Example at the KBS Station, Spitsbergen”, v. 77, n. 5, pp. 559–571. ISSN: 0895-0695, 1938-2057. doi: 10.1785/gssrl.77.5.559. Disponível em: <<http://srl.geoscienceworld.org/content/77/5/559>>.
- HARRIS, F. J., 1978, “On the Use of Windows for Harmonic Analysis with the Discrete Fourier Transform”, v. 66, pp. 51–83. ISSN: 1107-1115. Disponível em: <<http://adsabs.harvard.edu/abs/1978IEEP..66...51H>>.
- HASUI, Y., SADOWSKI, G., 1976, “Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo.” *Revista Brasileira de Geociências*, v. 6, n. 3, pp. 182–200.
- HEILBRON, M., TUPINAMBÁ, M., VALERIANO, C. D. M., et al., 2013, “The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt”, v. 238, pp. 158–175. ISSN: 0301-9268. doi: 10.1016/j.precamres.2013.09.014. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301926813002829>>.
- HEILBRON, M., DUARTE, B. P., VALERIANO, C. D. M., et al., 2010, “Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent”, v. 178, n. 1, pp. 136–148. ISSN: 0301-9268. doi: 10.1016/j.precamres.2010.02.002. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301926810000434>>.
- JULIA, J., ASSUMPCAO, M., ROCHA, M. P., 2008, “Deep crustal structure of the Parana Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion:

Evidence for a fragmented cratonic root”, v. 113. ISSN: 0148-0227. doi: 10.1029/2007JB005374. Disponível em: <<http://www.producao.usp.br/handle/BDPI/27164>>.

KENNET, B. L. N., 1991, “Iaspei 1991 Seismological Tables”, v. 3, n. 2, pp. 122–122. ISSN: 1365-3121. doi: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x/abstract>>.

KENNETT, B. L. N., 1983, *Seismic wave propagation in stratified media / B.L.N. Kennett*. Cambridge monographs on mechanics and applied mathematics. Cambridge ; New York, Cambridge University Press. ISBN: 0521239338. Includes index. Bibliography: p. [331]-339.

KIKUCHI, M., KANAMORI, H., 1982, “Inversion of complex body waves”, v. 72, n. 2, pp. 491–506. ISSN: 0037-1106, 1943-3573. Disponível em: <<http://www.bssaonline.org/content/72/2/491>>.

KÜHN, A., STÜWE, K., TROUW, R. A. J., 2004, “Metamorphic Evolution of the Ribeira Belt: Evidence from Outcrops in the Rio de Janeiro Area, Brazil”, v. 45, n. 11, pp. 2303–2323. ISSN: 0022-3530, 1460-2415. doi: 10.1093/petrology/egh058. Disponível em: <<http://petrology.oxfordjournals.org/content/45/11/2303>>.

LANGSTON, C. A., 1977, “The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 67, n. 4, pp. 1029–1050.

LANGSTON, C. A., 1979, “Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves”, v. 84, pp. 4749–4762. ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/JB084iB09p04749. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JB084iB09p04749/abstract>>.

LEVSHIN, A. L., RITZWOLLER, M. H., 2001, “Automated Detection, Extraction, and Measurement of Regional Surface Waves”. In: Levshin, A. L., Ritzwoller, M. H. (Eds.), *Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Surface Waves*, Pageoph Topical Volumes, Birkhäuser Basel, pp. 1531–1545. ISBN: 978-3-7643-6551-6, 978-3-0348-8264-4. Disponível em: <http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-0348-8264-4_11>.

LIGORRÍA, J. P., AMMON, C. J., 1999, “Iterative deconvolution and receiver-function estimation”, v. 89, n. 5, pp. 1395–1400. ISSN: 0037-1106, 1943-

3573. Disponível em: <<http://www.bssaonline.org/content/89/5/1395>>.

MCNAMARA, D. E., BULAND, R., 2004, “Ambient Noise Levels in the Continental United States”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 94, n. 4, pp. 1517–1527.

MOTA, C. E., 2012, *Petrogênese e geocronologia das intrusões alcalinas de Morro Redondo, Mendanha e Morro de São João: caracterização do magmatismo alcalino no Estado do Rio de Janeiro e implicações geodinâmicas*. PhD in geolgy, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/Tese_Carlos_Mota.pdf>.

PIMENTEL, M. M., RODRIGUES, J. B., DELLAGIUSTINA, M. E. S., et al., 2011, “The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U–Pb sedimentary provenance data: A review”, v. 31, n. 4, pp. 345–357. ISSN: 0895-9811. doi: 10.1016/j.jsames.2011.02.011. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981111000198>>.

RENO, B. L., PICCOLI, P. M., BROWN, M., et al., 2012, “In situ monazite (U–Th)–Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites”, v. 30, n. 1, pp. 81–112. ISSN: 1525-1314. doi: 10.1111/j.1525-1314.2011.00957.x. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1525-1314.2011.00957.x/abstract>>.

RICCOMINI, C., 1989, *O Rift continental do sudeste do Brasil*. São Paulo: Instituto de Geociências Universidade de São Paulo. PhD in geolgy, Instituto de Geociências Universidade de São Paulo.

SCHIMMEL, M., PAULSEN, H., 1997, “Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks”, v. 130, n. 2, pp. 497–505. ISSN: 1365-246X. doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x/abstract>>.

SEATS, K. J., LAWRENCE, J. F., PRIETO, G. A., 2012, “Improved ambient noise correlation functions using Welch’s method”, v. 188, n. 2, pp. 513–523. ISSN: 1365-246X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05263.x. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.2011.05263.x/abstract>>.

- SHAPIRO, N. M., CAMPILLO, M., 2004, "Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise", v. 31, n. 7, pp. L07614. ISSN: 1944-8007. doi: 10.1029/2004GL019491. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2004GL019491/abstract>>.
- SILVA, A. R., 2014, *Modelagem Gravimétrica de uma seção entre a margem continental do sudeste do Brasil e a área emersa adjacente*. MSc in geophysics, Observatório Nacinal., Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, BRA.
- SOLON, F., LA TERRA, E. F., 2013, "Ancient geological structures in the middle crust of southeast brazilian portion identified by geoelectrical results with Magnetotellurics geophysical methods." pp. 29–33. doi: 10.1190/sbgf2013-007.
- SOUZA, J. L. D., 1991, "Crustal and upper mantle structures of the brazilian coast", v. 136, n. 2, pp. 245–264. ISSN: 0033-4553, 1420-9136. doi: 10.1007/BF00876376. Disponível em: <<http://link.springer.com/article/10.1007/BF00876376>>.
- SOUZA, J. L. D., 1995, "Shear-wave velocity in the south-eastern Brazilian continental shelf", v. 122, n. 2, pp. 691–702. ISSN: 0956-540X, 1365-246X. doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb07020.x. Disponível em: <<http://gji.oxfordjournals.org/content/122/2/691>>.
- STEHLÝ, L., CAMPILLO, M., SHAPIRO, N. M., 2006, "A study of the seismic noise from its long-range correlation properties", v. 111, pp. B10306. ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/2005JB004237. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2005JB004237/abstract>>.
- STÄHLER, S. C., SIGLOCH, K., NISSEN-MEYER, T., 2012, "Triplicated P-wave measurements for waveform tomography of the mantle transition zone", v. 3, n. 2, pp. 339–354. ISSN: 1869-9529. doi: 10.5194/se-3-339-2012. Disponível em: <<http://www.solid-earth.net/3/339/2012/>>.
- TROUW, R. A., PETERNEL, R., RIBEIRO, A., et al., 2013, "A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil", v. 48, pp. 43–57. ISSN: 08959811. doi: 10.1016/j.jsames.2013.07.012. Disponível em: <<https://www.infona.pl/resource/bwmeta1.element.elsevier-dad74da7-48ad-3384-a03c-fcc1c1dbac7c>>.
- VALERIANO, C. D. M., TUPINAMBÁ, M., SIMONETTI, A., et al., 2011, "U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional

granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent”, v. 32, n. 4, pp. 416–428. ISSN: 0895-9811. doi: 10.1016/j.jsames.2011.03.003. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981111000277>>.

VAN DER MEIJDE, M., JULIÀ, J., ASSUMPÇÃO, M., 2013, “Gravity derived Moho for South America”, *Tectonophysics*, v. 609 (dez.), pp. 456–467. ISSN: 0040-1951. doi: 10.1016/j.tecto.2013.03.023. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195113001972>>.

VINNIK, L. P., ALESHIN, I. M., KISELEV, S. G., et al., 2007, “Depth localized azimuthal anisotropy from SKS and P receiver functions: The Tien Shan”, v. 169, n. 3, pp. 1289–1299. ISSN: 0956-540X, 1365-246X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03394.x. Disponível em: <<http://gji.oxfordjournals.org/content/169/3/1289>>.

WAPENAAR, K., 2004, “Retrieving the Elastodynamic Green’s Function of an Arbitrary Inhomogeneous Medium by Cross Correlation”, v. 93, n. 25, pp. 254301. doi: 10.1103/PhysRevLett.93.254301. Disponível em: <<http://link.aps.org/doi/10.1103/PhysRevLett.93.254301>>.

ZHU, L., KANAMORI, H., 2000, “Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions”, *Journal of Geophysical Research*, v. 105, n. B2, pp. 2969–2980.

Anexo 1

Tabela 1: Tabela com as coordenadas(Lat,Long), altitude (m) das estações, período em que as estações estiveram em funcionamento e eventuais lacunas no registro dos dados.

Estação	Latitude	Longitude	Elevação(m)	Funcionamento da Estação	Lacunas no Registro
STA01	-23.049408	-45.016808	950	11-05-2012 a 10-11-2013	16-06-2012 a 08-07-2012 e 02-10-2012 a 16-11-2012
STA02	-22.977707	-45.072017	886	17-03-2012 a 21-11-2013	-
STA03	-22.840839	-45.194141	576	25-07-2012 a 19-11-2013	-
STA04	-22.673525	-45.323162	902	07-06-2012 a 19-11-2013	-
STA05	-22.5325	-45.432383	1100	31-05-2012 a 13-11-2013	-
STA06	-22.386261	-45.549086	931	23-05-2012 a 17-10-2013	-
STA07	-22.241667	-45.647361	988	20-03-2012 a 13-10-2013	24-06-2012 a 20-09-2012
STA08	-22.050056	-45.781374	884	17-05-2012 a 15-10-2013	07-06-2012 a 09-07-2012
STA09	-21.903929	-45.946331	1045	18-05-2012 a 15-10-2013	-
STA10	-21.98335	-46.29471	1135	25-05-2012 a 11-10-2013	07-06-2015 a 17-09-2026
STA11	-22.12999	-46.20536	1455	17-05-2012 a 11-10-2013	-
STA12	-22.32379	-46.01047	890	20-05-2012 a 17-10-2013	-
STA13	-22.52571	-45.86029	918	02-06-2012 a 18-05-2013	-
STA14	-22.67147	-45.77467	974	14-06-2012 a 28-11-2013	14-11-2013 a 27-11-2013
STA15	-23.10378	-45.39983	895	19-06-2012 a 14-11-2013	-
STA16	-23.2387	-45.25919	906	13-07-2012 a 20-11-2013	-
STA17	-23.0337	-46.62914	776	31-01-2013 a 18-10-2013	-
STA18	-22.84539	-46.52033	957	31-01-2013 a 19-10-2013	-
STA19	-22.71192	-46.27943	1413	15-12-2012 a 19-10-2013	-
STA20	-22.56621	-45.96951	908	07-12-2012 a 14-10-2013	-
STA21	-22.39548	-45.75364	957	29-11-2012 a 13-10-2013	-
STA22	-22.21361	-45.53215	1052	02-12-2012 a 19-05-2013	09-12-2012 a 18-05-2013
STA23	-22.06692	-45.33267	993	11-12-2012 a 12-10-2013	-
STA24	-21.83834	-44.89324	995	03-02-2013 a 15-11-2013	-

Anexo 2

Tabela 2: Tabela com as espessuras crustais (H), as razões V_p/V_s , suas incertezas e o números de Funções do Receptor (N) utilizados para o cálculo da espessura de Moho e peso utilizado no empilhamento H-k. O valor de V_p utilizado é de 6.4 km/s

Estação	Latitude	Longitude	Altitude	H (km)	Incerteza	Razão V_p/V_s	Incerteza	N	w1,w2,w3
SLP01	-23.3243	-45.1559	1117	32.8	1.0572	1.73	0.033	34	0.8,0.1,0.1
STA01	-23.049408	-45.016808	950	35.4	3.1246	1.75	5.96E-002	5	0.8,0.1,0.1
STA02	-22.977707	-45.072017	886	35.6	1.5851	1.72	4.28E-002	15	0.8,0.1,0.1
STA03	-22.840839	-45.194141	576	35.0	8.3778	1.73	9.84E-002	19	0.8,0.1,0.1
STA04	-22.673525	-45.323162	902	37.0	7.2112	1.74	1.23E-001	6	0.8,0.1,0.1
STA05	-22.5325	-45.432383	1100	41.0	6.9241	1.67	1.62E-001	29	0.8,0.1,0.1
STA06	-22.386261	-45.549086	931	55.2	30.9314	1.79	1.05E-001	8	0.8,0.1,0.1
STA07	-22.241667	-45.647361	988	38.8	1.7971	1.70	4.80E-002	24	0.8,0.1,0.1
STA08	-22.050056	-45.781374	884	33.2	6.3031	1.85	1.33E-001	22	0.8,0.1,0.1
STA09	-21.903929	-45.946331	1045	42.6	4.3086	1.68	8.77E-002	30	0.8,0.1,0.1
STA10	-21.983335	-46.29471	1135	38.8	3.9148	1.75	7.05E-002	5	0.8,0.1,0.1
STA11	-22.12999	-46.205336	1455	41.0	4.2658	1.71	9.04E-002	11	0.8,0.1,0.1
STA12	-22.32379	-46.01047	890	37.4	0.6134	1.77	1.52E-002	25	0.8,0.1,0.1
STA13	-22.52571	-45.86029	918	35.8	3.2668	1.78	7.67E-002	13	0.8,0.1,0.1
STA14	-22.67147	-45.77467	974	38.0	2.9979	1.80	7.40E-002	12	0.8,0.1,0.1
STA15	-23.10378	-45.39983	895	35.8	0.8721	1.74	3.26E-002	6	0.8,0.1,0.1
STA16	-23.2387	-45.25919	906	32.2	4.1659	1.80	1.06E-001	7	0.8,0.1,0.1
STA17	-23.0337	-46.62914	776	37.8	1.5258	1.69	4.39E-002	6	0.8,0.1,0.1
STA18	-22.84539	-46.52033	957	41.0	8.0172	1.72	1.32E-001	5	0.8,0.1,0.1
STA19	-22.71192	-46.27943	1413	39.0	2.5130	1.75	6.23E-002	18	0.8,0.1,0.1
STA20	-22.56621	-45.96951	908	38.2	4.1389	1.75	8.20E-002	11	0.8,0.1,0.1
STA21	-22.39548	-45.75364	957	39.0	4.8590	1.72	1.07E-001	9	0.8,0.1,0.1

Anexo 3

Tabela 3: Tabela com as coordenadas (Lat,Long) para as estações utilizadas na Correlação de Ruído Sísmico Ambiental.

Estação	Latitude	Longitude	Estação	Latitude	Longitude
AREB	-46.12336	-21.3625	STA01	-45.016808	-23.049408
BAMB	-46.03085	-20.03976	STA02	-45.072017	-22.977707
BB15B	-48.53083	-21.04133	STA03	-45.194141	-22.840839
BB16B	-48.58567	-21.03367	STA04	-45.323162	-22.673525
BEB11	-48.5015	-21.06867	STA05	-45.432383	-22.5325
BEB4B	-48.50733	-21.082	STA06	-45.549086	-22.386261
BSCB	-44.7635	-20.99845	STA07	-45.647361	-22.241667
ESAR	-44.435	-23.02	STA08	-45.781374	-22.050056
IGAB	-46.1164	-23.2524	STA09	-45.946331	-21.903929
JUQB	-47.7163	-24.093	STA10	-46.29471	-21.98335
MAN01	-43.964094	-22.86516	STA11	-46.20536	-22.12999
NUPB	-47.68594	-20.66278	STA12	-46.01047	-22.32379
PET01	-47.275344	-24.290108	STA13	-45.86029	-22.52571
RCLB	-47.531	-22.4191	STA14	-45.77467	-22.67147
SLP01	-45.1559	-23.3243	STA15	-45.39983	-23.10378
SPB	-47.426979	-23.592691	STA16	-45.25919	-23.2387
STA17	-46.62914	-23.0337	STA18	-46.52033	-22.84539
STA19	-46.27943	-22.71191	STA20	-45.96951	-22.56621
STA21	-45.75364	-22.39548	VAS01	-43.442624	-22.280081