



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS GRADUAÇÃO
EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ANÁLISE DA DISPERSÃO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE NA PROVÍNCIA
BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL**

Autor:

ROSANA MARIA DO NASCIMENTO

Orientador:

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento

DGEF / PPGG / UFRN

Co-Orientador:

Prof. Dr. Joaquim Mendes Ferreira

DGEF / PPGG / UFRN

Dissertação n° 96/PPGG

Natal - RN, Agosto de 2010



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS GRADUAÇÃO
EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ANÁLISE DA DISPERSÃO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE NA PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL

Autor:

ROSANA MARIA DO NASCIMENTO

Dissertação de Mestrado apresentada em 03 de Agosto de 2010, ao Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração em Geofísica.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento (Orientador - DGEF / PPGG / UFRN)

Prof. Dr. José Antônio de Moraes Moreira (DGEF / PPGG / UFRN)

Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares (IG - UnB)

Natal - RN, Agosto de 2010

Aos meus Pais, Severino Nascimento e Maria de Fátima.

Obrigada, por tudo que me ensinaram.

Ao meu irmão, Rodrigo Nascimento
e toda minha família e amigos.

*“Eles sentem a terra tremer sob seus pés;
o mar ergue-se fervente no porto e estraçalha
as embarcações que estão ancoradas. Turbilhões de
chamas e cinzas cobrem as ruas e as praças
públicas; as casas desmoronam, os tetos tombam
sobre as fundações, as quais desintegram-se;
trinta mil habitantes de todas as idades e
de ambos os sexos são esmagados sob as ruínas...
Após o terremoto, que destruiu três quartos
de Lisboa, os sábios do país... decidiram
que o espetáculo de algumas pessoas
queimadas em fogo lento em uma grande
cerimônia é um segredo infalível para
impedir a terra de tremer.”*

Grande Terremoto de Lisboa, 1755

Voltaire

Agradecimentos

Desde já, agradeço a todas as pessoas que conheço, e que direta ou indiretamente me ajudaram na realização desse trabalho. E peço desculpas as que não citarei nesses singelos agradecimentos.

Em primeiro lugar, agradeço a Deus, por ter me dado forças para nunca desistir diante dos obstáculos da vida. Obrigada, Senhor. Tudo posso naquele que me fortalece (Fp 4:13).

Aos meus pais, Severino (Boró) e Fátima, obrigada por me apoiar nas minhas escolhas, e mesmo estando distantes se fazem presentes. Ao meu irmão Rodrigo, pelos momentos em que me conforta.

A minha segunda família, Humberto de Souza, Roseane Araújo, meus irmãozinhos Hygor e Humberto Filho (BB), dona Iracilda (in memorian), que me acolheram como filha, irmã e neta, obrigada por tudo. Se hoje estou concluindo mais este trabalho em minha vida, devo tudo a vocês.

Ao Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento, pelos ensinamentos desde a graduação, pela enorme paciência, confiança, e dedicação em minha orientação. Meu muito obrigada.

Ao Prof. Dr. Joaquim Mendes Ferreira, por todos os ensinamentos no Laboratório Sismológico da UFRN.

Ao Prof. Dr. Marcelo Assumpção, pelas sugestões, disponibilidade, e grandes ensinamentos sobre o programa do Herrmann 2002 e sobre perfis de ondas S, Muito obrigada.

Ao Prof. Dr. George Sand, pela enorme ajuda no processamento dos dados, e grandes dicas sobre SAC.

Ao Robert B. Herrmann (Saint Louis University) e Charles J. Ammon (Penn State University), pelo pacote Sismológico utilizado no trabalho.

A todos os professores do PPGG.

Aos professores do Departamento de Física Teórica e Experimental: Dr. Ezequiel Silva de Sousa, Dr. Artur da Silva Carriço e Dr. Carlos Chesman, pela amizade e por todos os ensinamentos durante a graduação.

Ao Programa de Educação Tutorial (PET), por todas as lições de vida e oportunidades que tive durante os 3 anos em que participei.

Aos companheiros do PPGG e LabSis: Heleno Carlos, Paulo Henrique, Paulo Duarte, Bonnie Ives, Irenaldo Pessoa, Aline Gomes e Flávio Lemos, pelos momentos de descontração e “resenhas”, e por me “aturarem” todos os dias.

Aos meus Amigos: Hugo Leonardo, Filipe Borges (alfa), Maisa Gabriela (aninha), Tiago Gomes, Alexandre Barros (kbça de caixa), Laura Camila (kfuçu), Dorgival Albertino (juninho), Elanne Keily, Bia Villas Bôas, Carlene Paula (sobrinha), Fellipe Prado, Dener Albuquerque, José Wilsom, Geranize Ferreira (Gé), Nariely Karinny, Fernanda Ricelle, Eric Pereira e Neymar Pereira, obrigada por estarem sempre comigo.

Aos técnicos do LabSis: Eduardo Alexandre, Neymar Pereira, Regina Spineli e Marlon Pirchiner, obrigada pela disponibilidade em ajudar.

A secretária do PPGG, Nilda, pela maneira carinhosa e eficiente que nos atende.

A todos os meus colegas da graduação em Geofísica, principalmente, Myrli Andrade, Renato Ramos e André Gomes, obrigada pelos incentivos.

A todos os meus familiares: tia Rita, tio Neto, todos os tios e tias, primos e primas de 1° e 2° graus, madrinhas, padrinhos e afilhados, obrigada pela força.

A todos os meus professores e amigos da minha cidade, Tenente Laurentino Cruz, lugar de gente simples, feliz e de um ótimo friozinho. Tenho muito orgulho de ter estudado com vocês.

Ao CNPq, pela bolsa concedida.

Ao Projeto do Milênio (CNPq).

Ao INCT - Estudos Tectônicos (CNPq).

Ao IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), por dados cedidos da estação RCBR.

Resumo

A Província Borborema, Nordeste do Brasil, tem sua estrutura interna investigada por diferentes métodos geofísicos: gravimétricos, magnéticos e sísmicos. Adicionalmente, muitos estudos geológicos foram levados a definir domínios estruturais para a província; mas, ainda há muitos aspectos em aberto sobre sua evolução. Neste trabalho, estudamos o comportamento da velocidade da onda S com a profundidade na crosta, usando a característica de dispersão das ondas de superfície. No método Inter-Estação, a dispersão calculada em cada estação, nos ajuda a estimar a espessura média da crosta na região entre as duas estações. As inversões das curvas de dispersão são feitas usando a dispersão inter-estação de ondas Rayleigh e Love. Os eventos telessísmicos selecionados são principalmente das bordas das placas Sul-Americana e Americana. O período da coleta de dados ocorreu entre 2007 e 2010. Foram usados 7 eventos com magnitudes acima de 5.0 M_W e até 40 km de profundidade. A pequena quantidade de dados se justifica pelo fato dos eventos estarem a pelo menos 10° do caminho de círculo máximo entre as estações. Usamos também o conhecimento da profundidade da Moho, resultados de Funções do Receptor (Novo Barbosa, 2008) como vínculos na inversão. Mesmo usando diferentes parametrizações de modelos para a inversão, nossos resultados foram de perfis médios de velocidade de onda S muito parecidos. Nos pares de estações localizados no domínio Ceará Central da Província Borborema, há intervalos de profundidades, para os quais as velocidades de S são muito próximas na região inter-estação desse domínio. Na maioria dos resultados, as variações da velocidade da onda S no perfil próximas a Moho, dificultam a interpretação dos mesmos a essa profundidade e podem indicar forte variação lateral, coincidindo com a geologia da região, onde existem muitas zonas de cisalhamento. Em particular, o perfil que possui a Bacia Potiguar no percurso inter-estação, apresenta baixas velocidades na crosta. Integramos esses resultados aos resultados da gravimetria e magnetometria (Oliveira, 2008) e função do receptor (Novo Barbosa, 2008). Assim, obtivemos os primeiros indícios sobre o comportamento da velocidade da onda S com a profundidade, na província Borborema.

Abstract

The Borborema Province, Northeastern Brazil, had its internal structure investigated by different geophysical methods like gravity, magnetics and seismics. Additionally, many geological studies were also carried out to define the structural domains of this province. Despite the plethora of studies, there are still many important open aspects about its evolution. Here, we study the velocity structure of S-wave in the crust using dispersion of surface waves. The dispersion of surface waves allows an estimate of the average thickness of the crust across the region between the stations. The inversion of the velocity structure was carried out using the inter-station dispersion of surface waves of Rayleigh and Love types. The teleseismic events are mainly from the edges of the South and North American plates. The period of data collection occurred between 2007 and 2010 and we selected 7 events with magnitude above 5.0 M_W and up to 40 km depth. The difference between the events back-azimuths and the interstation path was not greater than 10° . We also know the depth of the Moho, results from Receiver Functions (Novo Barbosa, 2008), and use those as constrains in inversion. Even using different parameterizations of models for the inversion, our results were very similar the mean profiles velocity structure of S-wave. In pairs of stations located in the Ceará Central Domain Borborema the province, there are ranges of depths for which the velocities of S are very close. Most of the results in the profile near the Moho complicate their interpretation at that depth, coinciding with the geology of the region, where there are many shear zones. In particular, the profile that have the route Potiguar Bacia in inter-station, had low velocities in the crust. We combine these results to the results of gravimetry and magnetometry (Oliveira, 2008) and receptor function (Novo Barbosa, 2008). We finally, the first results on the behavior of the velocity structure of S-wave with depth in the Province Borborema.

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de Figuras	xiv
Lista de Tabelas	xv
Tabela de Símbolos	xviii
1 Introdução	1
2 A Província Borborema	4
2.1 Domínios da província	5
3 Dispersão de Ondas de Superfície	9
3.1 Ondas de Superfície	9
3.2 Ondas Rayleigh	12
3.3 Ondas Love	16
3.4 Dispersão	20
3.4.1 Medidas da Velocidade de fases	23
3.4.2 Anisotropia terrestre	25
4 Metodologia	27
4.1 Seleção dos eventos utilizados	27
4.2 Cálculo das curvas de dispersão	32
4.2.1 Técnica de Filtragem Múltipla (<i>Multiple Filtering Techniques, MFT</i>)	32
4.3 Inversão da dispersão de ondas de superfície	36

4.3.1	Dado Teste	40
4.3.2	Considerações sobre o Dado teste	51
5	Resultados Obtidos	53
5.1	SBBR-OCBR	53
5.2	SBBR-PFBR	58
5.3	SBBR-RCBR	67
5.4	PFBR-SABR	71
5.5	PFBR-SLBR	74
6	Interpretação dos resultados	78
7	Considerações Finais	82
	Referências Bibliográficas	90
A	Sismogramas Usados no trabalho	91

Lista de Figuras

2.1	Divisão da Província Borborema em Domínios, cartografia baseada em Bizzi e Vidotti (2003), e localização das estações sismográficas (triângulos verdes) na província.	7
3.1	Mapa mostrando a trajetória das ondas do terremoto, magnitude 7.2 M_W em Baja Califórnia Mexico, do epicentro até a estação SABR-PE e as três componentes do sismograma, registrado na estação SABR-PE, ilustrando que os períodos maiores (em vermelho), chegam antes dos períodos menores (em azul).	11
3.2	Surgimento de onda P e SV_R na superfície livre	12
3.3	As componentes estão fora de fase, assim o movimento das partículas em um ponto na superfície livre como função do tempo é uma elipse retrógrada (Stein & M. Wyssession, 2003)	15
3.4	Movimento das partículas ao longo de um comprimento de onda como função da profundidade	15
3.5	Geometria das ondas SH que refletem repetidamente em uma camada sobre um semi-espaço, interações com as condições de contorno envolvem SH_I (onda SH incidente), onda SH_R (onda SH refletida) e onda SH_T (onda SH transmitida).	16
3.6	soluções gráfica da relação de dispersão para ondas Love. o lado esquerdo da equação 3.20 é representado pelas curvas sólidas $\tan(\omega\zeta)$, as linhas pontilhadas representam o lado direito da eq 3.20. A intersecção das curvas (pontos) são as raízes da equação e nos dá a velocidade aparente para cada período. a) período de 5s, b) período de 10s e c) período de 30s (representando longos períodos). Figura modificada de (Stein & M. Wyssession, 2003).	19
3.7	Duas ondas senoidais com frequências e números de onda ligeiramente diferentes. O envelope de longo período se propaga com velocidade de grupo U e os picos individuais se propagam com a velocidade de fase (Stein & M. Wyssession, 2003).	22
3.8	Esquema da propagação da onda S, inicialmente polarizada e separada ao longo de direções anisotrópicas, mais rápidas ou mais devagar, produzindo pulsos separados no tempo após a passagem pelo meio. (Stein & M. Wyssession, 2003).	26
4.1	Esquema do alinhamento dos dados com as estações.	29
4.2	Arranjo de estações na Província Borborema	29

4.3	Mapa com os 7 epicentros nas bordas das placas tectônicas Sul Americana e Norte Americana.	31
4.4	Curva de dispersão da velocidade de fase inter-estação para o par SBBR-RCBR. Podemos observar o modo fundamental ao centro (0), os modos altos acima (1° e 2°) e os modos mais inferiores, abaixo do fundamental. Os contornos coloridos são as amplitudes do espectro. . . .	34
4.5	Caminho do raio dos eventos para a estação SBBR.	35
4.6	Curvas de dispersão para a estação SBBR.	35
4.7	a) Perfil com baixos valores de σ para a suavidade. b) Perfil com altos valores de σ para a suavidade. (current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial).	39
4.8	Sismograma do evento da Califórnia em Janeiro de 2010, 6.5 M_W registrado em PFBR. . . .	40
4.9	Curva de dispersão da velocidade de fase, utilizada como dado teste para exemplificação dos parâmetros, os contornos coloridos são as amplitudes do espectro em função da velocidade de fase e do período.	41
4.10	Estações SBBR e PFBR, onde foi registrado o evento da Califórnia em Janeiro de 2010, 6.5 M_W , usado no exemplo e o caminho do raio do evento.	41
4.11	Ajuste das curvas de dispersão observadas e das curvas com diferentes valores de velocidades para os modelos iniciais usados na inversão com o par SBBR-OCBR	42
4.12	Esquema das camadas da parametrização 1.	43
4.13	resultado da inversão para a parametrização 1, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.	44
4.14	resultado da inversão para a parametrização 2, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.	45
4.15	Esquema das camadas da parametrização 3.1.	47
4.16	resultado da inversão para a parametrização 3.1, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.	47
4.17	Esquema das camadas da parametrização 3.2.	48
4.18	resultado da inversão para a parametrização 3.2, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.	48
4.19	Esquema das camadas da parametrização 3.3.	49
4.20	resultado da inversão para a parametrização 3.3, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.	49
4.21	resultado da inversão para a parametrização 4, com espessura da mocha estimada por função do receptor, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.	51
5.1	Caminhos dos raios (vindo da esquerda para a direita da figura) dos eventos usados na inversão para o par SBBR-OCBR. Eventos da Costa Rica (5.9 M_W) e Colombia (6.8 M_W).	54

5.2	Caminhos dos raios (linhas grossas da esquerda para a direita) dos eventos e a região do domínio Ceará Central. (Bizzi e Vidotti, 2003)	54
5.3	A esquerda, Perfil e ajuste da curva de dispersão, parametrização 4, ondas Love, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, Perfil da velocidade de onda S, Parametrização 4, ondas Love. O modl.out é resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.	55
5.4	A esquerda, Perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 3.1. ondas Rayleigh, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, Perfil da velocidade de onda S, Parametrização 3.1. Ondas Rayleigh. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.	56
5.5	Curva de dispersão para ondas Rayleigh e Love, do par SBBR-OCBR.	57
5.6	Caminhos dos raios (vindo da esquerda para a direita da figura) dos eventos usados na inversão para o par SBBR-PFBR. Eventos do Golfo da Califórnia (6.9 M_W) e Norte da Califórnia (6.5 M_W).	58
5.7	Caminhos dos raios (linhas grossas da esquerda para a direita) dos eventos e a região do domínio Ceará Central. (Bizzi e Vidotti, 2003)	59
5.8	Curva de dispersão para ondas Rayleigh e Love, do par SBBR-PFBR.	60
5.9	A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 3.1, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, Perfil da velocidade de onda S, Parametrização 3.1. ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.	61
5.10	A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 4, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 4, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.	62
5.11	A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 1, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 1, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.	63
5.12	A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 4, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 4, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.	64
5.13	A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 1, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 1, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.	65
5.14	A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 3.3, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 3.3, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.	66

5.15	Caminho do raio (vindo da esquerda para a direita da figura) do evento usado na inversão para o par SBBR-RCBR. Evento do Haiti ($5.9 M_W$).	67
5.16	Caminho do raios (linhas grossas da esquerda para a direita) do evento e a região do domínio Ceará Central e domínio Rio Grande do Norte. (Bizzi e Vidotti, 2003)	68
5.17	Curva de dispersão para ondas Love, do par SBBR-RCBR.	68
5.18	A esquerda, Perfil e ajuste da curva de dispersão SBBR-RCBR , Parametrização 1, ondas Rayleigh. O current é o resultado da inversão e o initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S em SBBR-RCBR, Parametrização 1, ondas Rayleigh, modl.out é o resultado da inversão e o start2.mod é o modelo inicial.	69
5.19	perfil completo da velocidade de onda S em SBBR-RCBR, Parametrização 1, ondas Rayleigh. mostrando muitas instabilidades após 12 km de profundidade	70
5.20	Curvas de dispersão para ondas Rayleigh e Love, do par PFBR-SABR.	71
5.21	Caminho do raio (vindo da esquerda para a direita da figura) do evento usado na inversão para o par PFBR-RCBR. Evento da Califórnia ($6.5 M_W$).	72
5.22	Caminho do raios (linhas grossas da esquerda para a direita) do evento e a região do domínio Rio Grande do Norte e domínio transversal. (Bizzi e Vidotti, 2003)	72
5.23	A esquerda, Perfil e ajuste da curva de dispersão PFBR-SABR, Parametrização 4, ondas Love. O current é o resultado da inversão e o initial é o modelo inicial. A direita, Perfil da velocidade de onda S em PFBR-SABR, Parametrização 4, ondas Love. O modl.out é o resultado da inversão e o start2.mod é o modelo inicial.	73
5.24	Caminho do raio (vindo da esquerda para a direita da figura) do evento usado na inversão para o par PFBR-RCBR. Evento do Peru Central ($5.5 M_W$).	74
5.25	Caminho do raios (linhas grossas da esquerda para a direita) do evento e a região do domínio Rio Grande do Norte e domínio transversal. (Bizzi e Vidotti, 2003)	75
5.26	Curva de dispersão para ondas Love, do par PFBR-SLBR.	75
5.27	A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão PFBR-SLBR, Parametrização 1, ondas Rayleigh. O current é o resultado da inversão e o initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S em PFBR-SLBR, Parametrização 1, ondas Rayleigh. O modl.out é o resultado da inversão e o start2.mod é o modelo inicial.	76
5.28	A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão PFBR-SLBR, Parametrização 4, ondas Rayleigh. O current é o resultado da inversão e o initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S em PFBR-SLBR, Parametrização 4, ondas Rayleigh. O modl.out é o resultado da inversão e o start2.mod é o modelo inicial.	77
6.1	perfis médios de todos os pares de estações.	80

A.1	Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude 6.8 M_W na Costa da Colombia	91
A.2	Sismograma registrado na estação OCBR-CE, terremoto de magnitude 6.8 M_W na Costa da Colombia	92
A.3	Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude 5.9 M_W na Costarica .	92
A.4	Sismograma registrado na estação OCBR-CE, terremoto de magnitude 5.9 M_W na Costarica .	93
A.5	Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude 6.9 M_W no Golfo da California	93
A.6	Sismograma registrado na estação PFBR-RN, terremoto de magnitude 6.9 M_W no Golfo da California	94
A.7	Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude 6.5 M_W no Norte da California	94
A.8	Sismograma registrado na estação PFBR-RN, terremoto de magnitude 6.5 M_W no Norte da California	95
A.9	Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude 5.9 M_W na região do Haiti	96
A.10	Sismograma registrado na estação RCBR-RN, terremoto de magnitude 5.9 M_W na região do Haiti	96
A.11	Sismograma registrado na estação PFBR-RN, terremoto de magnitude 6.5 M_W no Norte da California	97
A.12	Sismograma registrado na estação SABR-RN, terremoto de magnitude 6.5 M_W no Norte da California	97
A.13	Sismograma registrado na estação PFBR-RN, terremoto de magnitude 5.5 M_W no Peru Central	98
A.14	Sismograma registrado na estação SLBR-PB, terremoto de magnitude 5.5 M_W no Peru Central	99

Lista de Tabelas

1	Símbolos usados ao longo do trabalho.	xvi
4.1	Eventos Seleccionados para o estudo.	30
4.2	Espessuras crustais e razão v_P/v_S na Província Borborema (Novo Barbosa, 2008) e RCBR por (Candido Jr, comunicação pessoal)	50

Tabela de Símbolos

Tabela 1: Símbolos usados ao longo do trabalho.

P	onda primária
S	onda secundária
α	velocidade de onda P
β	velocidade de onda S
A	amplitude das ondas
r	distância das ondas à fonte
SV	componente vertical da onda S
SH	componente horizontal da onda S
SV_I	componente vertical incidente
SV_R	componente vertical refletida
x	direção $+x$
z	eixo da profundidade
r_α	vagarosidade horizontal para α
r_β	vagarosidade horizontal para β
J_c	ângulo crítico
c_x	velocidade aparente horizontal
k_x	número de onda
u_1	componente radial do deslocamento
u_3	componente vertical do deslocamento
ω	velocidade angular
λ	comprimento de onda
ϕ	potencial da onda P
ψ	potencial da onda S

J_1, J_2 e J_3	ângulos pós-críticos de reflexão e refração
T	período da onda
t	tempo
SH_I	componente horizontal de S incidente
SH_R	componente horizontal de S refletida
SH_T	componente horizontal de S transmitida
H	espessura da camada
σ_{yz}	trações de cisalhamento
μ	constante de Lamé
i	número imaginário
n	número de modos
ζ	zeros da curva tangente da dispersão
$\delta\omega$	frequência dos longos períodos
$\delta\kappa$	número de onda dos longos períodos
$c(\omega)$	velocidade de fase
U	velocidade de grupo
σ_{ij}	tensor <i>stress</i>
e_{kl}	tensor <i>strain</i>
C_{ijkl}	tensor de 81 elementos <i>stress-strain</i>
RCBR	estação sismográfica Riachuelo-RN
SBBR	estação sismográfica Sobral-CE
PFBR	estação sismográfica Pau dos Ferros-RN
OCBR	estação sismográfica Ocara-CE
SLBR	estação sismográfica Solânea-PB
SABR	estação sismográfica Sanharó-PE
AGBR	estação sismográfica Agrestina-PE

M_W	magnitude do momento sísmico
Δ	distância epicentral
ρ	densidade das camadas
h	espessura das camadas
v_P/v_S	razão entre as velocidades de P e S
V_P	velocidade de P para a equação de ρ
β_i	Velocidade da onda S em cada camada i
$C(T)_{obs}$	velocidades de fase observadas
$C(T)_{teor}$	velocidades de fase calculada

Capítulo 1

Introdução

A Província Borborema, domínio geológico estrutural, situa-se na região Setentrional do Nordeste Brasileiro. A mesma tem sido estudada através de muitos métodos geofísicos, como por exemplo: tomografia de ondas de superfície (Vilar 2004), métodos potenciais (Castro *et al.*, 1998; Oliveira, 2008) e mais recentemente, utilizou-se a função do receptor (Novo Barbosa, 2008). A maioria dos trabalhos destacam o estudo da descontinuidade Moho¹, localizada no limite crosta-manto a 30-40 km de profundidade nas regiões continentais. Todos esses trabalhos têm a finalidade de entender a estrutura interna da província, com o intuito de caracterizar a geologia e a evolução tectônica de cada região.

Na Sismologia, devido a dependência da velocidade das ondas sísmicas com a profundidade, ondas com diferentes períodos amostram profundidades diferentes. As ondas de superfície de períodos curtos (~ 0.5 a $2s$), viajam mais lentamente, e nos trazem informações sobre as camadas rasas a poucos quilômetros de profundidade. Já os períodos maiores (~ 5 a $200s$) são usados para estudar a estrutura do manto superior (Chourak *et al.*, 2001). Assim, no estudo das ondas de superfície utiliza-se a característica da dispersão, na qual diferentes componentes de frequência chegam em tempos diferentes, desde que as ondas estejam se propagando em um meio dispersivo.

¹Descoberta em 1909, pelo geofísico Croata Andrija Mohorovičić

A curva de dispersão nos mostra a velocidade de grupo/fase das ondas para vários períodos. De posse das curvas, podemos invertê-las e obter o perfil da velocidade da onda S com a profundidade, uma vez que as ondas de superfície são sensíveis à variação da onda S. A dispersão de ondas de superfície é um método extensamente usado para obter a estrutura da velocidade da onda S em diferentes profundidades (Snook & James, 1997; Snook & Sambridge, 2002; An & Assumpção, 2005).

Para entender os resultados deste trabalho, é necessário que se entenda primeiro o fenômeno da dispersão, descrito no capítulo 3. Assim, se o leitor estiver familiarizado com o fenômeno da dispersão de ondas de superfície, este capítulo pode ser evitado.

O presente estudo objetiva estimar o comportamento da velocidade da onda S com a profundidade na Província Borborema. Para isto, utilizamos a dispersão de ondas de superfície entre duas estações (método inter-estação, descrito no capítulo 4). A dispersão inter-estação possibilita o estudo da estrutura da velocidade da onda S, não apenas na região próxima a estação, como no caso da função do receptor, mas pode nos fornecer uma idéia da variação lateral na região entre as estações.

As curvas de dispersão inter-estações serão calculadas pela Técnica de Filtragem Múltipla (Multiple Filter Technique, MFT) (Dziewonski et al. 1969), que calcula as variações da amplitude de um sinal em função da velocidade e do período da onda. A inversão das curvas de dispersão para a determinação do perfil das velocidades de onda S com a profundidade será realizada utilizando os programas computacionais do pacote do (Herrmann, 2002).

Portanto, será possível estimar com mais detalhes o comportamento das ondas S com a profundidade. Dessa forma, contribuiremos na caracterização geotectônica da província Borborema.

No próximo Capítulo, será apresentado um breve contexto sobre a província Borborema, in-

cluindo sua divisão e as principais regiões onde nosso trabalho mostrou resultados. No capítulo 3, teremos uma revisão teórica sobre ondas de superfície e sua dispersão. A metodologia, contando com o cálculo das curvas de dispersão e a inversão da dispersão encontram-se no capítulo 4. No capítulo 5 estão os resultados obtidos . No capítulo 6, estão a interpretação dos resultados e no capítulo 7, as considerações finais. Finalmente nos anexos, estão os sismogramas dos telessismos usados no trabalho. Todos os símbolos de todas as equações estão presentes na tabela de símbolos.

Capítulo 2

A Província Borborema

A Província Borborema, denominada por Almeida *et al.* (1977), está situada na região Nordeste do Brasil. Segundo este autor, ela foi desenvolvida durante o ciclo Brasileiro¹ (600 ± 100 Ma), final do Neoproterozóico, e foi primeiramente descrita como um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos estruturais durante a orogênese Brasileira. Nos últimos anos, passou a ser descrita por modelos de evolução geotectônica, (Jardim de Sá *et al.* 1992; Santos *et al.* 2000) descrevem a província como o resultado da ocorrência e superposição de mais de uma orogênese ao longo do tempo. Terrenos de origens diferentes estão aglutinados e separados por grandes zonas de cisalhamento.

Santos (1996), introduziu mais um modelo de evolução, o modelo de terrenos tectono-estratigráficos (grandes fragmentos da crosta). Assim, a Borborema teria sido formada pela aglutinação desses terrenos durante as orogêneses Cariris velhos (início do Neoproterozóico) e Brasileira. Recentemente, os conceitos sobre a evolução da província têm tido a contribuição das informações magnéticas e gravimétricas (Oliveira & Santos, 1999).

Os trabalhos de Neves, 2003; Neves *et al.* (2006) sugerem que a província fazia parte de um grande bloco tectônico, consolidado com os crátons Congo-São Francisco, oeste da África, e Amazônico desde 2 Ga. Então, a aproximação desses Crátons teria ocorrido, inicialmente

¹importante evento tectônico de formação de rochas e estruturas dúcteis (Jardim de Sá, 1994)

devido colisões entre 950 e 550 Ma, mediante fechamento de oceanos. No modelo de Brito Neves (2000), a região da província Borborema teria se alojado no interior de um supercontinente chamado Atlântica. A existência desse supercontinente justificaria uma grande massa continental conter conjuntos de faixas dobradas acrecionárias geradas pela orogênese Transamazônica (caracterizada por importantes estágios de amalgamação). Assim, é provável que exista uma continuidade de estruturas nas duas placas (sul-americana e africana), um exemplo seria a zona de cisalhamento Pernambuco (NE Brasileiro) e a zona de cisalhamento Adamoua (África).

Brito Neves (2001), destaca as dificuldades na correlação Brasil-África, como a diferença no nível de exposição crustal e diferenças nos registros geocronológicos. Embora a província seja bastante estudada por geologia de superfície, ainda há poucos trabalhos em geologia de subsuperfície. Assim, mesmo existindo muitos modelos para a evolução tectônica da província, ainda não há um consenso entre os autores.

2.1 Domínios da província

A Borborema é limitada a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias costeiras. As principais zonas de cisalhamentos (Lineamento Pernambuco, Lineamento Patos e Lineamento Transbrasiliano) são os limites que definem a separação da província em grandes domínios (descritos a seguir), ilustrados na Figura 2.1, junto com a localização das estações sismográficas (triângulos verdes) na província Borborema utilizadas neste trabalho.

Baseados no conceito de províncias², Almeida *et al.* (1976), Brito Neves (1983), começaram a separar a Borborema em domínios tectônicos. Porém, Jardim de Sá *et al.* (1994), dividiram a província de acordo com os terrenos de evolução distintas separados por zonas de cisalhamento

²são extensas regiões com características de evolução estratigráfica, tectônica, metamórfica e magmática diferentes daquelas apresentadas pelas províncias vizinhas

tos, que passaram a identificar em seus estudos. A província está dividida em cinco domínios tectônicos, aceitos pela maioria dos pesquisadores: Domínio Médio Coreaú, Domínio Ceará Central, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio da Zona Transversal ou Central e Domínio Sul ou Externo, como mostra a figura 2.1.

A zona de cisalhamento Pernambuco limita o domínio Sul e o transversal. A zona de cisalhamento Patos limita o domínio transversal e o Rio Grande do Norte, mas não há um limite aceito entre Rio Grande do Norte e o Ceará Central. Por fim, o Cisalhamento Sobral- Pedro II (um segmento do Lineamento Transbrasiliano), separa o Domínio Ceará Central e o Médio Coreaú.

O evento tectônico de separação dos continentes Sul Americano e Africano reativou uma rede complexa de zonas de cisalhamento e faixas dobradas com *trend* nordeste e zonas regionais de cisalhamento com *trend* E-W. As heterogeneidades da crosta são controladas por essa rede de zonas de cisalhamento (Matos, 1999).

Segundo Brito Neves & Cordani (1991) e Jardim de Sá (1994), a província Borborema está sendo tratada como resultado da interação entre placas continentais, pequenos pedaços de placas e pequenos continentes, que estavam localizados entre os Crátons Oeste Africano e Norte e Congo- São Francisco a sul, durante a aglutinação do Supercontinente Gondwana. Acredita-se numa forte ligação da província Borborema com o continente Africano. Após a separação dos continentes Africano e Sul Americano, dois principais eventos marcaram o Cenozóico: O vulcanismo Macau (Almeida *et al* 1988) e o soergimento do Planalto da Borborema (Castro & Mabesoone 1980).

Os trabalhos com o emprego de métodos potenciais na província, estavam voltados para o estudo de pequenas regiões como o Noroeste do Ceará ou o Nordeste Setentrional. O trabalho pioneiro de integração de toda a província é de (Oliveira, 2008), usando magnetometria e gravimetria. Outros estudos geofísicos importantes na província envolveram função do receptor, tomografia de ondas de superfície e sísmica de refração e reflexão (Novo Barbosa, 2008; Vilar, 2004; Matos, 1992; Berrocal, 1989).

A maioria de nossos dados, são de curvas de dispersão de pares de estações localizadas nos domínios Ceará Central (DCC) e Rio Grande do Norte, conforme vimos na figura 2.1. Na região correspondente a esses domínios, há muitas zonas de cisalhamento. Na figura 2.1, podemos ver todas essas zonas desde o domínio médio Coreaú até o domínio Rio Grande do Norte, passando assim pelo DCC. A leste do DCC, existe a zona de cisalhamento Jaguaribe, e sua continuação ao longo da zona de cisalhamento Tatajuba. A oeste, o DCC limita-se com a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II. No final do trabalho, discutiremos o que o método de dispersão de ondas de superfície pode acrescentar aos resultados da gravimetria, magnetometria e função do receptor da região.

Capítulo 3

Dispersão de Ondas de Superfície

3.1 Ondas de Superfície

Os sismogramas geralmente são dominados por ondas de grandes amplitudes que chegam logo após as ondas P e S. Essas ondas são denominadas de ondas de superfície pois sua energia se concentra próximo a superfície da terra. As ondas de superfície possuem um papel muito importante nos estudos sismológicos porque podem fornecer informações da estrutura da crosta e do manto superior da terra (Aki & Richards, 2002; Shearer, 1999). Por conta de espalhamento geométrico, o decaimento da amplitude com a distância das ondas de superfície é:

$$A \sim \frac{1}{\sqrt{r}} \quad (3.1)$$

As ondas de corpo espalham-se esfericamente, causando um decaimento de amplitude na forma: (Lay & Wallace, 1995).

$$A \sim \frac{1}{r} \quad (3.2)$$

Portanto, as ondas de superfície têm geralmente amplitudes maiores que as ondas de corpo, pois seu espalhamento geométrico é menor.

Vários aspectos diferem esses dois tipos de ondas (corpo e superfície):

1. As ondas de superfície se propagam mais lentamente do que as de corpo;
2. Os decaimentos das amplitudes das ondas de superfície com a distância são menores;
3. As ondas de superfície são fortemente dispersivas. Suas velocidades dependem bastante da frequência (ou período).

Os dois tipos de ondas de superfície são as ondas Rayleigh¹ e ondas Love² que se propagam ao longo da superfície da terra. Ambas, são resultados da interação das ondas P e S com as condições de contorno do meio. As ondas de superfície são influenciadas por mudanças nas propriedades do material com a profundidade, tais como a existência de descontinuidades.

Quando diferentes períodos de um trem de ondas chegam em velocidades diferentes, dizemos que ocorre o fenômeno da dispersão. Como veremos mais a frente, a dispersão reflete a variação da velocidade da onda S com a profundidade.

A figura 3.1 mostra um mapa com a trajetória das ondas do epicentro à estação e o sismograma com as ondas de superfície e suas respectivas componentes vertical, radial e transversal. A primeira e a segunda componentes nos mostram as ondas Rayleigh que são combinações das ondas P e SV, e a componente transversal possui apenas chegada de ondas Love que são resultados das ondas SH presas próxima a superfície. Além disso, comparando as ondas Rayleigh e Love, as ondas Love chegam mais cedo no sismograma indicando uma velocidade mais alta do que ondas Rayleigh. Como a dispersão é caracterizada por diferentes períodos chegarem em tempos diferentes, podemos observar no sismograma, os períodos maiores ou frequências menores (em vermelho) chegando primeiro em todas as componentes.

¹Em 1887, Lord Rayleigh demonstrou, por soluções de equações elásticas, a existência de uma onda que se propagava ao longo da superfície do corpo.

²Em 1911, A.E.H Love demonstrou a existência do segundo tipo de onda de superfície.

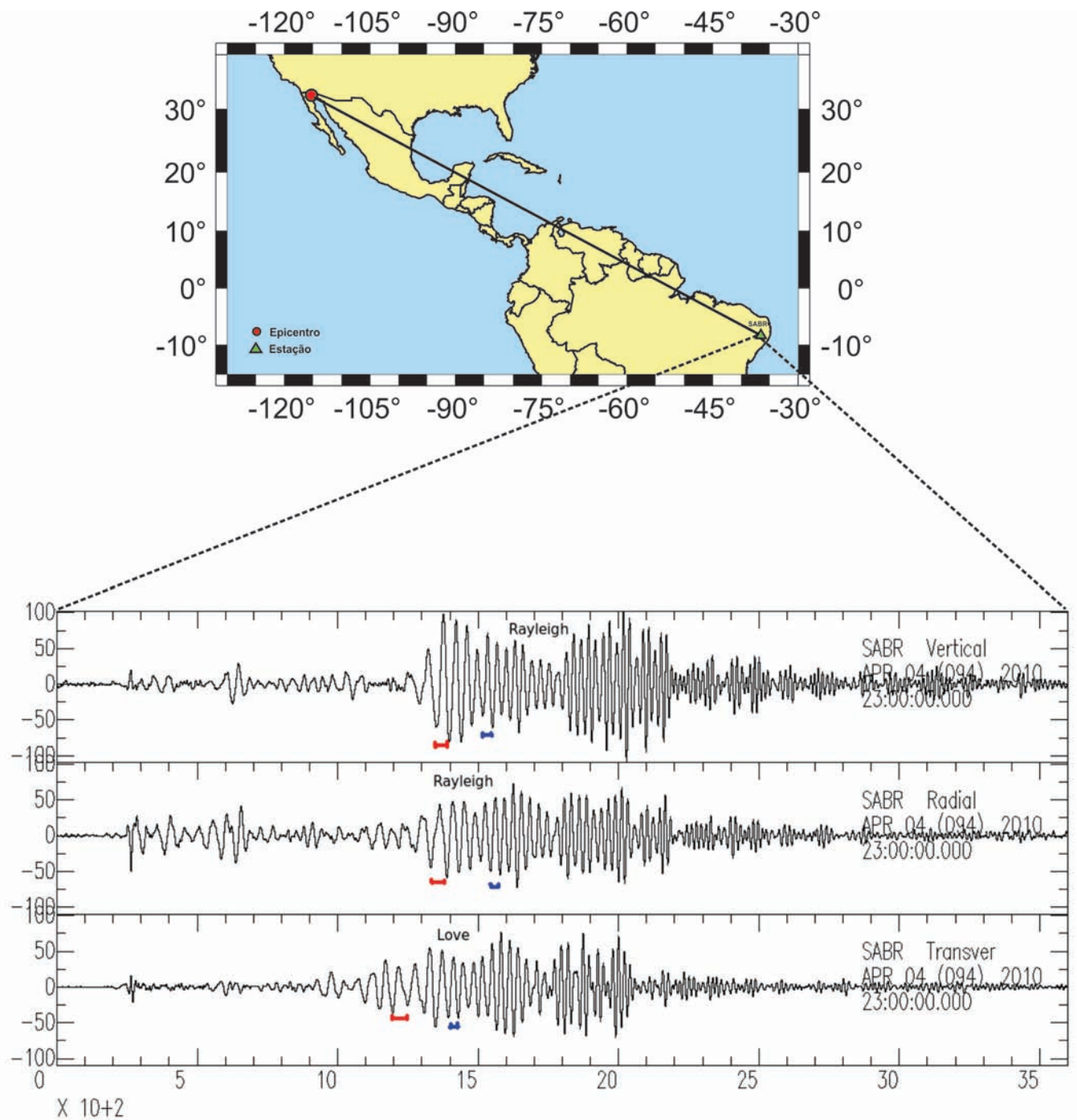


Figura 3.1: Mapa mostrando a trajetória das ondas do terremoto, magnitude 7.2 M_W em Baja Califórnia Mexico, do epicentro até a estação SABR-PE e as três componentes do sismograma, registrado na estação SABR-PE, ilustrando que os períodos maiores (em vermelho), chegam antes dos períodos menores (em azul).

3.2 Ondas Rayleigh

Conforme dito, as ondas Rayleigh são formadas pela interação das ondas P e SV (componente vertical da onda S) com as condições de contorno da superfície livre. Na figura 3.2 podemos observar como as ondas interagem para a formação da onda Rayleigh. A onda SV_I incidente interage com a superfície livre e como consequência surge uma onda P evanescente³ e uma SV_R refletida. A existência simultânea dessas duas ondas e suas interferências construtivas, permitem que suas energias se propaguem horizontalmente ao longo de uma superfície livre.

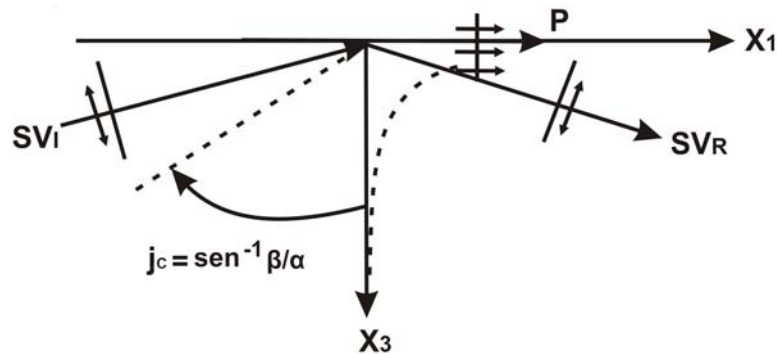


Figura 3.2: Surgimento de onda P e SV_R na superfície livre

Para descrever essas ondas quantitativamente, precisamos definir uma superfície livre como $z = 0$, com z positivo para baixo, e utilizar os potenciais para a propagação de ondas no plano x - z . Os potenciais das ondas P e SV são (Stein & M. Wysession, 2003):

$$\phi = A \exp(i(\omega t - \kappa_x x - \kappa_x r_\alpha z)) \quad (3.3)$$

$$\psi = B \exp(i(\omega t - \kappa_x x - \kappa_x r_\beta z)) \quad (3.4)$$

Para uma combinação desses potenciais descreverem a energia presa próximo a superfície, duas condições devem ser aplicadas *i*) a solução deve garantir que a energia se propague apenas

³Ondas que decaem exponencialmente com a profundidade

próximo à superfície e *ii*) satisfaça as condições de contorno da superfície livre.

Assim, as exponenciais das equações 3.3 e 3.4 devem ter expoentes reais e negativos para que c_x , a velocidade aparente ao longo da superfície, seja menor do que a velocidade da onda S.

Resolvendo os componentes de *stress* em termo dos potenciais e das amplitudes A e B, chegamos às seguintes equações lineares homogêneas (Stein & M. Wysession, 2003):

$$\left(2\frac{c_x^2}{\alpha^2} - 1\right)^{1/2} A + \left(2 - \frac{c_x^2}{\beta^2}\right) B = 0 \quad (3.5)$$

$$\left(\frac{c_x^2}{\beta^2} - 2\right) A + 2\left(\frac{c_x^2}{\beta^2} - 1\right)^{1/2} B = 0 \quad (3.6)$$

Este sistema possui soluções não triviais. Mas para um semi-espaço com velocidades α e β , esta equação fornece os valores de c_x que satisfazem as condições de contorno da superfície livre: $0 < c_x < \beta$. Para um caso particular do sólido de Poisson $\left(\frac{\alpha^2}{\beta^2} = 3\right)$, a equação se torna:

$$\left(\frac{c_x^2}{\beta^2}\right) \left[\frac{c_x^6}{\beta^6} - 8\frac{c_x^4}{\beta^4} + (56/3)\frac{c_x^2}{\beta^2} - 32/3\right] = 0 \quad (3.7)$$

Esta equação possui uma raiz que satisfaz $c_x < \beta$, $2 - 2\sqrt{3}$. Assim a velocidade aparente das ondas Rayleigh num semi-espaço formado por um sólido de Poisson homogêneo, é $c_x = (2 - 2\sqrt{3})\beta = 0.92\beta$. Este valor é ligeiramente menor do que a onda S.

A velocidade aparente (c_x) e o número de onda (k_x) das ondas de superfície, variam com a frequência através da velocidade de onda S nas camadas e por isso estuda-se a dispersão dessas ondas. Portanto, nossos resultados são perfis de velocidade de onda S.

As ondas possuem deslocamentos u_1 e u_3 , obtidas a partir de ϕ e ψ pela equação de Helmholtz (Lay & Wallace, 1995; Aki & Richards, 2002):

$$u_1 = (\nabla\Phi + \nabla \times \Psi)_x = \frac{\partial\phi}{\partial x} - \frac{\partial\psi_y}{\partial z} \quad (3.8)$$

$$u_3 = (\nabla\Phi + \nabla \times \Psi)_z = \frac{\partial\phi}{\partial z} - \frac{\partial\psi_y}{\partial x} \quad (3.9)$$

$$u_1 = Ak_1 \sin(\omega t - k_1 x_1) (e^{-0,85k_1 x_3} - 0,58e^{-0,39k_1 x_3}) \quad (3.10)$$

$$u_3 = Ak_1 \cos(\omega t - k_1 x_1) (-0,85e^{-0,85k_1 x_3} + 1,47e^{-0,39k_1 x_3}) \quad (3.11)$$

Onde $k_1 = \omega/c = 2\pi/\lambda$. Na superfície, $z = 0$, esses deslocamentos se tornam:

$$u_1 = -0,42Ak_1 \sin(\omega t - k_1 x_1) \quad (3.12)$$

$$u_3 = 0,62Ak_1 \cos(\omega t - k_1 x_1) \quad (3.13)$$

Os deslocamentos dados pelas expressões anteriores dependem harmonicamente de x_1 e exponencialmente de x_3 (profundidade). Note que, u_1 e u_3 estão fora de fase (90°) e, portanto, quando combinados fornecem um movimento de partículas elipsoidal. Na superfície, o movimento vertical é maior do que o movimento horizontal por um fator de 1,5, e no topo do ciclo, ou seja, na direção $-x_3$ o movimento horizontal é oposto à direção de propagação. Portanto, o movimento elíptico é retrógrado, conforme a figura 3.3:

A amplitude das Ondas Rayleigh diminuem com a profundidade ($-x_3$) pois a dependência do deslocamento com a profundidade é dada por:

$$e^{-k_1 x_3} = e^{-\frac{2\pi x_3}{\lambda}} \quad (3.14)$$

Portanto, as ondas de comprimento de onda longo penetram mais profundo do que as ondas de Rayleigh de comprimento de onda curto. Assim, as ondas de Rayleigh são dispersivas, pois, a velocidade de propagação é função da profundidade. A figura 3.4 ilustra o movimento das partículas na superfície, e em profundidade, quando as ondas Rayleigh passa pelo meio. A medida que a profundidade aumenta, o movimento vai se tornando progressivo e a uma profundidade de $\lambda/5$, o movimento horizontal é muito pequeno.

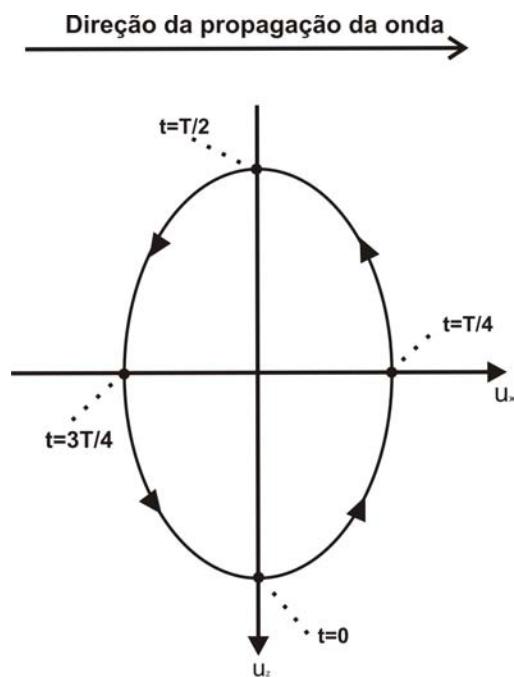


Figura 3.3: As componentes estão fora de fase, assim o movimento das partículas em um ponto na superfície livre como função do tempo é uma elipse retrógrada (Stein & M. Wyssession, 2003)

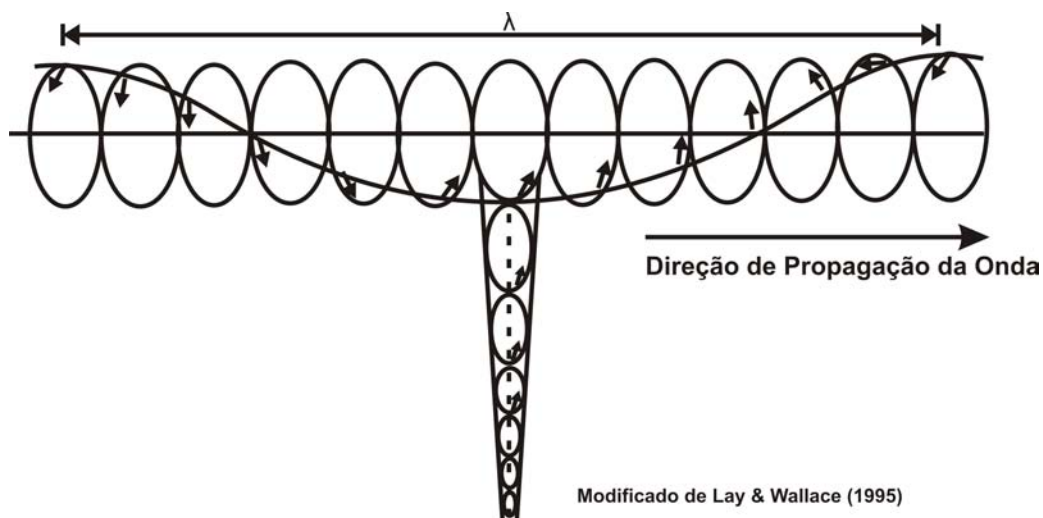


Figura 3.4: Movimento das partículas ao longo de um comprimento de onda como função da profundidade

3.3 Ondas Love

As ondas Love são formadas por interferências construtivas das múltiplas ondas SH^4 (SSS,SSSS,SSSSS, etc) na superfície. A figura 3.5 nos mostra como as ondas Love se comportam numa camada de espessura H de um material com velocidade β_1 e um semi-espaço com velocidade β_2 . Se os raios atingem a superfície de reflexão em ângulos pós-críticos (J_1 , J_2 e J_3), toda energia é presa dentro de um guia de onda (Shearer,1999; Lay & Wallace, 1995; Aki & Richards, 2002).

As ondas Love exigem que a velocidade varie com a profundidade e ao contrário das ondas Rayleigh, existe apenas confinada à superfície.

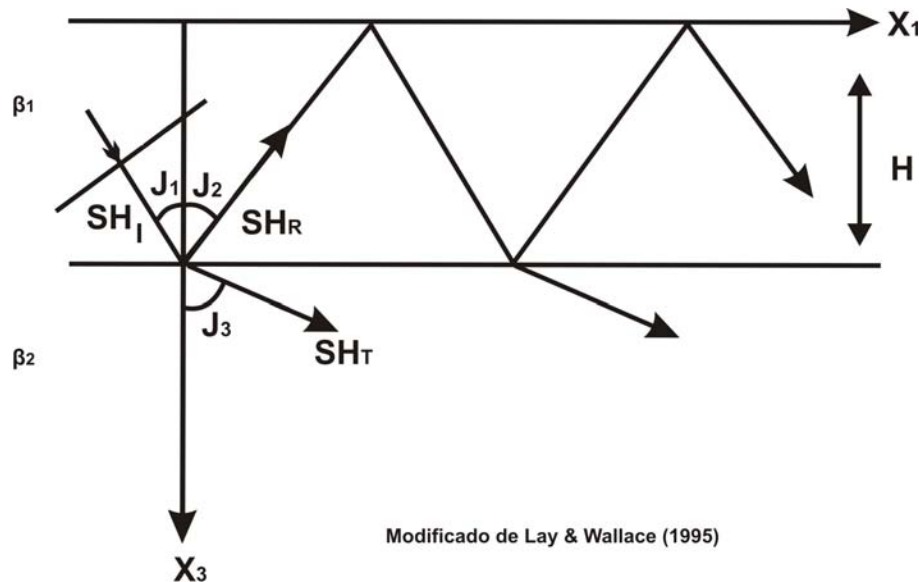


Figura 3.5: Geometria das ondas SH que refletem repetidamente em uma camada sobre um semi-espaço, interações com as condições de contorno envolvem SH_I (onda SH incidente), onda SH_R (onda SH refletida) e onda SH_T (onda SH transmitida).

Para descrever as ondas Love, escrevemos os deslocamentos da onda SH na camada como a soma dos campos de onda para cima e para baixo, respectivamente:

$$u_y^-(x, z, t) = B_1 \exp[i(\omega t - \kappa_x x - \kappa_x r_{\beta_1} z)] + B_2 \exp[i(\omega t - \kappa_x x + \kappa_x r_{\beta_1} z)] \quad (3.15)$$

⁴componente horizontal da onda S

No semi-espço, necessitamos de um termo:

$$u_y^+(x, z, t) = B' \exp[i(\omega t - \kappa_x x - \kappa_x r_{\beta_2} z)] \quad (3.16)$$

$$\text{onde } r_{\beta_1} = \left(\frac{c_x^2}{\beta_1^2} - 1 \right)^{1/2} \text{ e } r_{\beta_2} = \left(\frac{c_x^2}{\beta_2^2} - 1 \right)^{1/2}$$

Para $u_y^+(x, z, t)$ ser evanescente, a velocidade aparente das ondas no sistema deve ser menor do que a velocidade da onda S no semi-espço, isto é, $c_x < \beta_2$. Portanto, r_{β_2} é puramente imaginário.

Na superfície livre, $z = 0$, as trações devem ser zero para todo x e t . Isto é:

$$\sigma_{yz}(x, 0, t) = \mu_1 \left(\frac{\partial u_y^-}{\partial z} \right) (x, 0, t) = \mu_1 (i\kappa_x r_{\beta_1}) (B_2 - B_1) \exp(i(\omega t - \kappa_x x)) = 0 \quad (3.17)$$

Logo, $B_1 = B_2$.

Em $z = H$:

$$B_1 [\exp(-i\kappa_x r_{\beta_1} H) + \exp(i\kappa_x r_{\beta_1} H)] = B' \exp(-i\kappa_x r_{\beta_2} H) \quad (3.18)$$

e σ_{yz} deve ser contínuo na interface para todo x e t . Logo:

$$\sigma_{yz} = \mu_2 (-i\kappa_x r_{\beta_2}) B' \exp(-i\kappa_x r_{\beta_2} H) \quad (3.19)$$

Combinando as integrais complexas, das eq. 3.18 e 3.19, em senos e cosenos, obtemos:

$$\tan(\kappa_x r_{\beta_1} H) = \tan \left(\omega H \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c_x^2}} \right) = \tan(\omega \zeta) = \frac{\mu_2 \sqrt{1 - \frac{c_x^2}{\beta_2^2}}}{\mu_1 \sqrt{\frac{c_x^2}{\beta_1^2} - 1}} \quad (3.20)$$

$$\zeta = \left(H \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c_x^2}} \right)$$

Esta equação 3.20 nos dá a relação entre a frequência, ω , e a velocidade aparente, c_x . Onde $c_x = \omega/\kappa_x$. Portanto, frequências diferentes possuem diferentes velocidades aparentes. Este é um fenômeno chamado dispersão e à equação 3.20 é dada o nome de equação da dispersão para ondas Love (Aki & Richards, 2002).

Para um dado valor de ω , podemos plotar o lado esquerdo da equação, $\tan(\omega\zeta)$ (figura 3.6), para um determinado intervalo de c_x que obedeça $\beta_1 < c_x < \beta_2$ (quando o lado direito possui valores reais). Similarmente podemos plotar o lado direito da equação para esse mesmo intervalo de c_x . Quando há intersecção das duas funções, teremos as soluções da equação da dispersão, correspondendo a combinação de ω e c_x que resolve a equação. Para um dado ω existe um número finito de soluções que são chamados modos, fundamental para $n = 0$ e modos superiores ou Sobretons para n maiores.

A figura 3.6, nos mostra as soluções para a equação da dispersão. O lado esquerdo da equação 3.20, $\tan(\omega\zeta)$, tem zeros para $\zeta = n\pi/\omega$ e tende a infinito em $\zeta = \pi/2\omega$, $\zeta = 3\pi/2\omega$, etc. O lado direito da equação 3.20, é infinita para $c_x = \beta_1$, onde $\zeta = 0$.

As soluções gráficas da equação 3.20 existem na intersecção das duas curvas, dando os valores de ζ e c_x para o qual as ondas Love ocorrem com um determinado ω . Essas soluções são chamadas de *modos*. Para uma dada frequência há diversos modos, cada um com uma velocidade aparente.

Na figura 3.6 mostramos as soluções da equação 3.20 para diferentes períodos. i) período de 5s, existem três soluções. ii) Para 10s, existem duas soluções. iii) para 30s (períodos longos), há poucas soluções, pois os zeros da curva tangente $\zeta = n\pi/\omega$ aumentam, e conseqüentemente o espaço entre duas curvas tangentes, π/ω , também aumentam. Assim, nesse intervalo de ζ e de c_x utilizado, não há como mostrar todas as soluções e neste caso vemos apenas uma solução. Portanto, para que possamos enxergar todas as soluções da equação de dispersão para longos

períodos, é preciso que o intervalo de c_x aumente. Isso significa que é preciso que haja registro de períodos maiores.

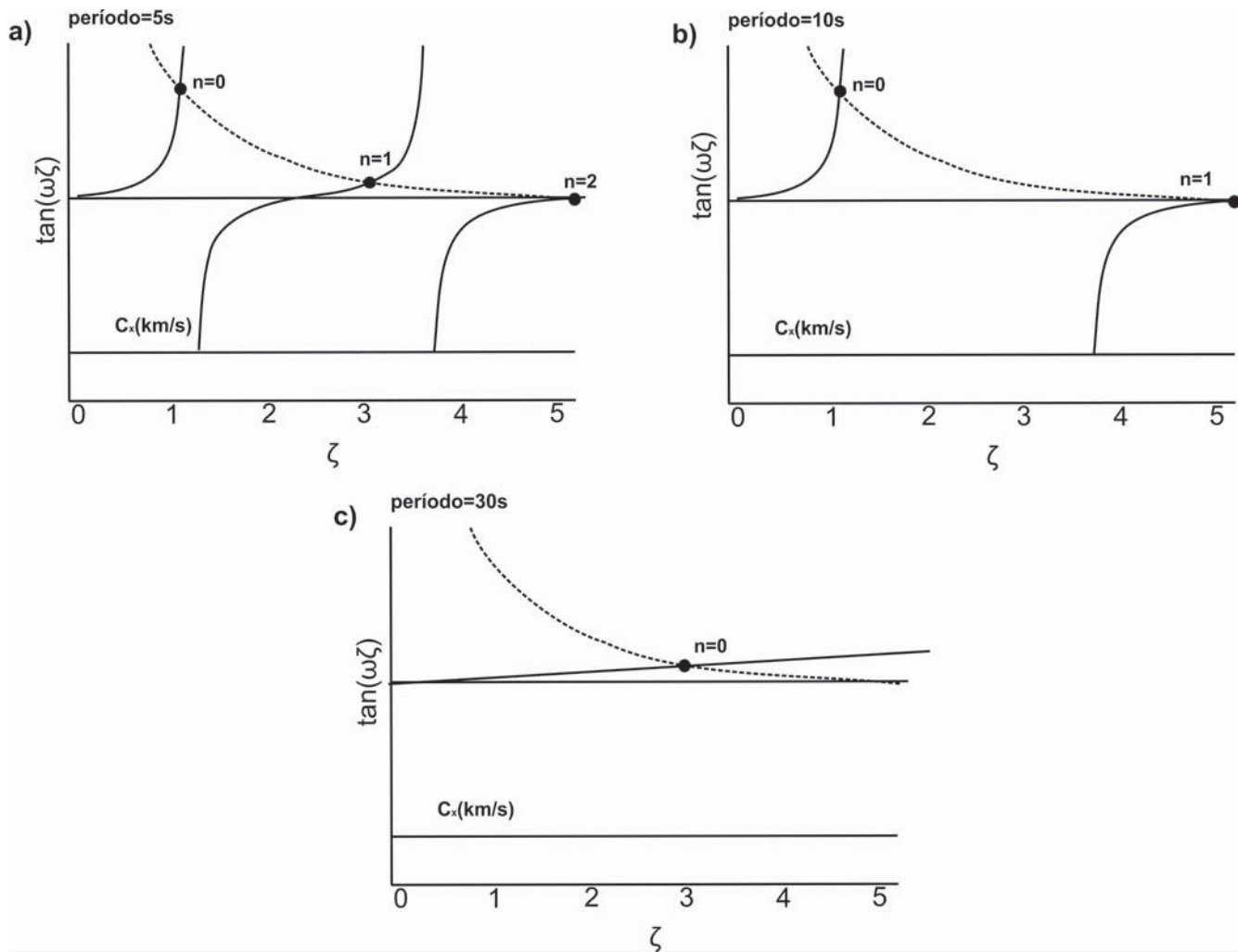


Figura 3.6: soluções gráfica da relação de dispersão para ondas Love. o lado esquerdo da equação 3.20 é representado pelas curvas sólidas $\tan(\omega\zeta)$, as linhas pontilhadas representam o lado direito da eq 3.20. A intersecção das curvas (pontos) são as raízes da equação e nos dá a velocidade aparente para cada período. a) período de 5s, b) período de 10s e c) período de 30s (representando longos períodos). Figura modificada de (Stein & M. Wysession, 2003).

3.4 Dispersão

A dispersão de ondas de superfície é utilizada para estudar o comportamento da velocidade da onda S com a profundidade. Nesta seção, apresentaremos como a dispersão ocorre e logo em seguida, como medimos as velocidades de fase das ondas. Esses conceitos são essenciais para o entendimento de todo o trabalho.

Quando diferentes componentes de frequências se propagam com diferentes velocidades, dizemos que ocorre o fenômeno da dispersão. É importante para o entendimento de dispersão, distinguirmos dois tipos de dispersões. O caso mais conhecido é o da luz, quando a luz atravessa um prisma, por exemplo, as diferentes frequências viajam com velocidades diferentes no respectivo material dispersivo. O outro caso, estudado pela sismologia, tem o seu efeito mais significativo mostrado pelas ondas Love, quando a velocidade aparente ao longo da superfície varia com a frequência, embora as velocidades da onda S, confinadas na superfície não varie. Este tipo de dispersão é estudado para ondas de superfície, porque para ondas de superfície a velocidade aparente e número de onda varia com a frequência (Stein & M. Wysession, 2003).

A dispersão de ondas de superfície é caracterizada por longos períodos das ondas que chegam a uma profundidade maior e curtos períodos das que chegam a uma profundidade menor. Ou seja, ondas com períodos diferentes são sensíveis às estruturas à profundidades diferentes.

Se a onda S percorre um meio homogêneo, sua velocidade é a mesma ao longo de todo o meio (desde que o meio não seja dispersivo). Mas, se ela percorre um meio não homogêneo, sua velocidade varia de acordo com a heterogeneidade do meio no qual a onda se propaga. Portanto, se a onda percorre o meio heterogêneo, ela sofrerá mudanças na velocidade e assim afetará as velocidades de grupo das ondas de superfície, pois as ondas de superfície são formadas pelas interações das ondas de corpo com a superfície.

As ondas Rayleigh e Love são sensíveis às velocidades da onda S em profundidade, Ou seja, para uma pequena perturbação da onda S, haverá uma grande perturbação nas velocidades de grupo, isso é chamado de sensibilidade. Assim, através da dispersão das ondas de superfície é possível estudar a estrutura interna da terra. Observando as camadas na qual a onda S muda de velocidade, podemos identificar variações laterais no percurso estudado.

A seguir, é apresentada uma descrição quantitativa da dispersão. Considere a soma de duas ondas harmônicas com diferentes números de onda e frequências:

$$u(x, t) = \cos(\omega_1 t - \kappa_1 x) + \cos(\omega_2 t - \kappa_2 x) \quad (3.21)$$

As frequências angulares e os números de onda, podem ser escritos em termos da diferença de seus valores médios:

$$\omega_1 = \omega - \delta\omega, \quad \kappa_1 = \kappa - \delta\kappa \quad (3.22)$$

$$\omega_2 = \omega + \delta\omega, \quad \kappa_2 = \kappa + \delta\kappa \quad (3.23)$$

Substituindo em 3.21, temos:

$$\begin{aligned} u(x, t) &= \cos(\omega t - \delta\omega t - \kappa x + \delta\kappa x) + \cos(\omega t + \delta\omega t - \kappa x - \delta\kappa x) \\ &= \cos[(\omega t - \kappa x) - (\delta\omega t - \delta\kappa x)] + \cos[(\omega t - \kappa x) + (\delta\omega t - \delta\kappa x)] \\ &= 2\cos(\omega t - \kappa x)\cos(\delta\kappa x - \delta\omega t) \end{aligned} \quad (3.24)$$

Assim, a soma das duas ondas harmônicas é um produto de duas funções cosseno, no qual o segundo termo oscila com menor frequência e viaja mais devagar do que o primeiro cosseno, pois $\delta\omega$ é menor do que ω e $\delta\kappa$ é menor do que κ .

Os curtos períodos viajam com velocidade ω/κ (velocidade de fase) e os longos períodos viajam com velocidade $\delta\omega/\delta\kappa$ (velocidade de grupo). A figura 3.7 mostra a forma de onda resultante que consiste de um sinal com frequência média ω , o envelope de amplitude é modulado

por ondas de longo período de frequências $\delta\omega$. O comportamento das velocidades de grupo e de fase, também são mostrados na figura.

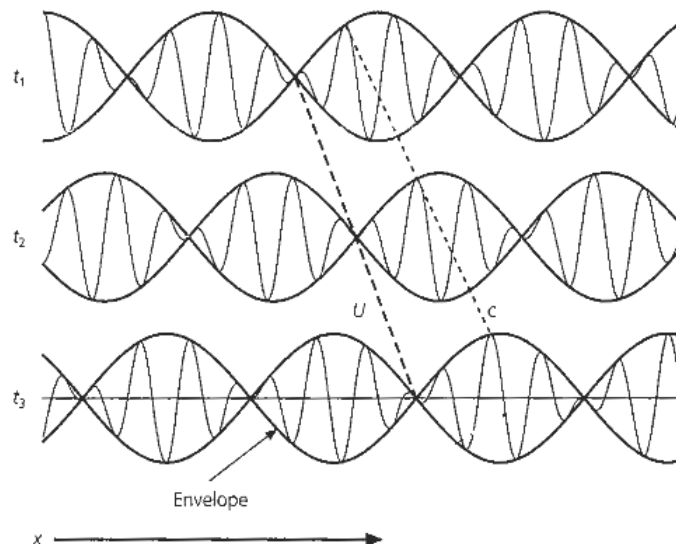


Figura 3.7: Duas ondas senoidais com frequências e números de onda ligeiramente diferentes. O envelope de longo período se propaga com velocidade de grupo U e os picos individuais se propagam com a velocidade de fase (Stein & M. Wysession, 2003).

Portanto, quando existe um espectro de frequências, as perturbações da onda interferem produzindo padrões construtivo e destrutivo que influenciam o movimento total do solo. As ondas construtivas se comportam como um pacote de ondas que se propaga como perturbações ao longo da superfície com velocidades próprias, $U(\omega)=d\omega/dk$, que se chamam velocidades de grupo. Assim, tanto a velocidade de grupo quanto a de fase dependem da frequência (ou período). A velocidade de grupo depende da variação da velocidade de fase com a frequência e controla a interferência entre diferentes harmônicos. O envelope do sinal modelado se propaga com uma velocidade diferente da velocidade de fase.

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} \quad (3.25)$$

No limite $\delta\omega$ e $\delta k \rightarrow 0$ a velocidade de grupo pode ser escrita como:

$$U = \frac{d\omega}{dk} = c + \kappa \frac{dc}{d\kappa} = c \left(1 - \kappa \frac{dc}{d\omega} \right)^{-1} \quad (3.26)$$

Podemos escrever U em termos do comprimento de onda.

$$U = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad (3.27)$$

$$c(\omega) = \frac{\omega}{\kappa(\omega)} \quad (3.28)$$

Em geral, na Terra, a velocidade de fase diminui com a frequência, tal que $dc/dk < 0$ e $U < c$. Assim, as velocidades de grupo são menores do que as velocidades de fase. Se a onda é dita não dispersiva, diferentes comprimentos de onda viajam com a mesma velocidade, $dc/d\lambda = 0$, e as velocidades de grupo e fase são iguais. As velocidades de fase e grupo das ondas podem também ser afetadas pela característica da anisotropia na estrutura terrestre.

3.4.1 Medidas da Velocidade de fases

Nos estudos das ondas de superfície, a grande meta é determinar as velocidades de fase/grupo para um determinado número de períodos. Isto pode ser feito de duas maneiras:

1. Se a assinatura da fonte e o tempo de origem são conhecidos, então a velocidade de grupo pode ser estimada usando um registro em uma única estação (método de estação única);
2. Se não conhecemos os detalhes da fonte, podemos calcular a velocidade de grupo entre duas estações (método inter-estação).

Em nossa análise das ondas de superfície, usamos as velocidades de fase inter-estação, descrita a seguir. Isto é feito pelos métodos computacionais que utilizam o espectro de Fourier.

Velocidade de fase Inter-estações

Para ondas de superfície $u(x, t)$ observadas por duas estações (Snoke & James, 1997; Darbyshire, 2005; Adam & Lebedev, 2009), nas posições x_1 e x_2 , a diferença das fases (ϕ) entre as duas estações:

$$\Delta\phi(\omega) = \phi_2(\omega) - \phi_1(\omega) \pm 2n\pi \quad (3.29)$$

onde $2n\pi$ é incluído para levar em conta a ambiguidade da fase.

Desde que a dependência com a distância x de cada componente senoidal seja e^{ikx} , a mudança da fase na propagação de x_1 a x_2 :

$$\Delta\phi(\omega) = k(x_2 - x_1) = \frac{\omega}{c(\omega)}(x_2 - x_1) \quad (3.30)$$

Assim a velocidade de fase entre duas estações pode ser expressa por:

$$c(\omega) = \frac{\omega(x_2 - x_1)}{\phi_2 - \phi_1 \pm 2n\pi} \quad (3.31)$$

Dessa forma, a determinação de velocidade de fase inter-estações não é influenciada pelo mecanismo focal do terremoto, pois não é necessário saber a fase inicial das ondas no hipocentro.

Antes do cálculo da velocidade de fase inter-estações, para cada sismograma, devemos retirar o efeito da resposta do instrumento. Adicionalmente, as ondas de superfície devem ser isoladas pelo filtro ajustado à fase. Assim, as velocidades de fase inter-estações podem ser determinadas pela correlação cruzada entre as ondas de superfície, isoladas, das duas estações (Meijian An, 2004).

Em ambos os métodos, estação única ou inter estação, é preciso calcular as curvas de dispersão. Para o cálculo das curvas utilizaremos a técnica de filtragem múltipla, que será descrita

no capítulo 4.

3.4.2 Anisotropia terrestre

Os sismólogos costumam não considerar a anisotropia da estrutura terrestre nos problemas, devido a grande complexidade para o seu cálculo. Quando as velocidades sísmicas não variam com a direção, dizemos que o meio é isotrópico e a relação *stress-strain* é dada por (Shearer, 1999):

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}e_{kl} \quad (3.32)$$

Neste caso, os 81 elementos do termo C_{ijkl} reduzem-se a duas constantes, λ e μ , como resultado as propriedades elásticas do material são as mesmas em todas as direções. Porém, em muito materiais observa-se que as propriedades elásticas variam de acordo com a orientação de seus cristais, ou seja, são materiais chamados anisotrópicos onde agora a relação *stress-strain* envolve mais do que duas constantes, significando que as propriedades dos materiais diferem com a direção.

Uma vez que, as velocidades das ondas dependem das constantes elásticas, elas se propagam mais rápido ou mais devagar dependendo das direções no meio anisotrópico. Na figura 3.8, um exemplo de uma onda S que pode ser dividida em dois pulsos, cada um com polaridades e velocidades diferentes, ao passar pelo meio anisotrópico.

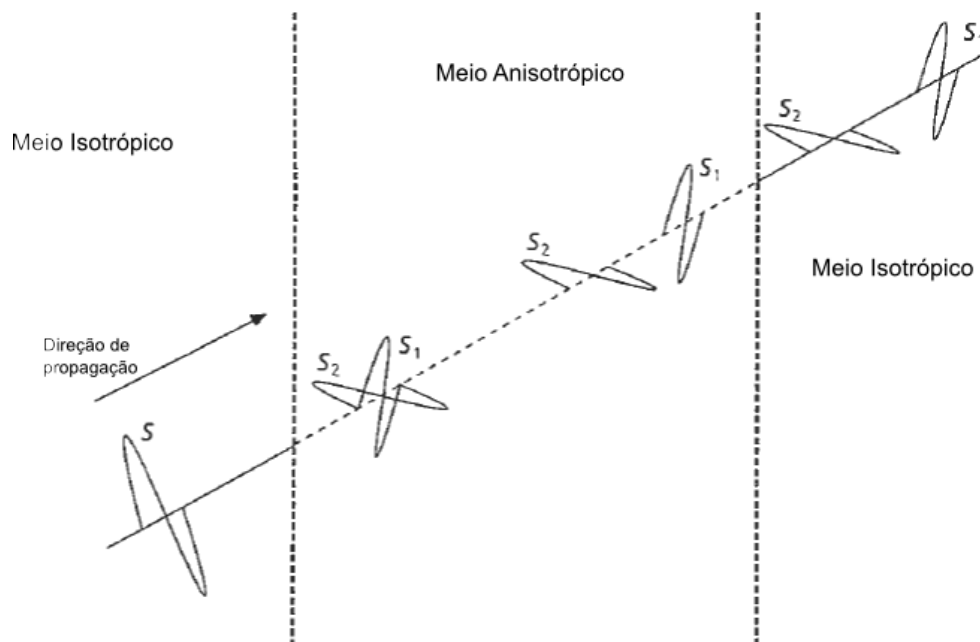


Figura 3.8: Esquema da propagação da onda S, inicialmente polarizada e separada ao longo de direções anisotrópicas, mais rápidas ou mais devagar, produzindo pulsos separados no tempo após a passagem pelo meio. (Stein & M. Wysession, 2003).

Capítulo 4

Metodologia

4.1 Seleção dos eventos utilizados

Neste capítulo, trataremos de como os eventos (dados) são processados, como se dá o cálculo das curvas de dispersão e como foi realizada a inversão destas curvas de dispersão.

Os eventos que utilizamos nesse trabalho, foram registrados por estações Banda larga, pertencentes ao projeto Milênio (Estudos Geofísicos e Tectônicos na Província Borborema) - CNPq, instaladas ao longo da Província Borborema. A localização de algumas dessas estações foi realizada com base nos resultados apresentados por Oliveira, (2008). A estação RCBR, também usada nesse trabalho, não pertence a rede de estações do projeto Milênio, ela pertence ao consórcio norte americano IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) e foi instalada mediante um convênio entre a UFRN e o USGS (Serviço geológico dos EEUU).

Os dados selecionados são entre os anos de 2007 e 2010. Ao todo estão sendo usados sete eventos com magnitude acima de 5.0 M_W e profundidade até 40 km, pois as ondas de superfície de eventos dessa magnitude possuem curvas de dispersão ideais para o método. Quanto a profundidade, recomenda-se eventos rasos por causa do espalhamento geométrico (capítulo 3). Os pares de estações para o cálculo das curvas de dispersão inter-estações são SBBR-OCBR, SBBR-PFBR, SBBR-RCBR, PFBR-SABR e PFBR-SLBR. Na tabela 4.1, os principais

parâmetros hipocentrais dos eventos são mostrados. O pequeno número de eventos selecionados é explicado pelo fato do método inter-estação exigir que os eventos estejam alinhados com as estações. Em nosso caso, a distribuição das estações não favorece o seu alinhamento com a maioria dos telessismos Andinos. Note que, a configuração favorece eventos que venham a NW ou SE da rede. Neste trabalho, o caminho de círculo máximo para os eventos inter-estações não deve ultrapassar 10° entre o caminho de círculo máximo entre as estações, pois a trajetória das ondas devem ser as mesmas para as duas estações, como a figura 4.1 ilustra. Na figura 4.2, a distribuição das estações pelo Nordeste do Brasil. As estações BEBR e GRBR não foram utilizadas no estudo, pois ambas possuem a componente vertical defeituosa, ou seja, não há registro do evento nessa respectiva componente. A figura 4.3, mostra os epicentros dos telessismos usados no estudo, localizados nas bordas das placas tectônicas Sul Americana e Norte Americana.

Ao final do processo de seleção de dados, preparamos os sismogramas para o cálculo das curvas de dispersão, em etapas realizadas em cada um dos sismogramas:

1. mudança no cabeçalho dos sismogramas;
2. remoção do efeito instrumental;
3. rotação das componentes horizontais do sismograma;
4. seleção das ondas de superfície.

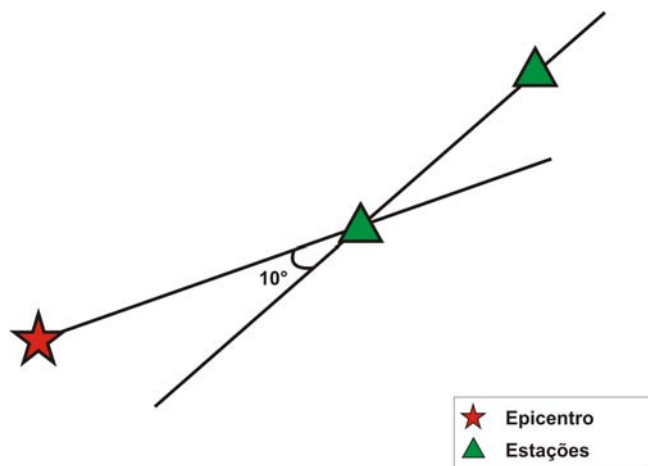


Figura 4.1: Esquema do alinhamento dos dados com as estações.

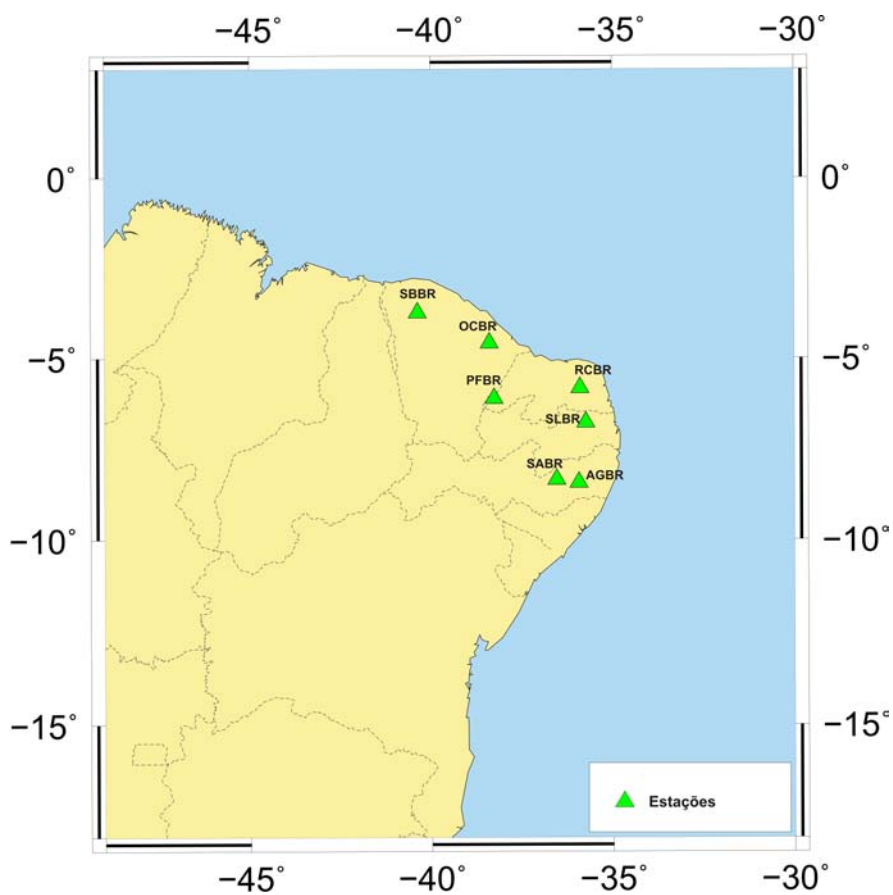


Figura 4.2: Arranjo de estações na Província Borborema

Tabela 4.1: Eventos Seleccionados para o estudo.

YYYYDDD	UT	Lat.	Long.	Prof.(km)	Mag (M_W).	Estação	Δ (km)	Baz(°)
SBBR-OCBR								
2007253	01:49:11	2.956	-78.037	10	6.8	SBBR	4.250,6	279.6
						OCBR	4.482,6	279.9
2009070	21:03:59	8.507	-83.238	17	5.9	SBBR	4.942	286
						OCBR	5.178,5	286.16
PFBR-SLBR								
2008183	00:17:29	-10.370	-75.486	10	5.5	PFBR	4.120,2	260,9
						SLBR	4.385,5	261,9
SBBR-PFBR								
2010010	00:27:38	40.645	-124.763	22	6.5	SBBR	9.802.8	310.7
						PFBR	10.150,4	310.5
2009215	17:59:56	29.050	-112.906	10	6.9	SBBR	8.523	300.8
						PFBR	8.857.6	300.88
SBBR-RCBR								
2010020	11:03:43	18.422	-72.813	11	5.9	SBBR	4.316	305.6
						RCBR	4.853	304.3
PFBR-SABR								
2010010	00:27:38	40.645	-124.763	22	6.5	PFBR	10.150,4	310.5
						SABR	10.150,4	310.5



Figura 4.3: Mapa com os 7 epicentros nas bordas das placas tectônicas Sul Americana e Norte Americana.

4.2 Cálculo das curvas de dispersão

Em nosso trabalho, utilizamos o método inter-estação, usado no Brasil para estudos na bacia do Paraná (Snoke & James, 1997; Meijian An, 2004). Este método exige que haja um número suficiente de estações, para que elas possam formar pares alinhados com os eventos. Neste método, fizemos as seguintes etapas:

1. calculamos a curva de dispersão da velocidade de grupo em cada estação;
2. fazemos uma correlação cruzada com os modos fundamentais das duas curvas;
3. obtemos, por fim, uma curva inter-estação de velocidade de fase.

Assim, como mostrado no Capítulo 3, esse cálculo de velocidade de fase não é influenciado pelo mecanismo focal do terremoto. No cálculo das curvas de dispersão utilizamos a Técnica de Filtragem Múltipla (Dziewonski et al., 1969), contida nos programas sismológicos do Herrmann & Ammon (2002), descrita a seguir.

4.2.1 Técnica de Filtragem Múltipla (*Multiple Filtering Techniques, MFT*)

A Técnica de Filtragem Múltipla (Dziewonski et al., 1969) é usada para estudar as variações de amplitude de um sinal em função da velocidade e do período, medindo assim as velocidades de grupo. Os pacotes de ondas sísmicas superficiais gerados por um evento sísmico, são normalmente formados por vários harmônicos. O objetivo da MFT é isolar esses harmônicos, calcular a velocidade de cada um deles e construir a curva de dispersão das velocidades de grupo, através de uma série de filtros passa-banda estreitos.

A MFT tem como base teórica a utilização de uma função Gaussiana no domínio da frequência, pois essa função apresenta uma simetria nos domínios da frequência e do espaço. Então, é desejável que as filtrações tenham boas resoluções na vizinhança imediata de cada

frequência central e da velocidade. O filtro Gaussiano é uma boa escolha para satisfazer o requisito, pois ele pode tornar-se mais largo ou mais estreito de acordo com o seu parâmetro de largura α , que por sua vez, depende da natureza da dispersão no sismograma. Assim, a velocidade de grupo, pode ser calculada dividindo o comprimento do caminho entre as estações pelo o tempo do percurso do pacote de ondas, para isso precisamos conhecer apenas o tempo de origem e o local do evento. No pacote do Herrmann & Ammon, (2002), α é constante causando resoluções diferentes, nas medidas da velocidade de grupo, para períodos diferentes. A função da janela do filtro Gaussiano pode ser escrita como (Dziewonski *et al.*, 1969; Herrin & Goforth, 1977):

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha\left(\frac{\omega-\omega_n}{\omega_n}\right)^2} \quad (4.1)$$

onde ω_n é a frequência central do filtro e α é um parâmetro de largura do filtro que controla a resolução da medida da velocidade de grupo (Bhattacharya, 1983).

O resultado da MFT possui contornos contaminados pela cauda das ondas S e os modos mais altos das ondas de superfície. Para isolar as ondas de superfície do modo fundamental, precisamos usar o *phase matched filter* (Herrin & Goforth, 1977), são uma classe de filtros lineares com uma fase de Fourier definida. O programa do `_mft` (usado para isolar o modo fundamental), permite que o sinal selecionado se ajuste a fase de Fourier do filtro. Após selecionar os modos fundamentais, as curvas estão prontas para o cálculo das velocidades de fase inter-estações. Na figura 4.4, um exemplo da curva de dispersão das velocidades de fase inter-estações para o par SBBR-RCBR.

Para ilustrar o método, fizemos uma pequena análise entre percursos puramente continentais e percursos oceano-contidente, do epicentro até a estação SBBR. Na figura 4.5, mostramos os caminhos evento-estação dos eventos usados. Os eventos puramente continentais são os números 1 e 2 (da figura), respectivamente Peru e Colombia. Enquanto os eventos 3,

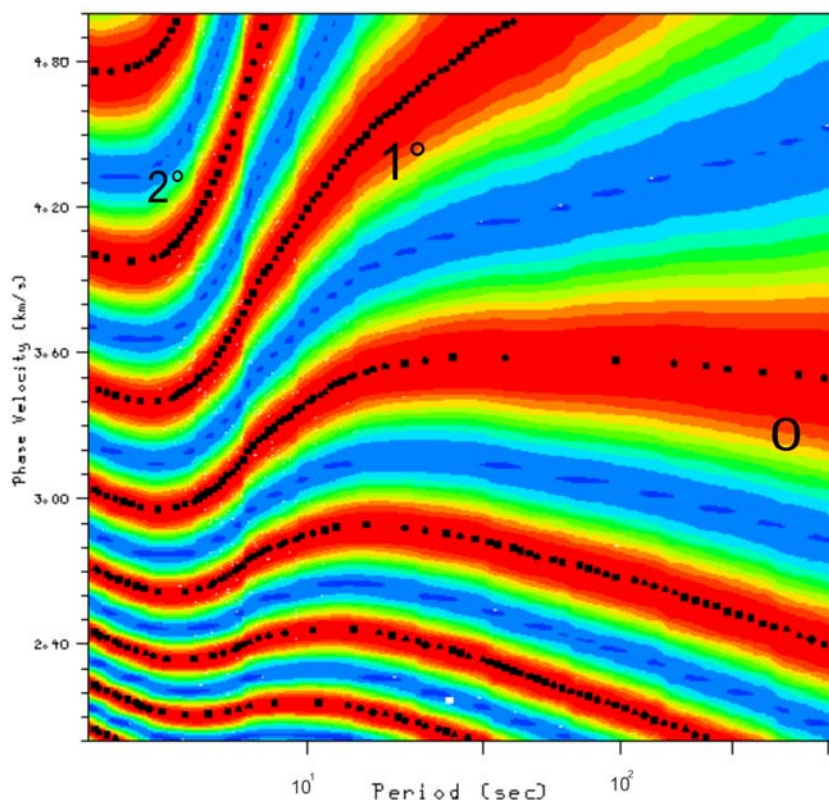


Figura 4.4: Curva de dispersão da velocidade de fase inter-estação para o par SBBR-RCBR. Podemos observar o modo fundamental ao centro (0), os modos altos acima (1° e 2°) e os modos mais inferiores, abaixo do fundamental. Os contornos coloridos são as amplitudes do espectro.

4 e 5 (Costa Rica, Haiti e Califórnia) percorrem tanto a crosta continental, quanto a crosta oceânica. Na figura 4.6, está as curvas desses eventos, onde as curvas verdes representam caminhos oceano-contidente e as curvas azuis representam caminhos continentais, a figura mostra que as velocidades de fase de ondas Love para caminhos oceano-contidente, nos curtos períodos ($< 50s$), são maiores do que para caminhos continentais. Essa diferença nas velocidades pode ser explicada pela diferença de espessura nas crostas oceânica e continental. Para algumas velocidades de ondas Rayleigh, em ambos os caminhos, as velocidades de fase são bem parecidas.

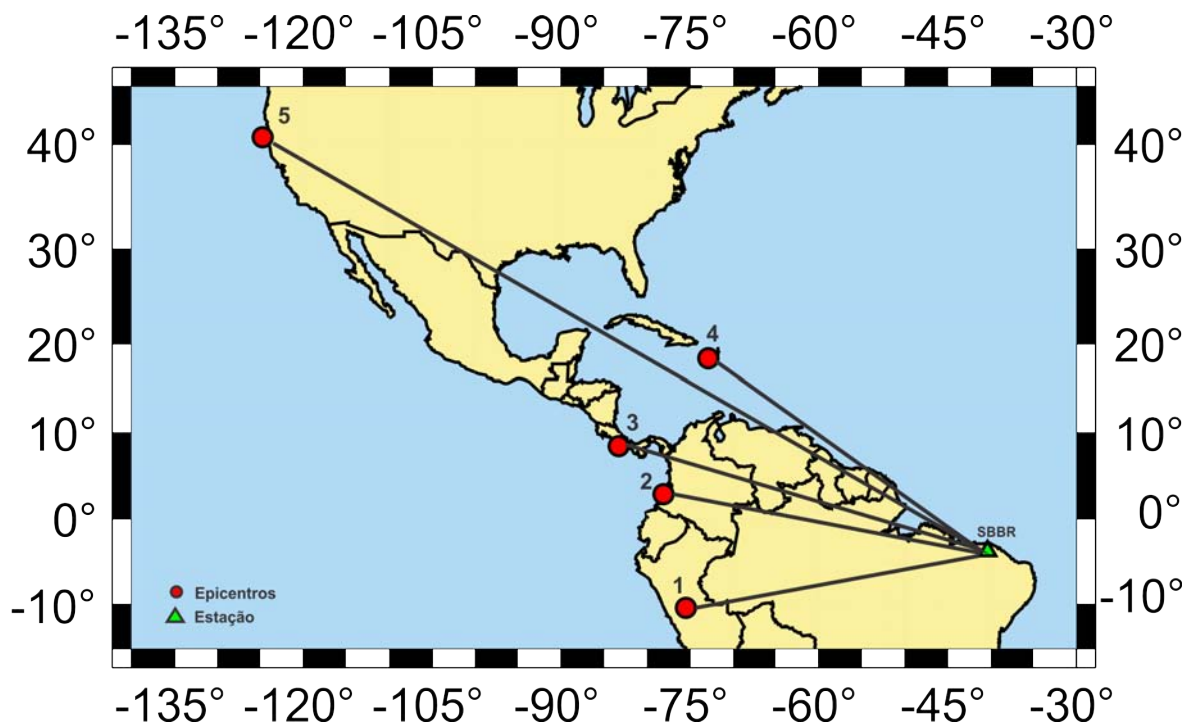


Figura 4.5: Caminho do raio dos eventos para a estação SBBR.

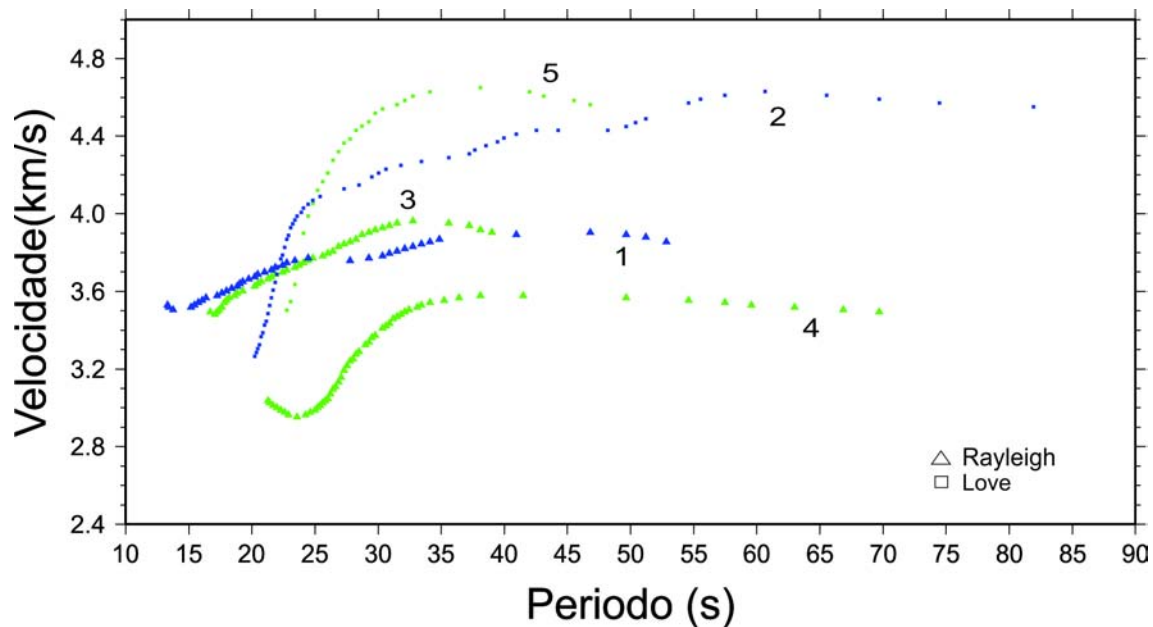


Figura 4.6: Curvas de dispersão para a estação SBBR.

4.3 Inversão da dispersão de ondas de superfície

Nosso problema teria uma representação direta se dado os parâmetros do sistema físico, para cada profundidade, tivéssemos um valor de velocidade da onda S. Como, possuímos a dispersão das ondas de superfície para estimar a velocidade da onda S com a profundidade, nosso problema é inverso.

Para resolver o problema, precisamos fazer uma reparametrização, para que a curva de dispersão torne-se diretamente relacionada à velocidade da onda S: β . As curvas de dispersão são representadas por: $C(T) = f(\alpha, \beta, \rho, h)$, onde T é o período da onda, α é a velocidade da onda P, β é a velocidade da onda S, ρ e h são respectivamente a densidade e a espessura das camadas. Temos então muitos parâmetros para a inversão, e vamos considerar um problema de único parâmetro, onde v_P/v_S (tabela 4.2) e h são fixos. A densidade é calculada através dos valores de onda P: $\rho = 0,32V_p + 0.77$ (Berteussen, 1977). Por fim, a representação das velocidades de fase como função das velocidades da onda S se torna:

$$C(T) = f(\beta_i) \quad (4.2)$$

Assim, podemos relacionar a velocidade da onda S com a velocidade de fase em diferentes períodos. Em geral, o problema de inversão é realizado por uma linearização a partir de um modelo inicial. Podemos achar um modelo de velocidade da onda S perturbando iterativamente um modelo inicial até que o ajuste de velocidade de grupo/fase seja satisfatório.

A inversão foi realizada com modelos horizontalmente homogêneos e necessita dos seguintes parâmetros para o modelo inicial: as velocidades de propagação das ondas P e S, a espessura e a densidade da camada. De posse destes parâmetros, calcula-se uma curva de dispersão teórica para esse modelo proposto e ajusta as curvas observadas às teóricas para a obtenção das estimativas dos parâmetros do modelo utilizado. Porém, sabe-se que nos casos reais as ondas

percorrem estruturas geológicas diferentes ao longo da província. Como o percurso entre o par de estações é composto por estruturas heterogêneas, as velocidades de grupo/fase são afetadas por essas heterogeneidades.

Para realizar a inversão da dispersão de ondas de superfície, utilizamos o programa computacional *Surf96* pertencente ao pacote do Herrmann & Ammon (2002). O *Surf96* usa o método de inversão linearizada iterativa (método de gradiente), Numerical Recipes in Fortran 77 (Press *et al.*, 1992).

Quando os dados não possuem informações suficientes para resolver o problema, deve-se introduzir algum tipo de informação a priori aos parâmetros que se quer estimar.

No nosso método de inversão incorporamos o vínculo de suavidade, supondo a priori, que a interface entre cada camada varia espacialmente de forma suave. Por outro lado, analisar um perfil sem suavidade pode nos indicar onde o perfil mostra mais instabilidades e assim talvez encontrar descontinuidades.

O termo da suavidade é acrescentado ao funcional:

$$f = R_u + \sigma R_{suave} \quad (4.3)$$

Onde R_u é o ajuste das velocidades de fase $[C(T)_{obs} - C(T)_{teor}]^2$, R_{suave} é a suavidade e σ é o peso que se dá a suavidade. Em nosso caso esse peso varia entre 0.01-4 . Se $\sigma = 0$, voltamos a solução de mínimos quadrados. Quanto maior for σ , mais estabilidade a solução terá. O ideal é que se possa encontrar um σ intermediário, para que possamos reproduzir os dados observados com estabilidade.

Como um exemplo da variação de σ , usamos a seguir, duas curvas com mesma parametrização no modelo inicial, mas com distintos valores de σ . Na figura 4.7 a, usamos baixos valores de σ , o ajuste da curva ficou bom, mas os valores de velocidade da onda S no perfil não obedecem aos valores de velocidades esperados para a crosta.

Na figura 4.7 b, usamos valores de σ mais altos que os da figura 4.7 a, e o resultado calculado pela inversão corresponde aos valores limites de velocidade da onda S, enquanto não há ajuste para a curva de dispersão. Portanto, o ideal para a nossa inversão foi encontrar valores de σ que satisfaçam tanto a resolução quanto a estabilidade do problema.

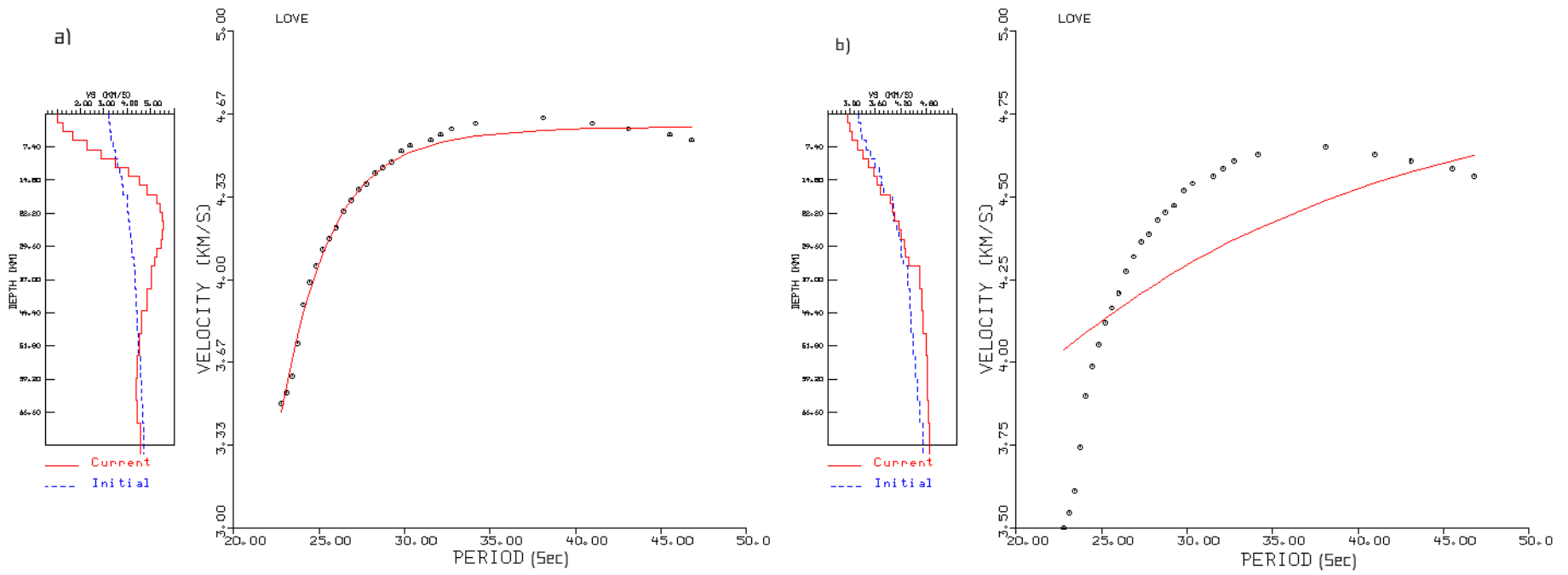


Figura 4.7: a) Perfil com baixos valores de σ para a suavidade. b) Perfil com altos valores de σ para a suavidade. (current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial).

A inversão dos dados foi realizada com diferentes parametrizações. A seguir, utilizamos um dado como exemplo para mostrar cada parametrização.

4.3.1 Dado Teste

Geralmente, problemas de inversão são realizados por linearização a partir de um modelo inicial. Neste trabalho, o modelo inicial assume diferentes parametrizações, no que diz respeito as espessuras das camadas e a suavidade, com o intuito de observar a dependência dos resultados com as condições iniciais. Para a exemplificação das parametrizações, usamos um dado teste na realização da inversão. A curva de dispersão da velocidade de fase inter-estação na figura 4.9 é de um terremoto na Califórnia em Janeiro de 2010, $6.5 M_W$ (sismograma na figura 4.8), registrado pelas estações SBBR e PFBR (figura 4.10). Ao todo, temos o parâmetro da velocidade da onda S e as quatro parametrizações (espessuras das camadas e suavidade) descritas a seguir:

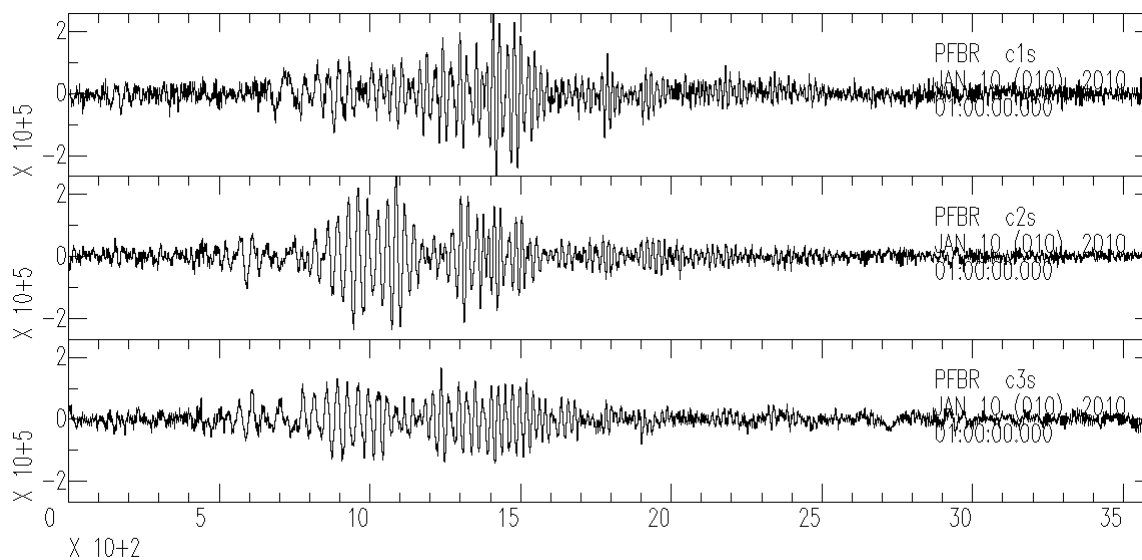


Figura 4.8: Sismograma do evento da Califórnia em Janeiro de 2010, $6.5 M_W$ registrado em PFBR.

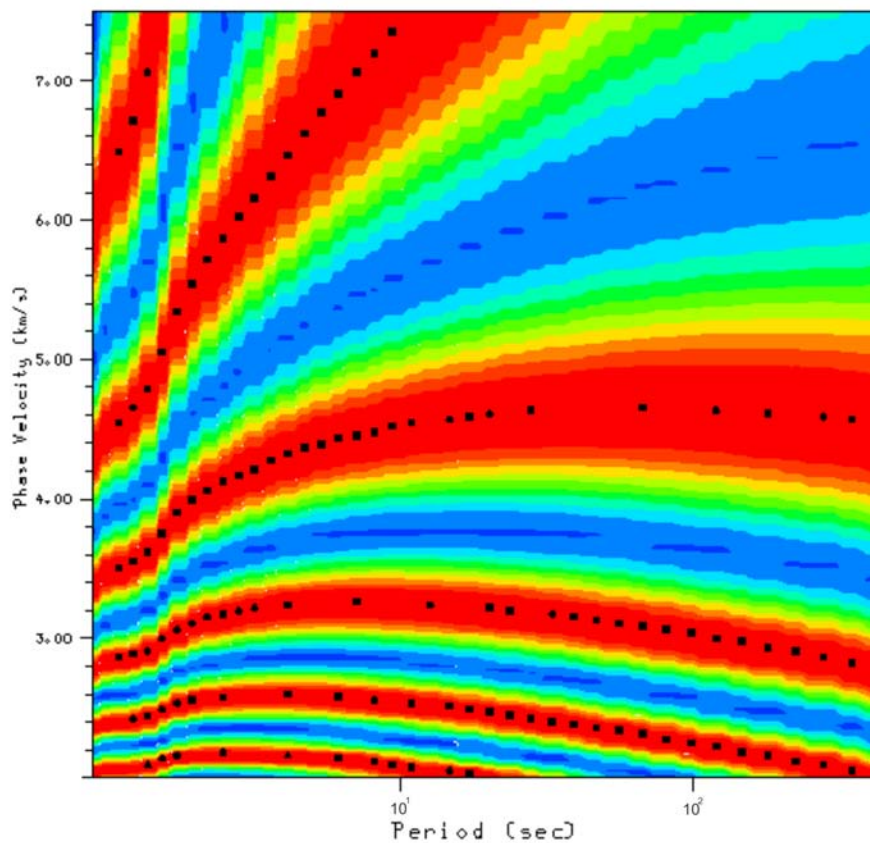


Figura 4.9: Curva de dispersão da velocidade de fase, utilizada como dado teste para exemplificação dos parâmetros, os contornos coloridos são as amplitudes do espectro em função da velocidade de fase e do período.

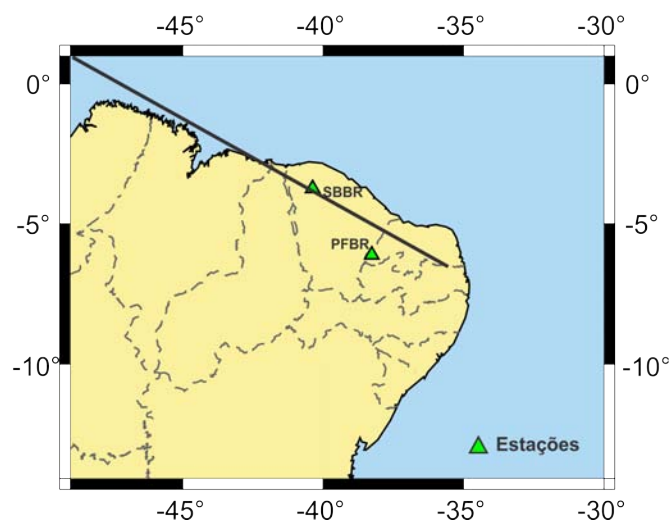


Figura 4.10: Estações SBBR e PFBR, onde foi registrado o evento da Califórnia em Janeiro de 2010, $6.5 M_W$, usado no exemplo e o caminho do raio do evento.

Parâmetro - velocidade da onda S

Para encontrarmos o parâmetro velocidade de onda S para o modelo inicial da inversão, correspondente a cada tipo de onda, Rayleigh e Love, calculamos as curvas de dispersão para o par de estações que possui o maior número de eventos, SBBR-OCBR, figura 4.11. Tentamos encontrar uma curva média para a componente vertical (ondas Rayleigh) e uma para a componente transversal (ondas Love), que estivessem dentro dos valores esperados de velocidade no perfil da onda S. Essas curvas podem nos trazer uma análise da consistência das curvas para o par de estações, uma vez que, plotando todas as curvas teremos uma idéia de quais curvas estão mais próximas ou mais distantes das curvas médias. Não foi possível encontrar valores de velocidade de S (parâmetro) que constituam um único modelo inicial para o ajuste de ambas as curvas de dispersão, Rayleigh e Love (figura 4.11).

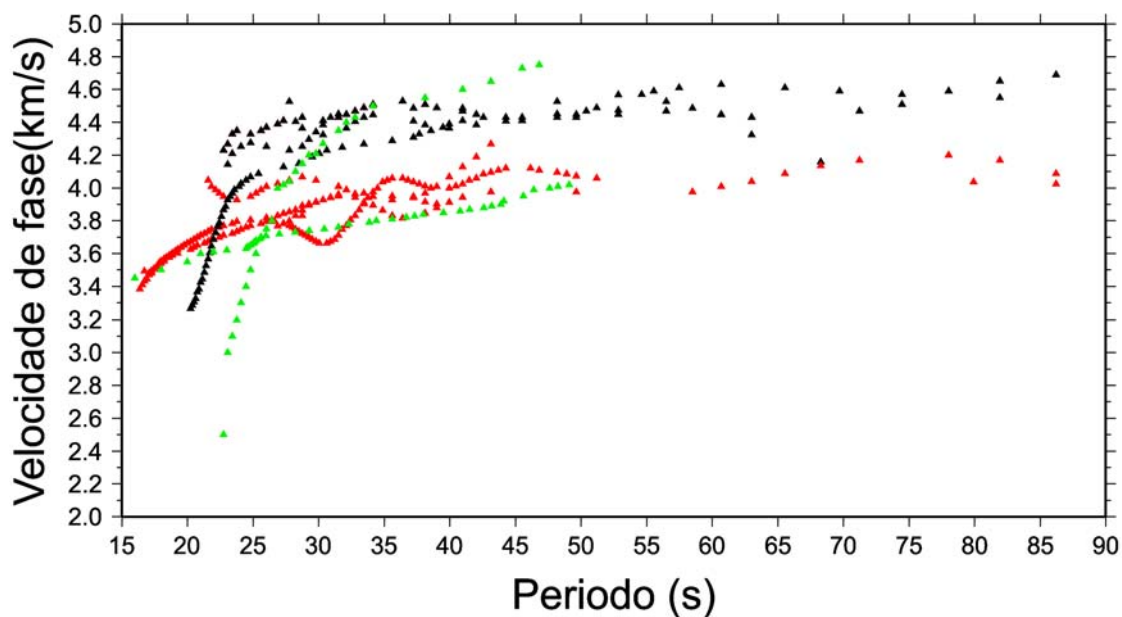


Figura 4.11: Ajuste das curvas de dispersão observadas e das curvas com diferentes valores de velocidades para os modelos iniciais usados na inversão com o par SBBR-OCBR

Parametrização 1 - Camadas com diferentes espessuras suavizadas

Nesta primeira parametrização, as espessuras das 26 camadas no modelo inicial variam de 1 a 2.5 km na crosta até a Moho e 3 km após a Moho até 56 km de profundidade. Essa configuração é mostrada na figura 4.12. Neste caso, o σ do vínculo de suavidade varia de 1.8-0.02, ou seja, há um valor de σ para cada camada, e esse valor diminui a medida que a profundidade aumenta variando a suavidade nas interfaces.

As camadas, possuem uma pequena espessura até poucos quilômetros de profundidade e vai aumentando a espessura a medida que os períodos aumentam. A figura 4.13 mostra o perfil de velocidade da onda S e o ajuste da curva de dispersão.

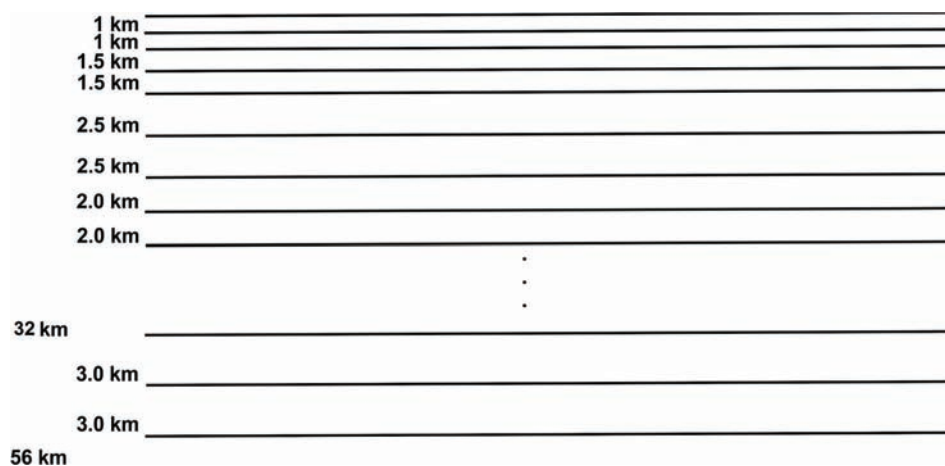


Figura 4.12: Esquema das camadas da parametrização 1.

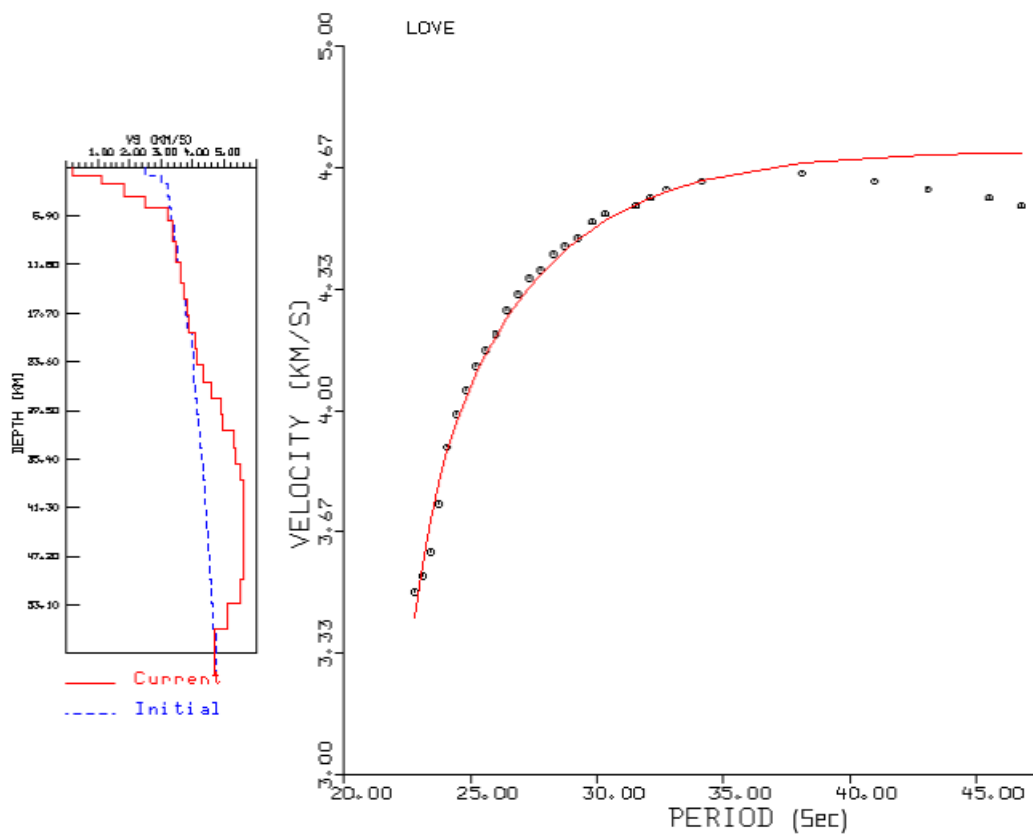


Figura 4.13: resultado da inversão para a parametrização 1, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.

Parametrização 2 - Camadas com diferentes espessuras sem suavização

Nesta parametrização, o modelo inicial possui os mesmos parâmetros da anterior, mas sem o vínculo de suavidade. A figura 4.14 mostra o resultado da inversão.

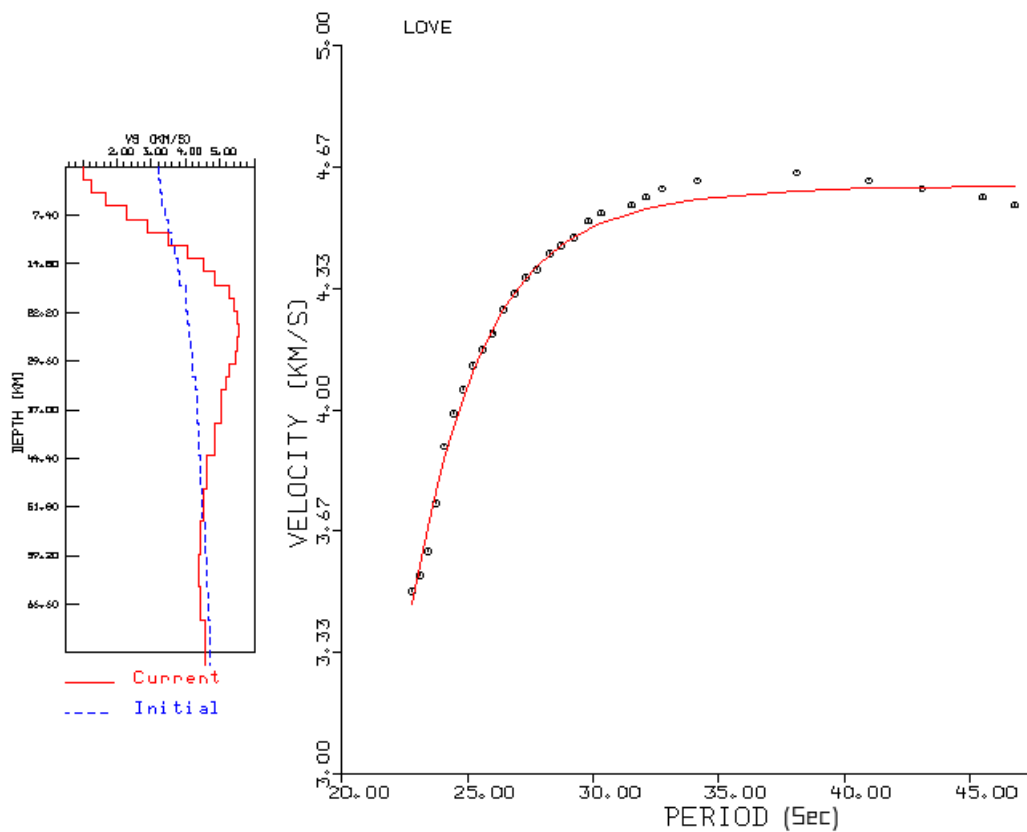


Figura 4.14: resultado da inversão para a parametrização 2, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.

Parametrização 3 - Camadas com espessuras fixas suavizadas

Nesta parametrização, temos três configurações dos parâmetros no modelo, onde em todos usamos a suavidade:

3.1 - Com 26 camadas, cada uma com espessura de 2 km até 52 km de profundidade, figuras 4.15 e 4.16, mostram respectivamente o esquema do modelo e o perfil de velocidade da onda S;

3.2 - Com 12 camadas, cada uma com espessuras de 5 km até 60 km de profundidade, figura 4.17 e 4.18, mostram respectivamente o esquema do modelo e o perfil de velocidade da onda S;

3.3 - Com 22 camadas, cada uma com espessuras de 2 km até a Moho e 5 km até 63 km de profundidade, figura 4.19 e 4.20, mostram respectivamente o esquema do modelo e o perfil de velocidade da onda S.

Figuras da parametrização 3.1:



Figura 4.15: Esquema das camadas da parametrização 3.1.

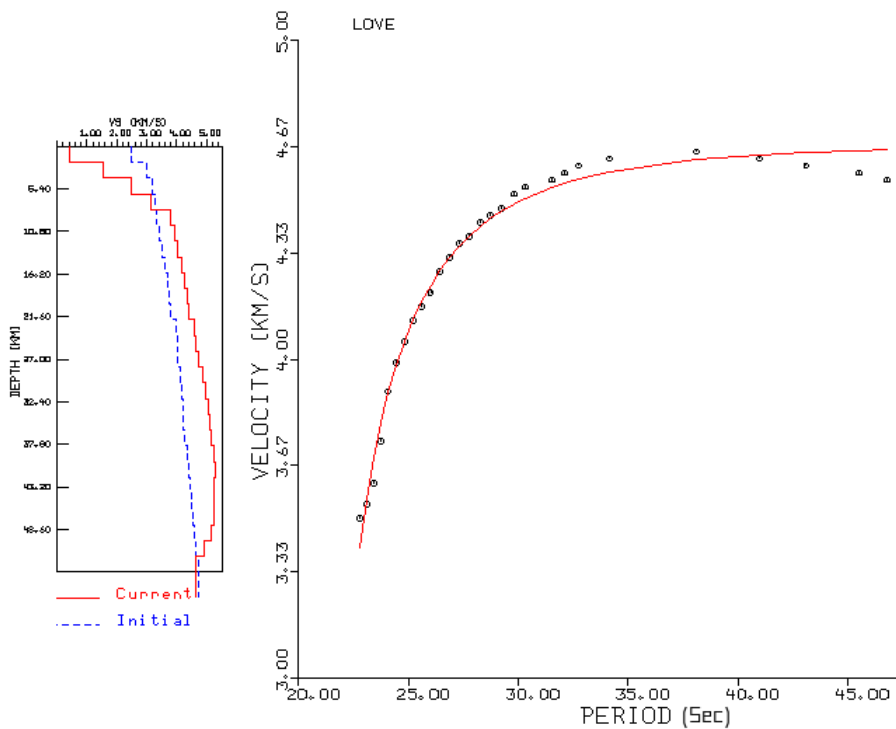


Figura 4.16: resultado da inversão para a parametrização 3.1, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.

Figuras da parametrização 3.2:



Figura 4.17: Esquema das camadas da parametrização 3.2.

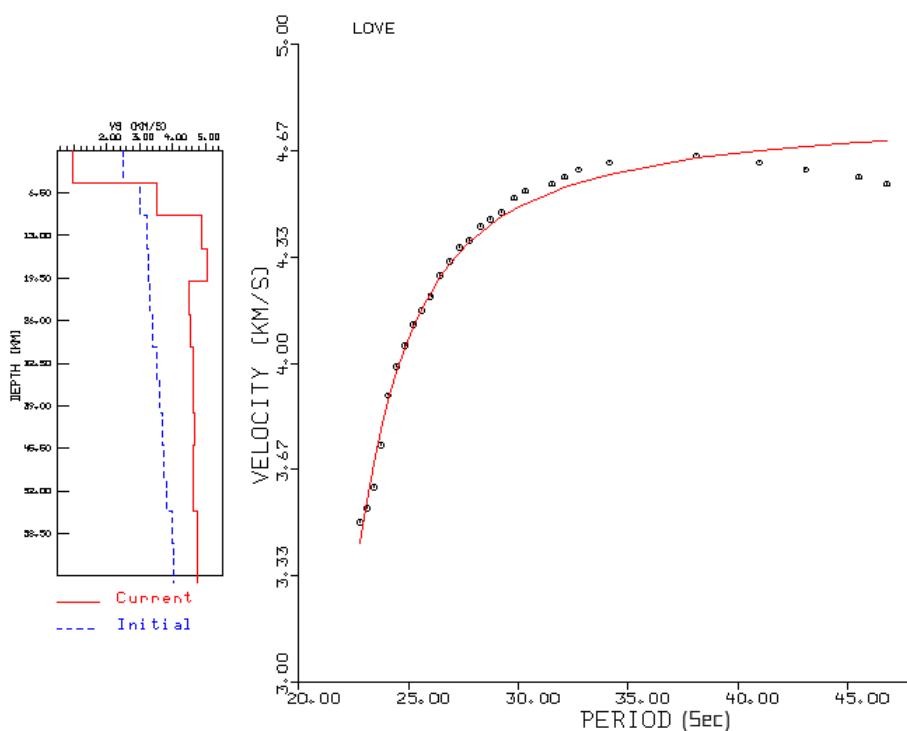


Figura 4.18: resultado da inversão para a parametrização 3.2, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.

Figuras da parametrização 3.3:

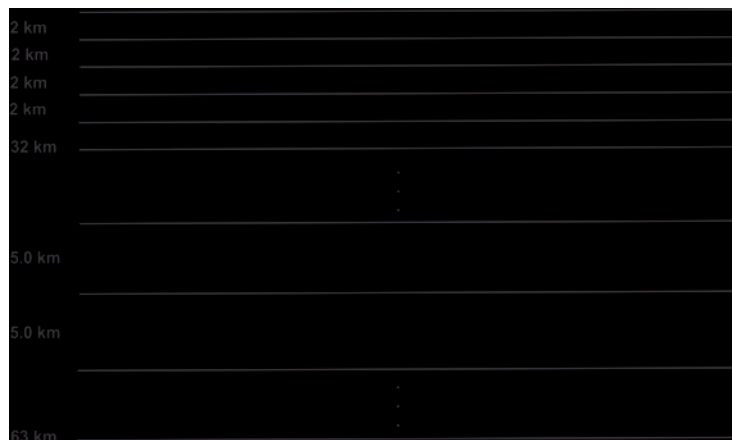


Figura 4.19: Esquema das camadas da parametrização 3.3.

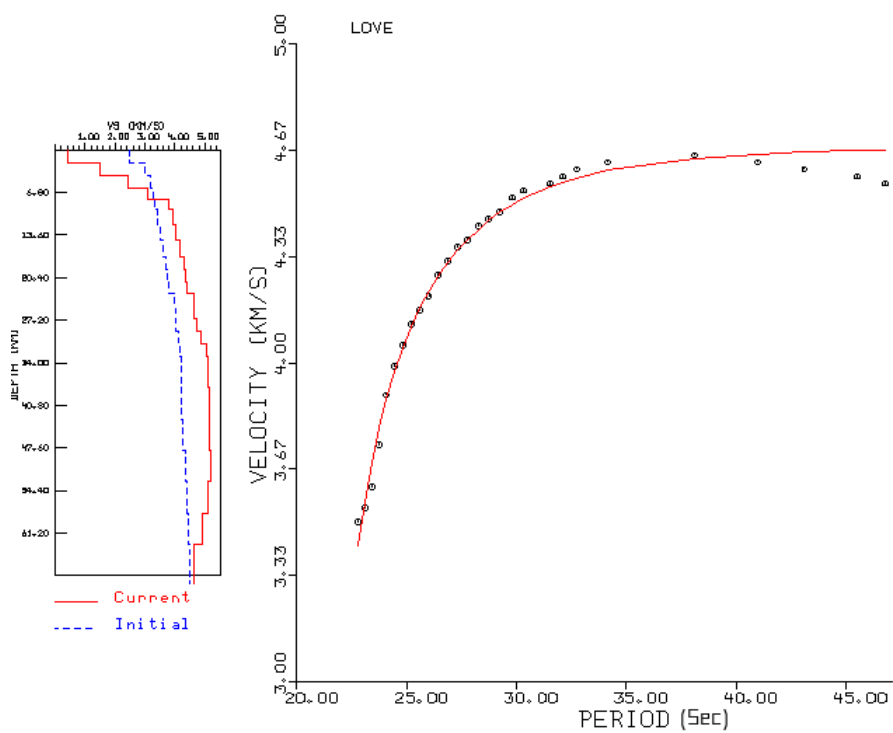


Figura 4.20: resultado da inversão para a parametrização 3.3, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.

Parametrização 4 - Camadas com diferentes espessuras suavizadas com a Moho fixa

Possui os mesmos parâmetros da parametrização 1, mas agora usamos o conhecimento da espessura média da crosta obtida através da função do receptor por Novo Barbosa, (2008). A tabela 4.2 mostra os valores da espessura média sob cada estação e seus respectivos erros σ . De posse desses valores, usamos uma média da espessura e de v_P/v_S em cada par de estações. Na figura 4.21, o resultado da inversão.

Tabela 4.2: Espessuras crustais e razão v_P/v_S na Província Borborema (Novo Barbosa, 2008) e RCBR por (Candido Jr, comunicação pessoal)

Estação	h(km)	$\sigma(km)$	v_P/v_S	$\sigma(km/s)$	Confiabilidade (%)
SBBR	33,5	2,1	1,73	0,04	99,1
OCBR	33,2	1,8	1,67	0,04	90,2
PFBR	30,0	0,5	1,74	0,02	90,9
RCBR	36,2	2,9	1,69	0,07	89,1
SLBR	29,6	1,3	1,8	0,04	93,6
AGBR	33,9	2,0	1,81	0,05	64,0

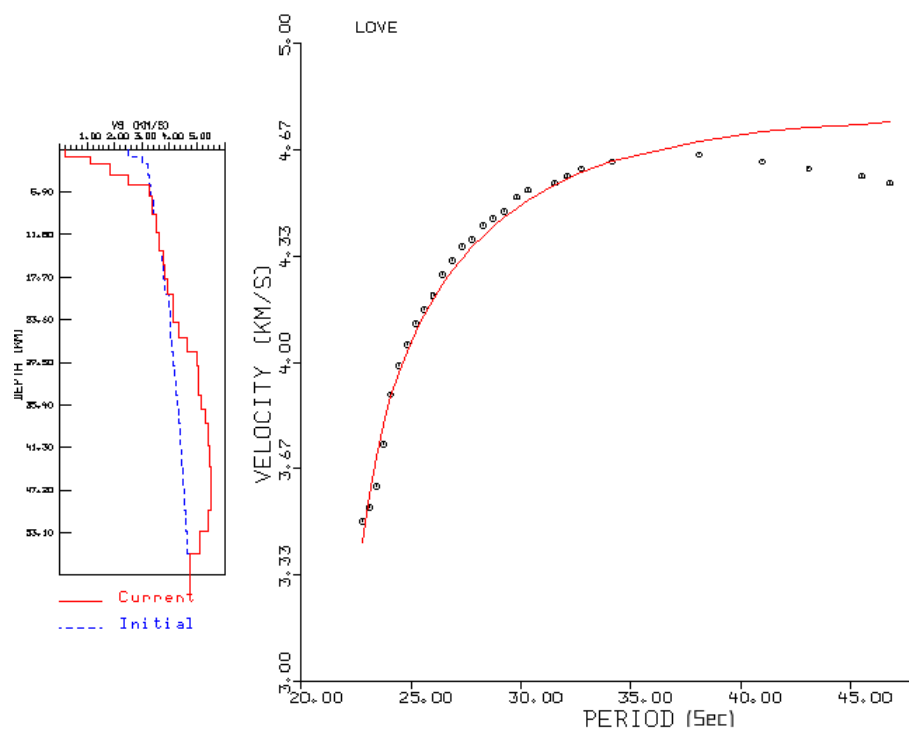


Figura 4.21: resultado da inversão para a parametrização 4, com espessura da moho estimada por função do receptor, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial.

4.3.2 Considerações sobre o Dado teste

Os valores da velocidade da onda S esperados na crosta e no manto superior são: 3.2 km/s a 3.8 km/s na crosta superior e 4.4 km/s a 4.7 km/s no manto superior (Shearer, 1999). As figuras 4.13 e 4.14, mostram que as parametrizações 1 e 2 nos dão curvas bem diferentes. Em 4.13, os valores de velocidade estão dentro do intervalo esperado. Em 4.14, as velocidades estão muito diferentes do esperado e converge para velocidades acima de 5 km/s na crosta, indicando que o modelo tenta compensar alguma velocidade baixa na crosta.

Na parametrização 3.1 e 3.3, as curvas (figuras 4.16 e 4.20, respectivamente) possuem praticamente o mesmo resultado, diferenciando-se apenas de pequenas variações da onda S no perfil. O intervalo de velocidade está entre 0.5 e 5 km/s. A curva da parametrização 3.2, de 5 km não

nos traz praticamente nenhuma informação, pois para nossos dados a espessura de 5 km não nos permite boa resolução.

Para a parametrização 4 obtemos o melhor resultado, onde até a profundidade da Moho (aproximadamente 32 km) nosso resultado se ajusta ao modelo dentro dos limites aceitáveis de velocidades.

Como a curva sem suavidade (parametrização 2) apresentou valores de velocidades da onda S, que estão fora do intervalo esperado na crosta e no manto superior, nosso trabalho foi realizado utilizando apenas as curvas suavizadas, ou seja, as parametrizações 1, 3.1 e 4. A seguir, todos os resultados obtidos com o emprego dessas parametrizações na inversão.

Capítulo 5

Resultados Obtidos

Neste capítulo mostraremos os resultados, curvas de dispersão e perfis da onda S com a profundidade, para cada par de estações.

As parametrizações usadas na inversão de todos os pares de estações foram a 1, 3 e 4 (mostradas no capítulo anterior). Devido a anisotropia no manto superior da terra, a dispersão das ondas Rayleigh e Love não são compatíveis com os mesmos parâmetros para o modelo inicial de inversão. Mas, mesmo utilizando diferentes parametrizações no modelo, a diferença entre os perfis de velocidade das ondas Love (SH) e da Rayleigh (SV) não devem ser muito distintas na crosta superior, ou não devem diferir em pelo menos 10 %. Os pares de estações são descritos a seguir:

5.1 SBBR-OCBR

Para o percurso SBBR-OCBR, usamos inicialmente seis eventos, esse é o maior número de sismos selecionados entre todos os pares. Porém, apenas dois tiveram bons resultados (Sismogramas no apêndice A). Os caminhos do raio dos dois eventos chegando nas estações são mostrados pela figura 5.1. Na figura 5.2, uma superposição da chegada dos eventos com a geologia da região e nas figuras 5.3 e 5.4 estão as curvas de dispersão e os perfis de velocidade da

onda S.

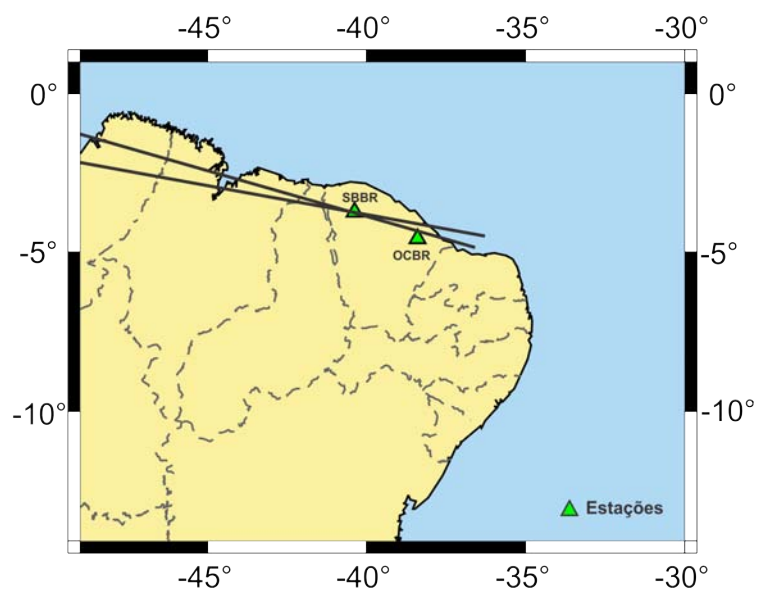


Figura 5.1: Caminhos dos raios (vindo da esquerda para a direita da figura) dos eventos usados na inversão para o par SBBR-OCBR. Eventos da Costa Rica ($5.9 M_W$) e Colombia ($6.8 M_W$).

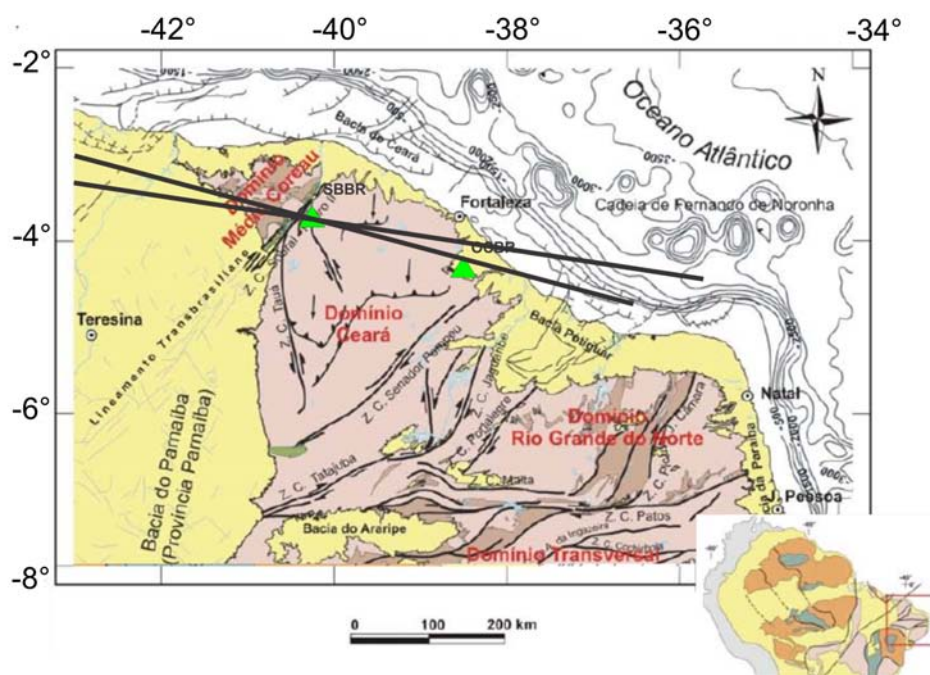


Figura 5.2: Caminhos dos raios (linhas grossas da esquerda para a direita) dos eventos e a região do domínio Ceará Central. (Bizzi e Vidotti, 2003)

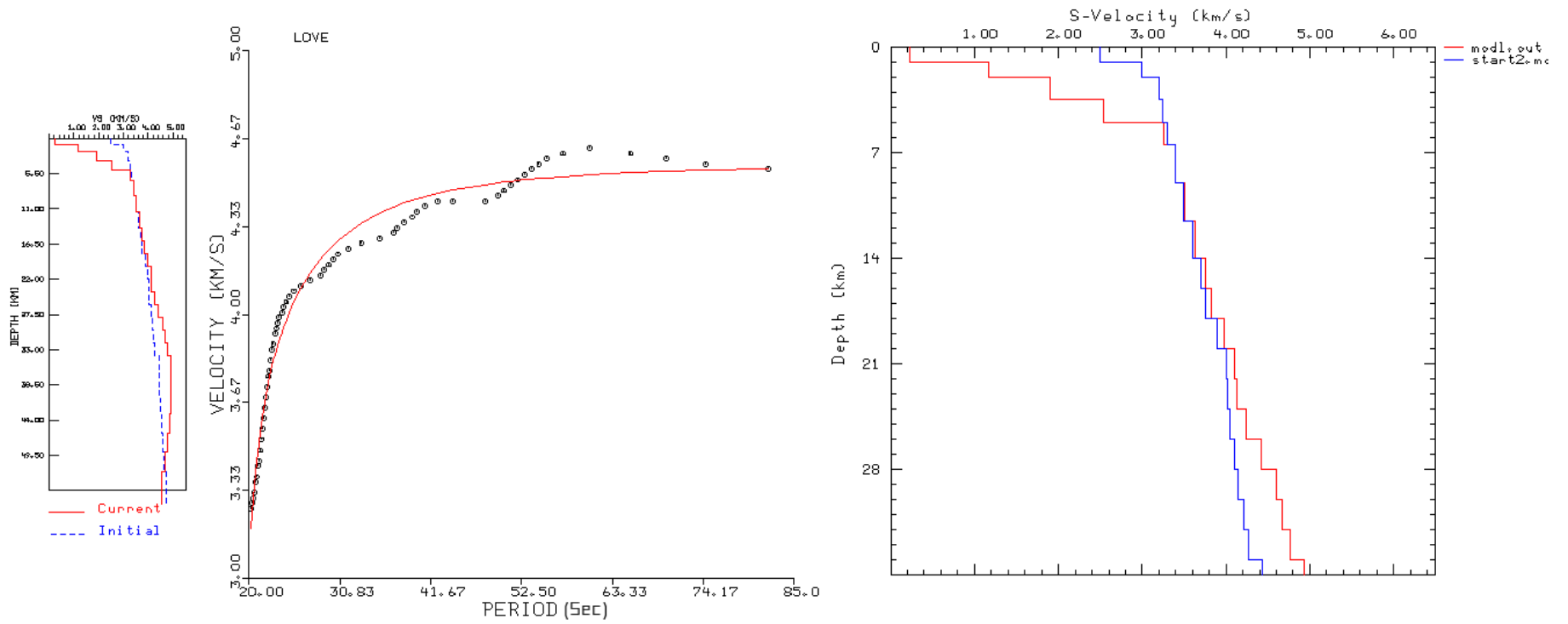


Figura 5.3: A esquerda, Perfil e ajuste da curva de dispersão, parametrização 4, ondas Love, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, Perfil da velocidade de onda S, Parametrização 4, ondas Love. O mod1.out é resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.

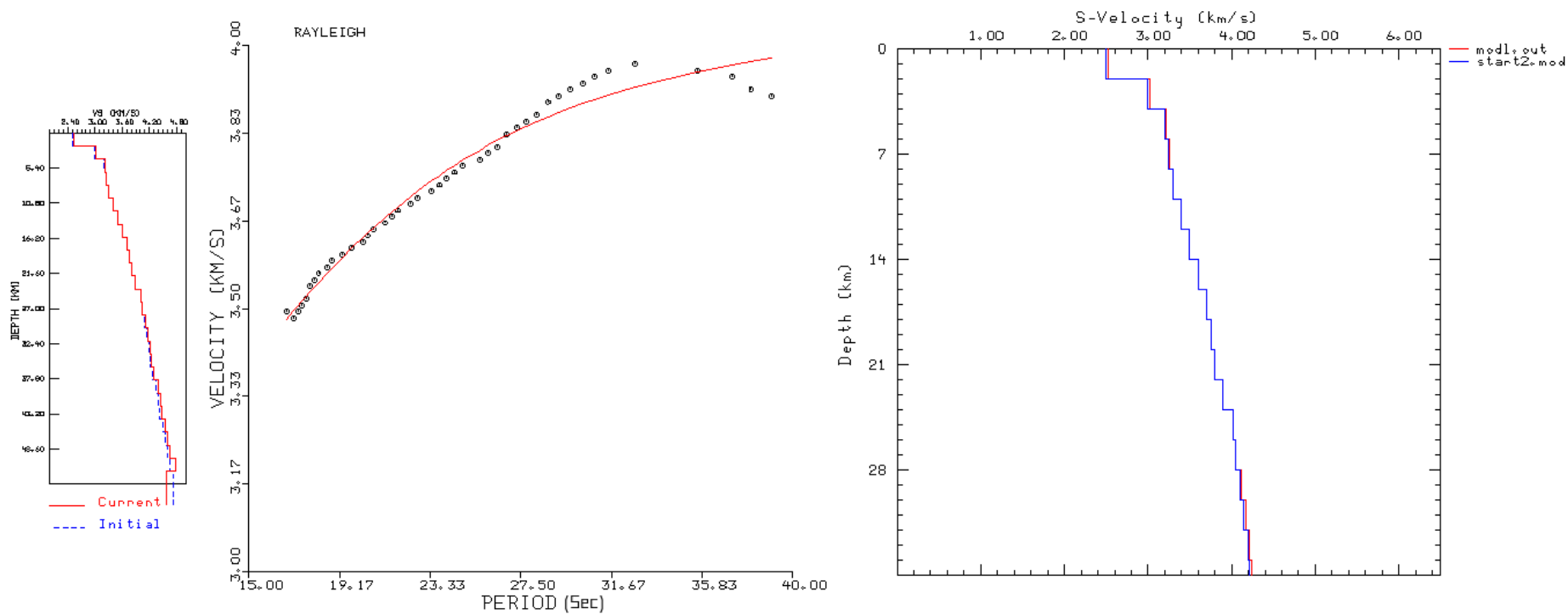


Figura 5.4: A esquerda, Perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 3.1. ondas Rayleigh, current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, Perfil da velocidade de onda S, Parametrização 3.1. Ondas Rayleigh. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.

A figura 5.3, corresponde a uma curva de ondas Love com a parametrização 4 (onde conhecemos a espessura da Moho). Para este par de estações, o valor médio da Moho é 34 km. A figura 5.4, corresponde a uma curva de ondas Rayleigh com a parametrização 3.1. Para este percurso, temos uma curva de dispersão de ondas Love e uma de ondas Rayleigh (figura 5.5), porém não são do mesmo terremoto. Como as ondas se propagam pela mesma região da crosta entre as estações (figura 5.2), no intervalo entre 7 km e 26 km nos perfis (figuras 5.3 e 5.4), podemos observar que os perfis de velocidade das duas ondas são praticamente os mesmos. Isso significa que nesse trecho da crosta, as velocidades das ondas Love e Rayleigh são muito parecidas.

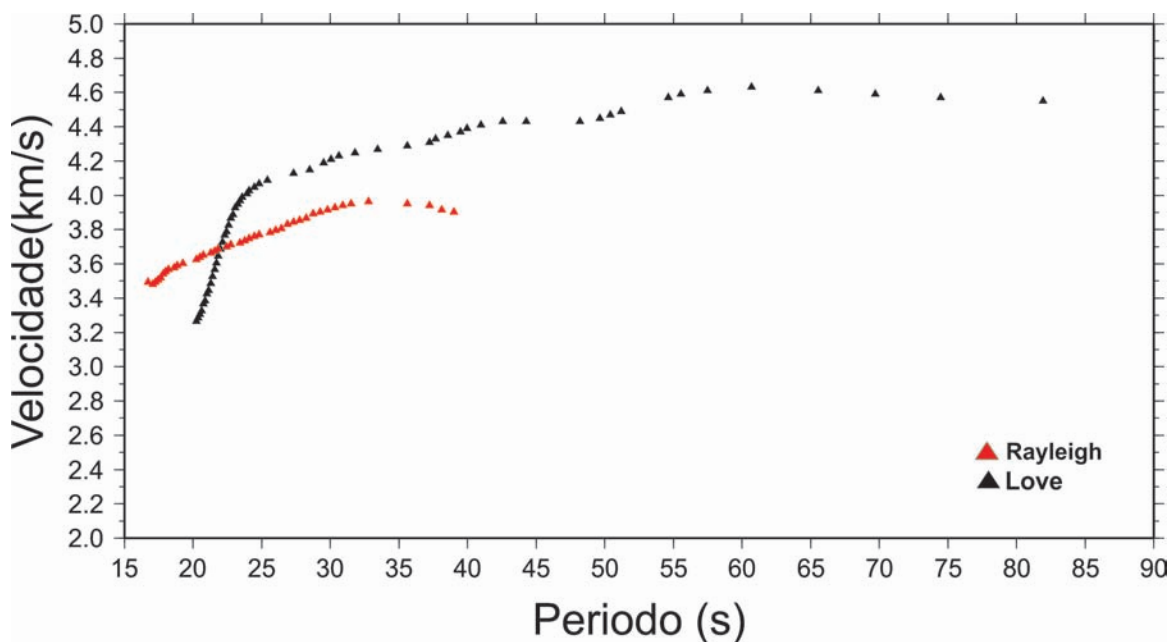


Figura 5.5: Curva de dispersão para ondas Rayleigh e Love, do par SBBR-OCBR.

5.2 SBBR-PFBR

Para o percurso SBBR-PFBR, usamos apenas dois eventos (sismogramas no Apêndice A). Os caminhos do raio dos dois eventos chegando nas estações são mostrados na figura 5.6. Na figura 5.7, a superposição da chegada dos eventos nas duas estações com a geologia da região. E nas figuras 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 e 5.13 estão as curvas de dispersão e os perfis da onda S.

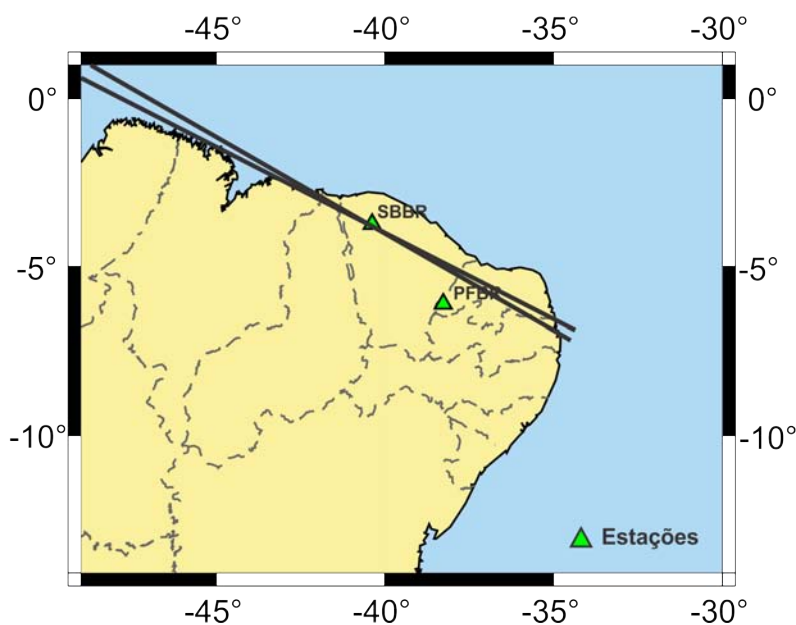


Figura 5.6: Caminhos dos raios (vindo da esquerda para a direita da figura) dos eventos usados na inversão para o par SBBR-PFBR. Eventos do Golfo da Califórnia ($6.9 M_W$) e Norte da Califórnia ($6.5 M_W$).

possui perfis semelhantes ao par SBBR-OCBR, talvez essa semelhança se explique pelo fato de SBBR e OCBR estarem na mesma região do Domínio Ceará Central.

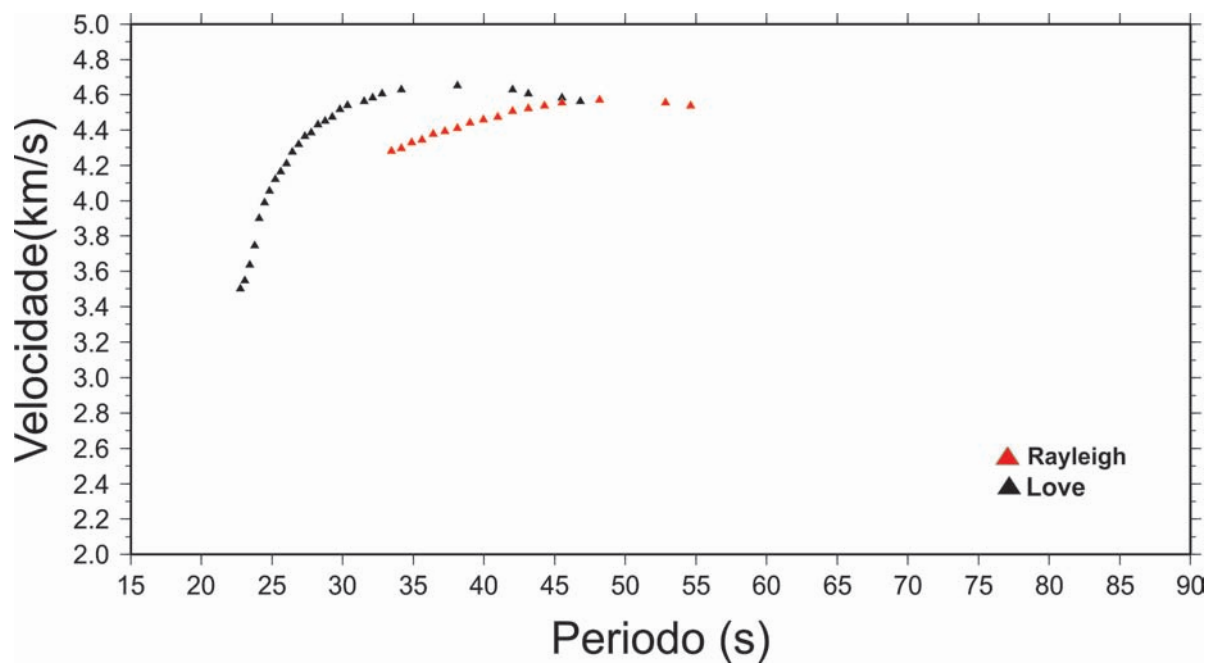


Figura 5.8: Curva de dispersão para ondas Rayleigh e Love, do par SBBR-PFBR.

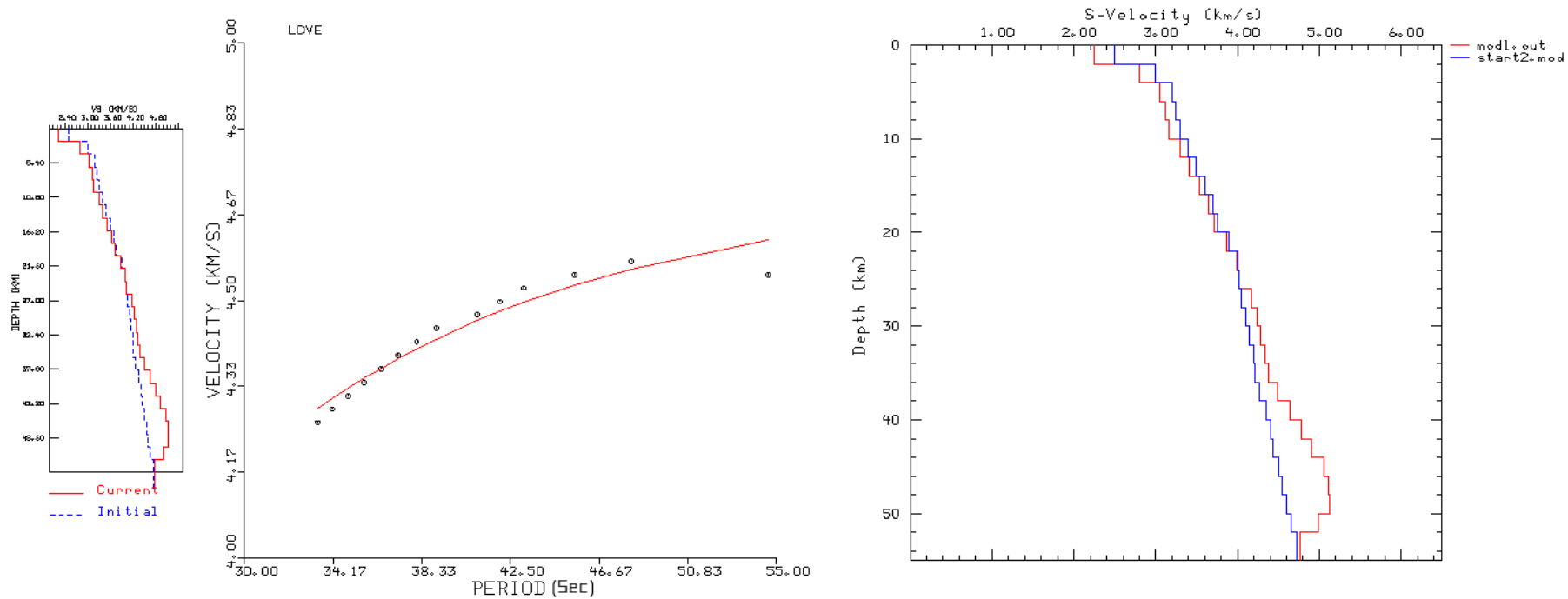


Figura 5.9: A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 3.1, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, Perfil da velocidade de onda S, Parametrização 3.1. ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.

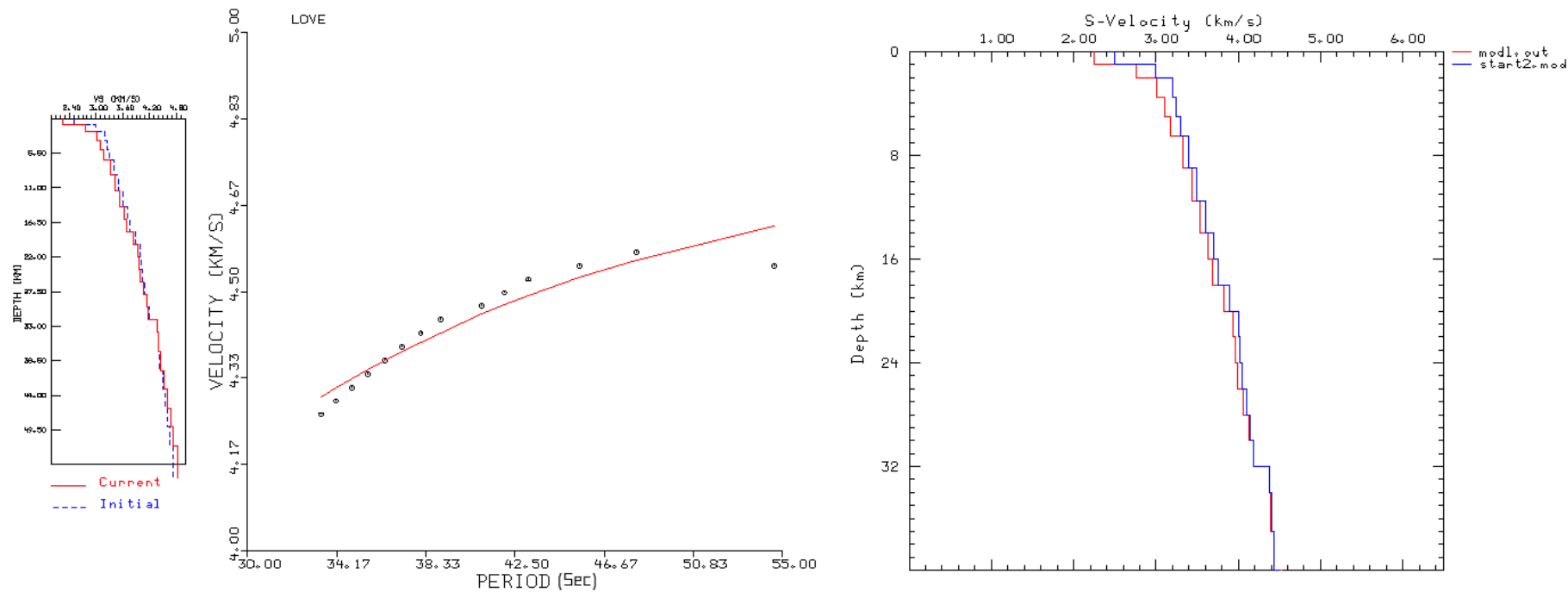


Figura 5.10: A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 4, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 4, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.

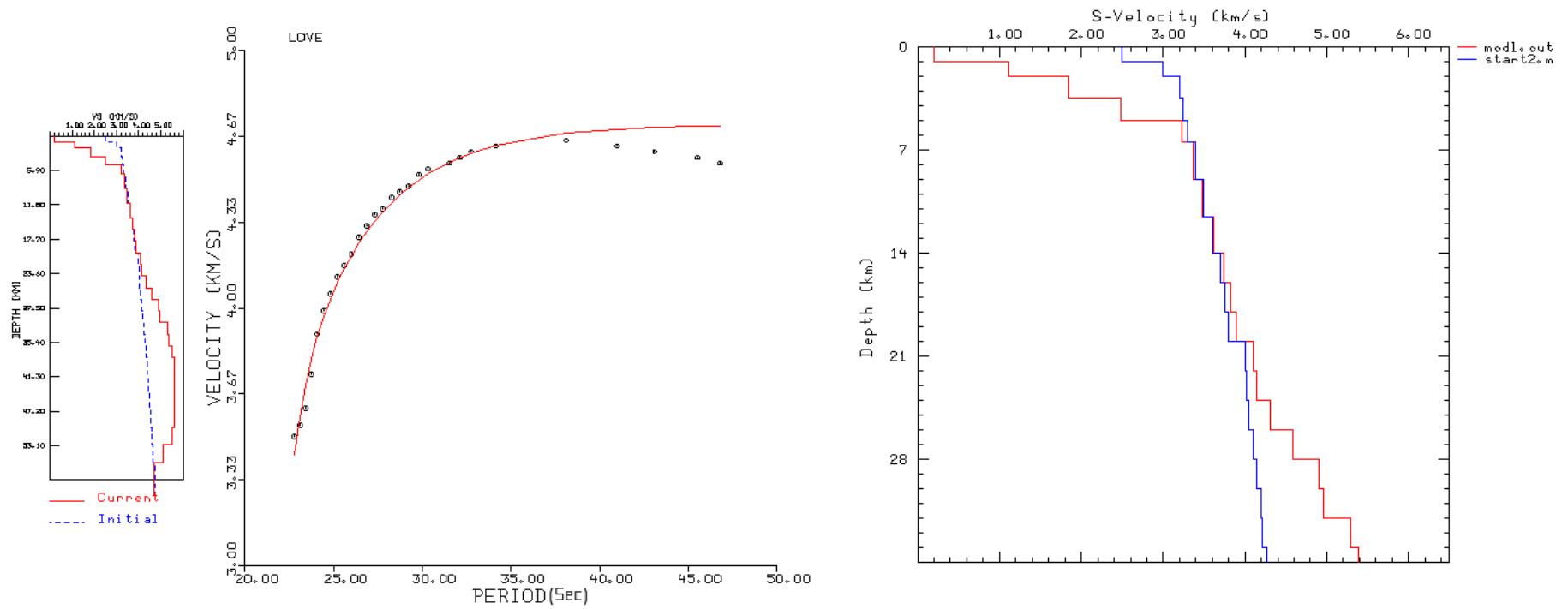


Figura 5.11: A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 1, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 1, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.

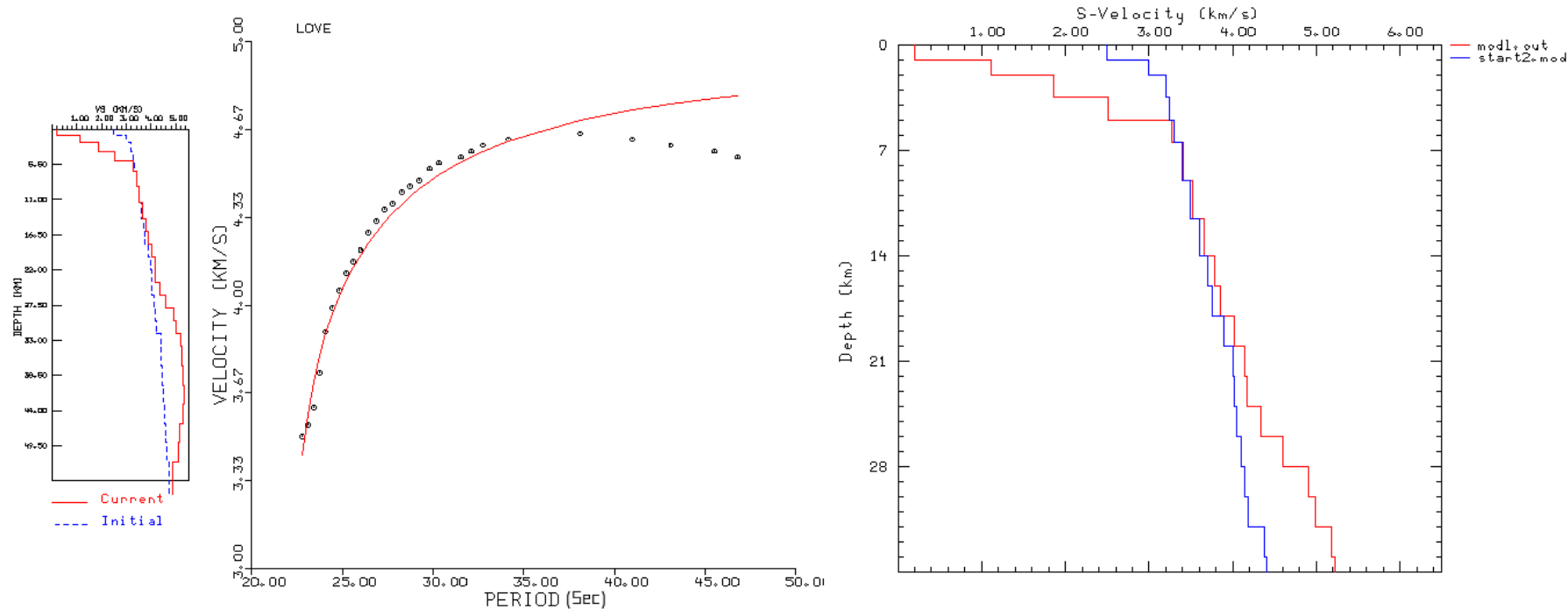


Figura 5.12: A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 4, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 4, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.

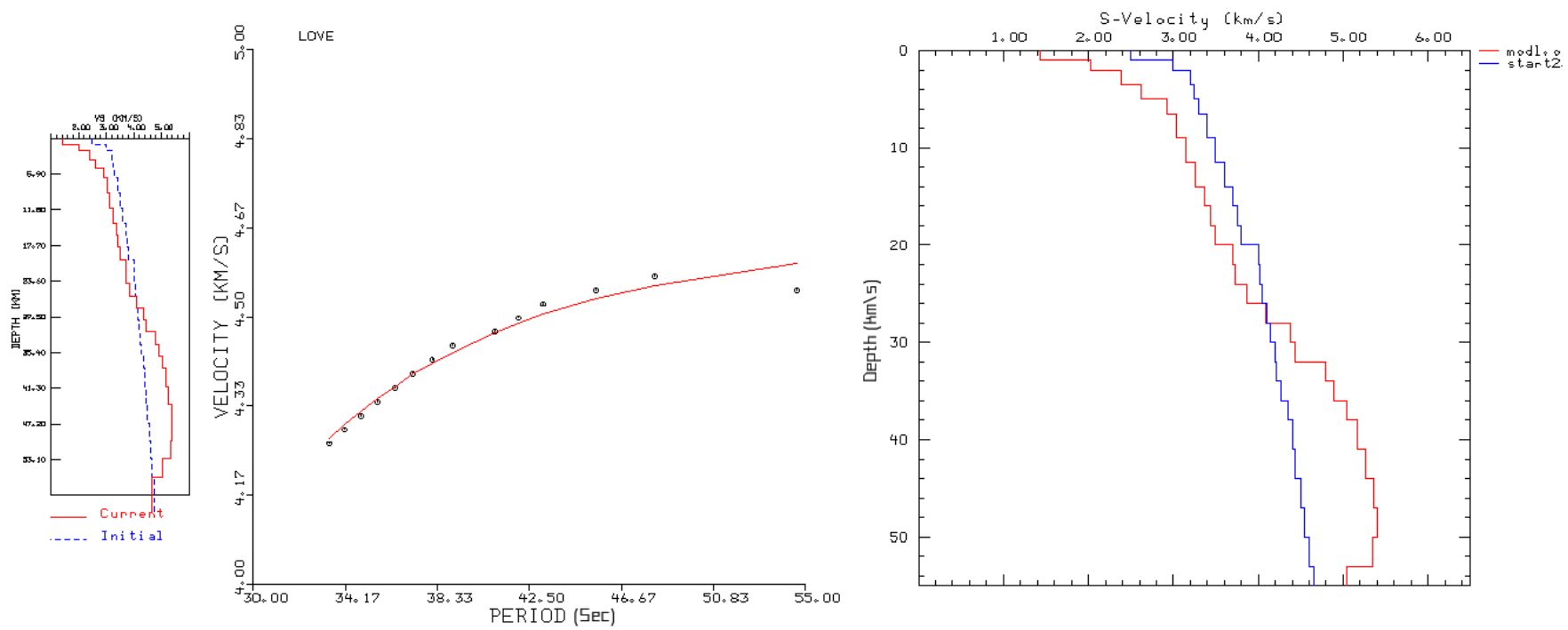


Figura 5.13: A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 1, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 1, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.

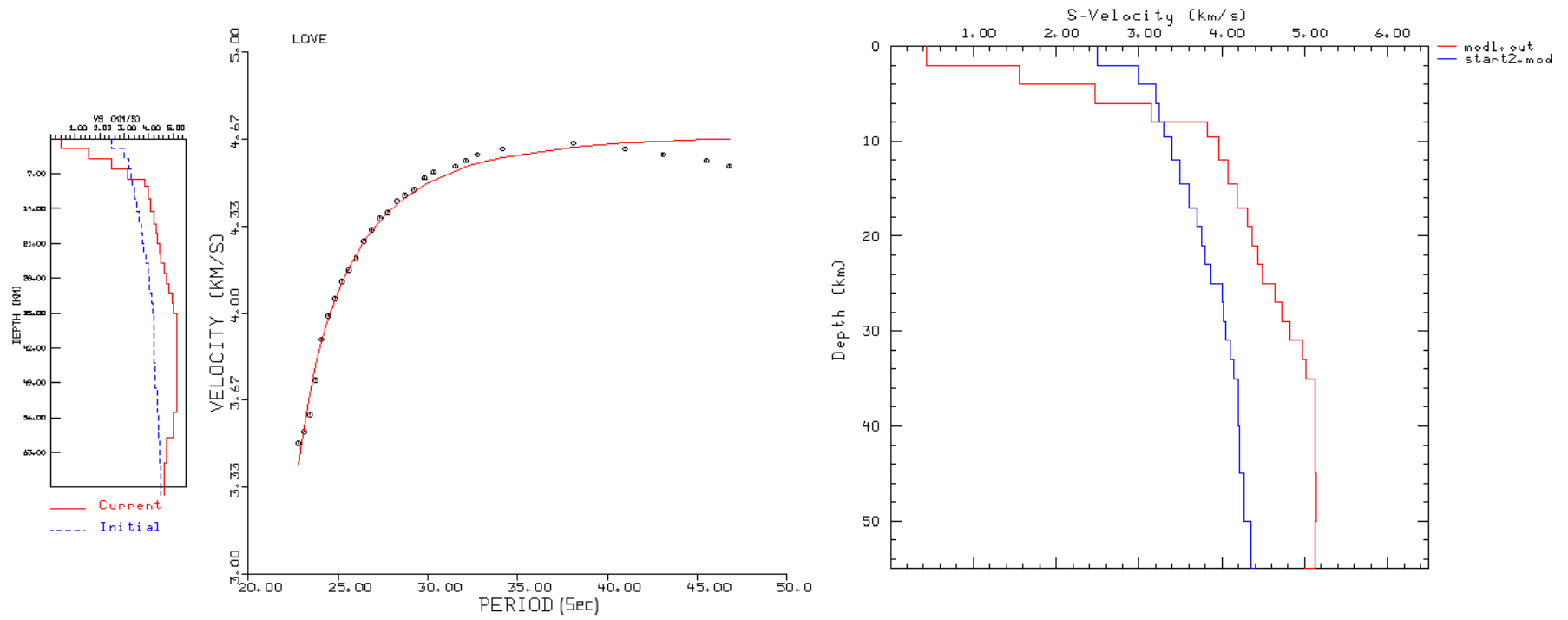


Figura 5.14: A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão, Parametrização 3.3, ondas Love. O current é o resultado da inversão e initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S, parametrização 3.3, ondas Love. O modl.out resultado da inversão e start2.mod é o modelo inicial.

5.3 SBBR-RCBR

Para o percurso SBBR-PFBR, usamos apenas um evento (sismograma no apêndice A). Na figura 5.15, o caminho do raio sísmico do evento chegando as estações e na figura 5.16 temos a chegada dos raios sobreposta a geologia da região. Na figura 5.17, temos a curva de dispersão da onda Rayleigh. Na figura 5.18 o resultado da inversão e na figura 5.19 temos o perfil completo desse par, com muitas variações de onda S (fortes oscilações). A inversão foi realizada com a parametrização 1 para as ondas Rayleigh.

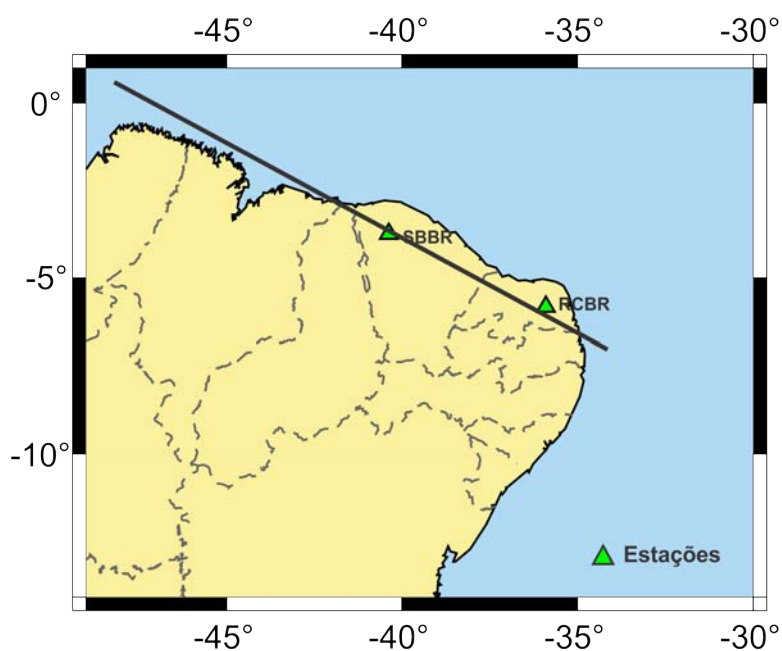


Figura 5.15: Caminho do raio (vindo da esquerda para a direita da figura) do evento usado na inversão para o par SBBR-RCBR. Evento do Haiti ($5.9 M_W$).

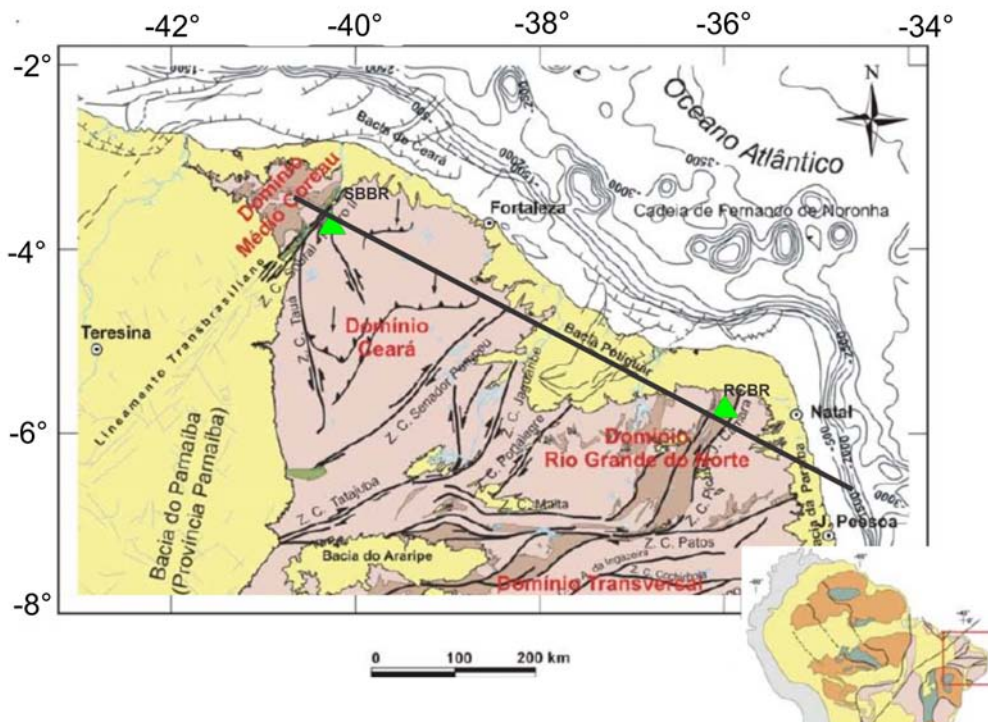


Figura 5.16: Caminho do raios (linhas grossas da esquerda para a direita) do evento e a região do domínio Ceará Central e domínio Rio Grande do Norte. (Bizzi e Vidotti, 2003)

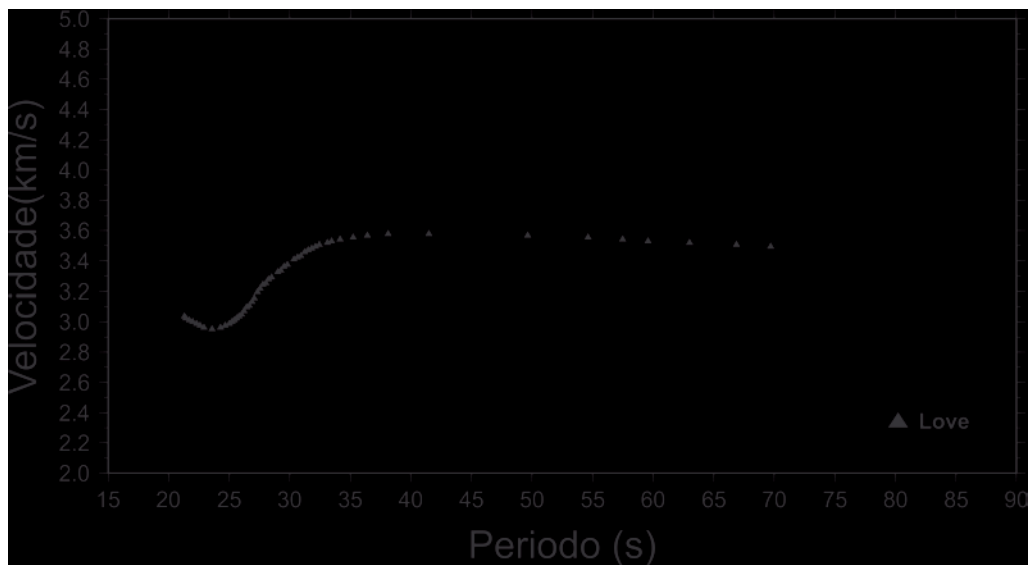


Figura 5.17: Curva de dispersão para ondas Love, do par SBBR-RCBR.

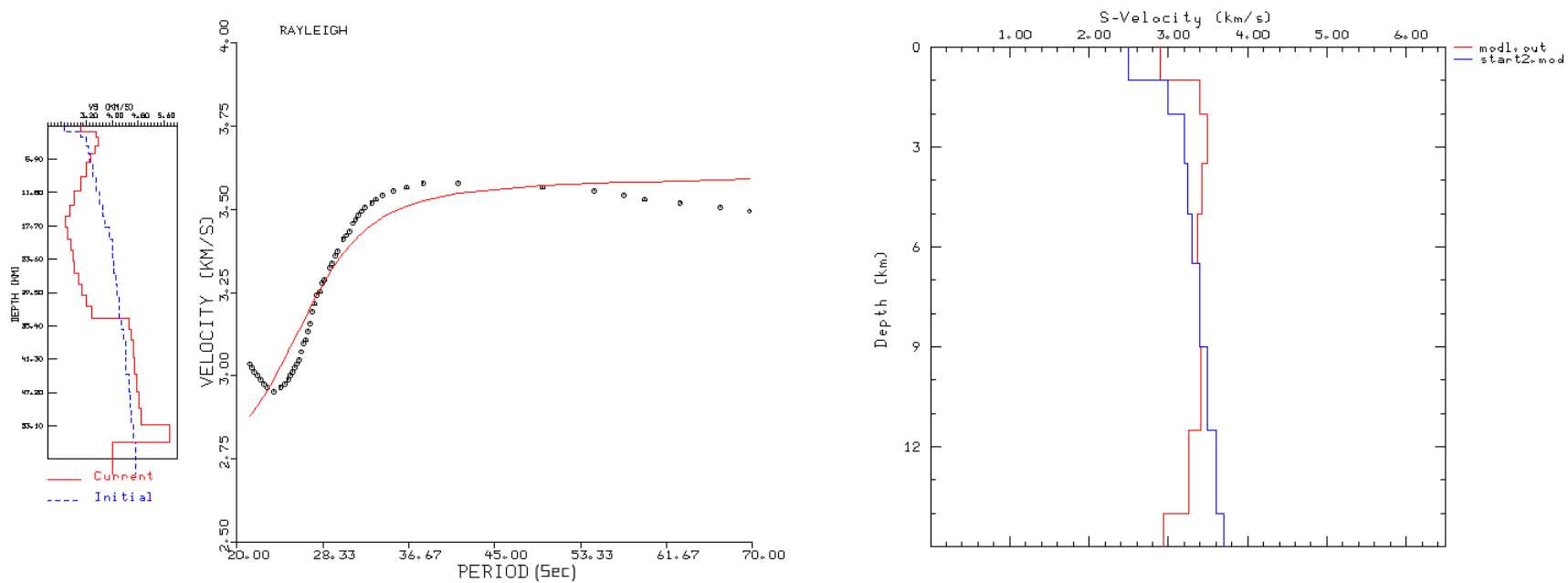


Figura 5.18: A esquerda, Perfil e ajuste da curva de dispersão SBBR-RCBR , Parametrização 1, ondas Rayleigh. O current é o resultado da inversão e o initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S em SBBR-RCBR, Parametrização 1, ondas Rayleigh, mod1.out é o resultado da inversão e o start2.mod é o modelo inicial.

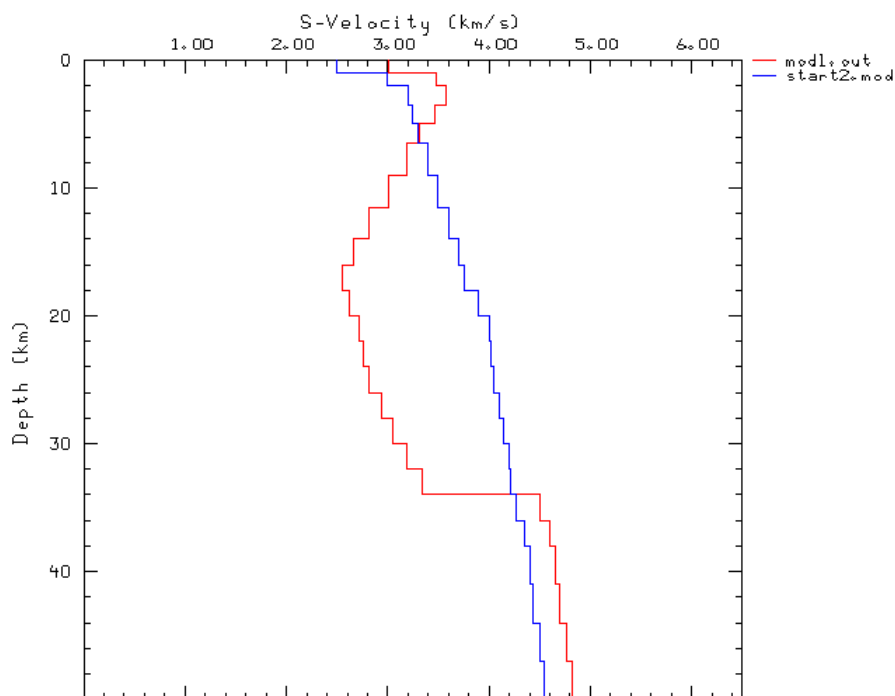


Figura 5.19: perfil completo da velocidade de onda S em SBBR-RCBR, Parametrização 1, ondas Rayleigh. mostrando muitas instabilidades após 12 km de profundidade

Nos resultados desse par SBBR-RCBR, há muitas variações no perfil e os dados são considerados confiáveis até a Moho (aproximadamente 34 km de profundidade), onde os valores da velocidade de S ainda são os esperados. Com o resultado de uma parametrização e muitas variações no perfil, podemos sugerir a existência de forte variação lateral no manto superior. O caminho de raio desse evento (figura 5.16) passa pela Bacia Potiguar, e por isso, pode ser que haja uma camada de baixa velocidade de aproximadamente 12 km até a Moho. Suspeitamos que tanta variação pode está relacionada com as várias regiões pelas quais as ondas viajam nesse percurso, afinal são aproximadamente 546 km entre as estações com a Bacia Potiguar no meio do trajeto.

5.4 PFBR-SABR

Para o percurso PFBR-SABR, usamos um evento (sismograma no apêndice A). Na figura 5.20 temos a curva de dispersão da onda Love, na figura 5.21 o caminho do raio sísmico do evento chegando as estações. A figura 5.22 , nos mostra a região que o raio percorre entre as estações e na figura 5.23 o resultado da inversão. A inversão foi realizada apenas com a parametrização 4 (valor médio da Moho é 32 km) e o resultado está dentro do intervalo de velocidades esperado com uma diminuição de velocidade na crosta.

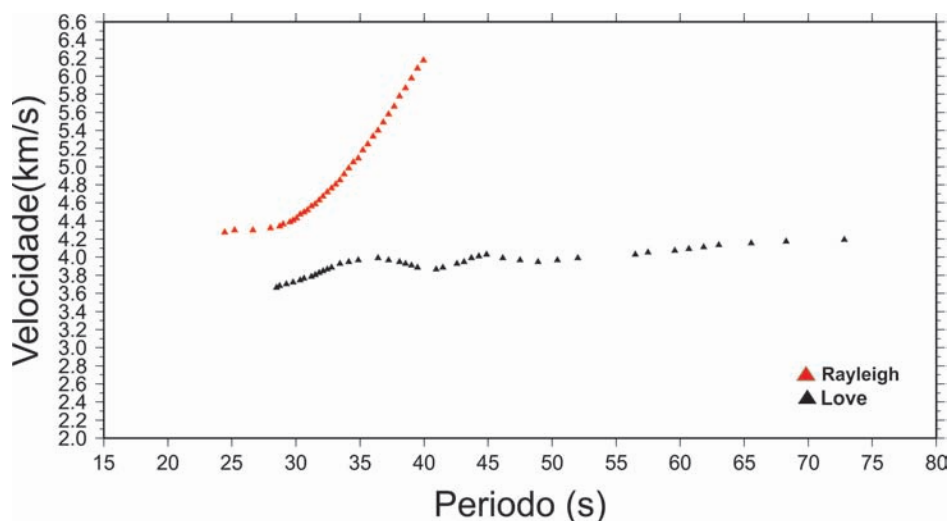


Figura 5.20: Curvas de dispersão para ondas Rayleigh e Love, do par PFBR-SABR.

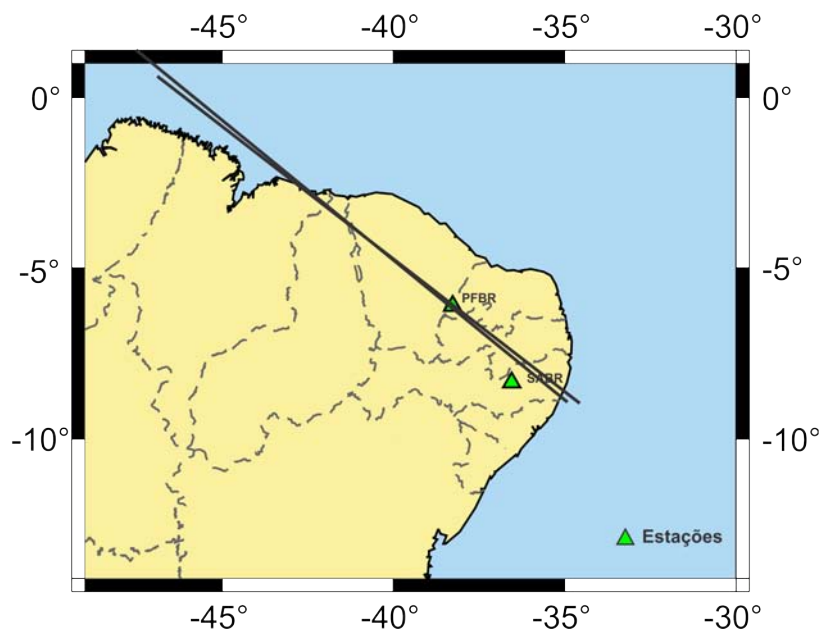


Figura 5.21: Caminho do raio (vindo da esquerda para a direita da figura) do evento usado na inversão para o par PFBR-RCBR. Evento da Califórnia ($6.5 M_W$).

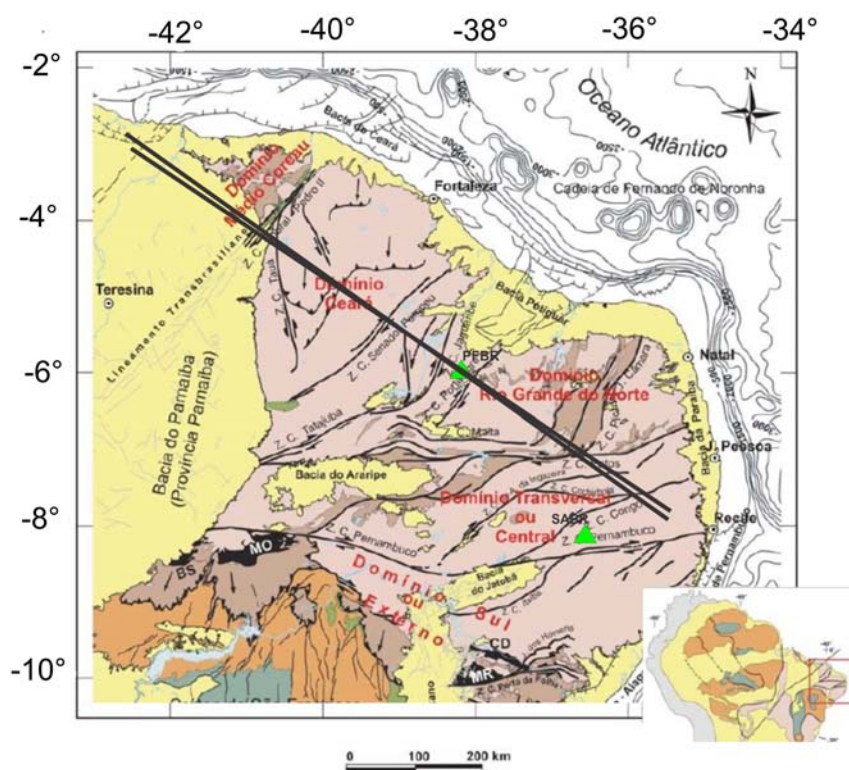


Figura 5.22: Caminho dos raios (linhas grossas da esquerda para a direita) do evento e a região do domínio Rio Grande do Norte e domínio transversal. (Bizzi e Vidotti, 2003)

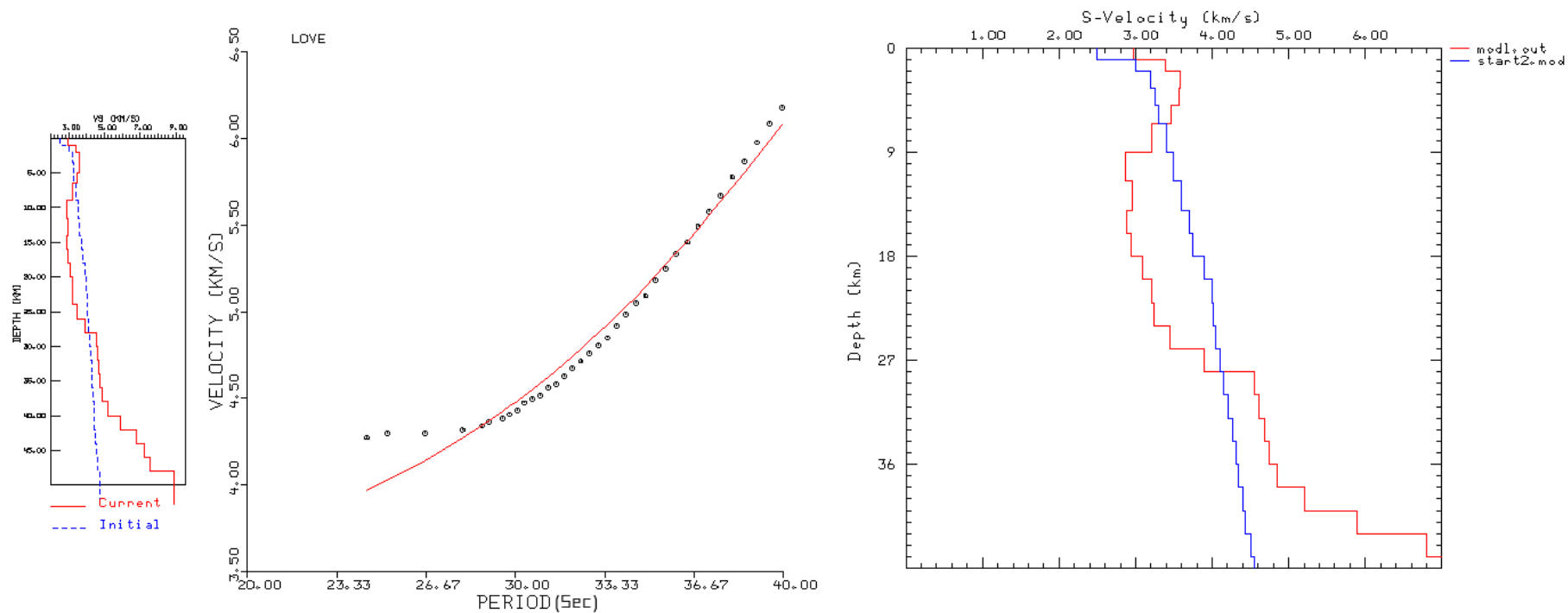


Figura 5.23: A esquerda, Perfil e ajuste da curva de dispersão PFBR-SABR, Parametrização 4, ondas Love. O current é o resultado da inversão e o initial é o modelo inicial. A direita, Perfil da velocidade de onda S em PFBR-SABR, Parametrização 4, ondas Love. O modl.out é o resultado da inversão e o start2.mod é o modelo inicial.

5.5 PFBR-SLBR

No par PFBR-SLBR, a inversão foi realizada apenas para um evento, o caminho do raio é mostrado na figura 5.24. A figura 5.25 trás a região entre as estações, a 5.27 a curva de dispersão da onda Rayleigh e na figura 5.28, temos o resultado da inversão. A inversão possui resultados com a parametrização 1 e 4 (valor médio da Moho usado foi 30 km) para um evento, e apenas para as ondas Rayleigh. De aproximadamente 10 a 28 km, a onda S se comporta praticamente da mesma forma.

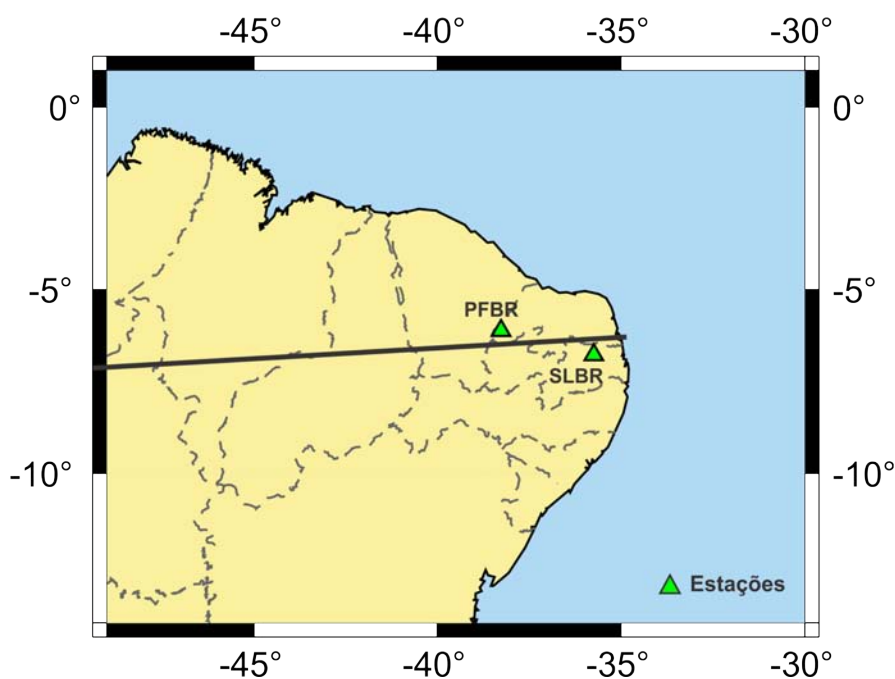


Figura 5.24: Caminho do raio (vindo da esquerda para a direita da figura) do evento usado na inversão para o par PFBR-RCBR. Evento do Peru Central ($5.5 M_W$).

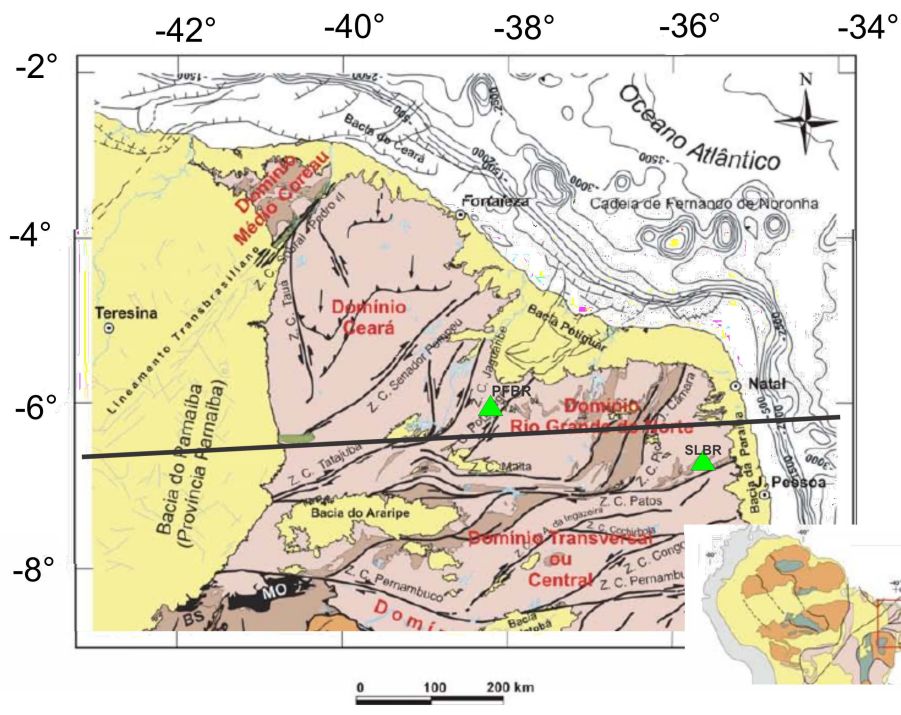


Figura 5.25: Caminho do raios (linhas grossas da esquerda para a direita) do evento e a região do domínio Rio Grande do Norte e domínio transversal. (Bizzi e Vidotti, 2003)

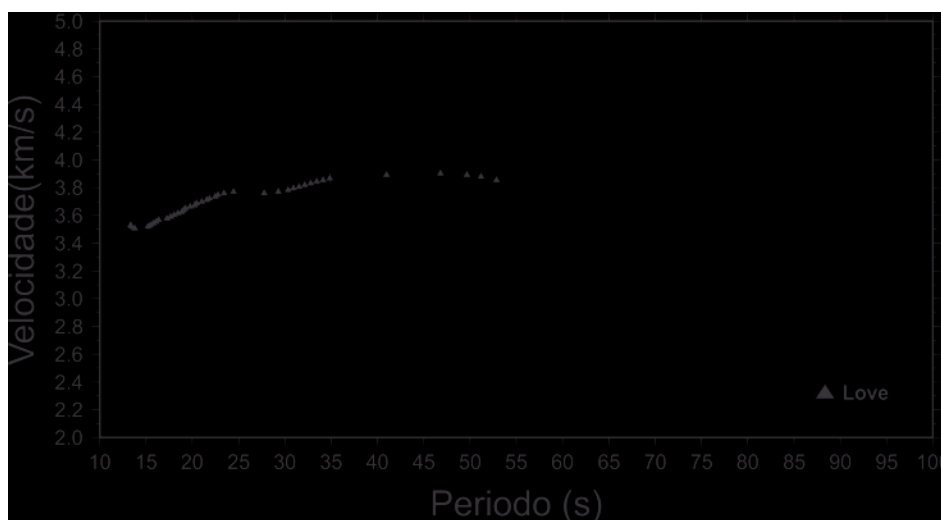


Figura 5.26: Curva de dispersão para ondas Love, do par PFBR-SLBR.

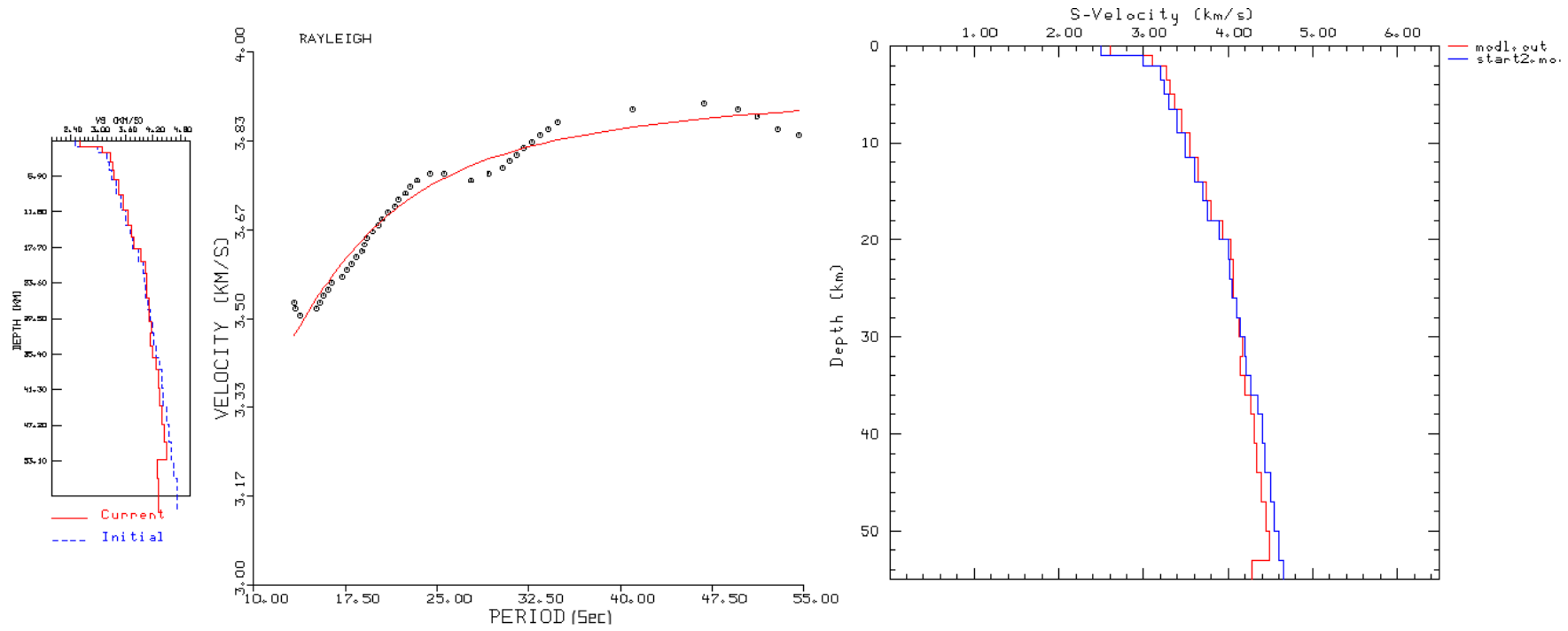


Figura 5.27: A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão PFBR-SLBR, Parametrização 1, ondas Rayleigh. O current é o resultado da inversão e o initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S em PFBR-SLBR, Parametrização 1, ondas Rayleigh. O modl.out é o resultado da inversão e o start2.mod é o modelo inicial.

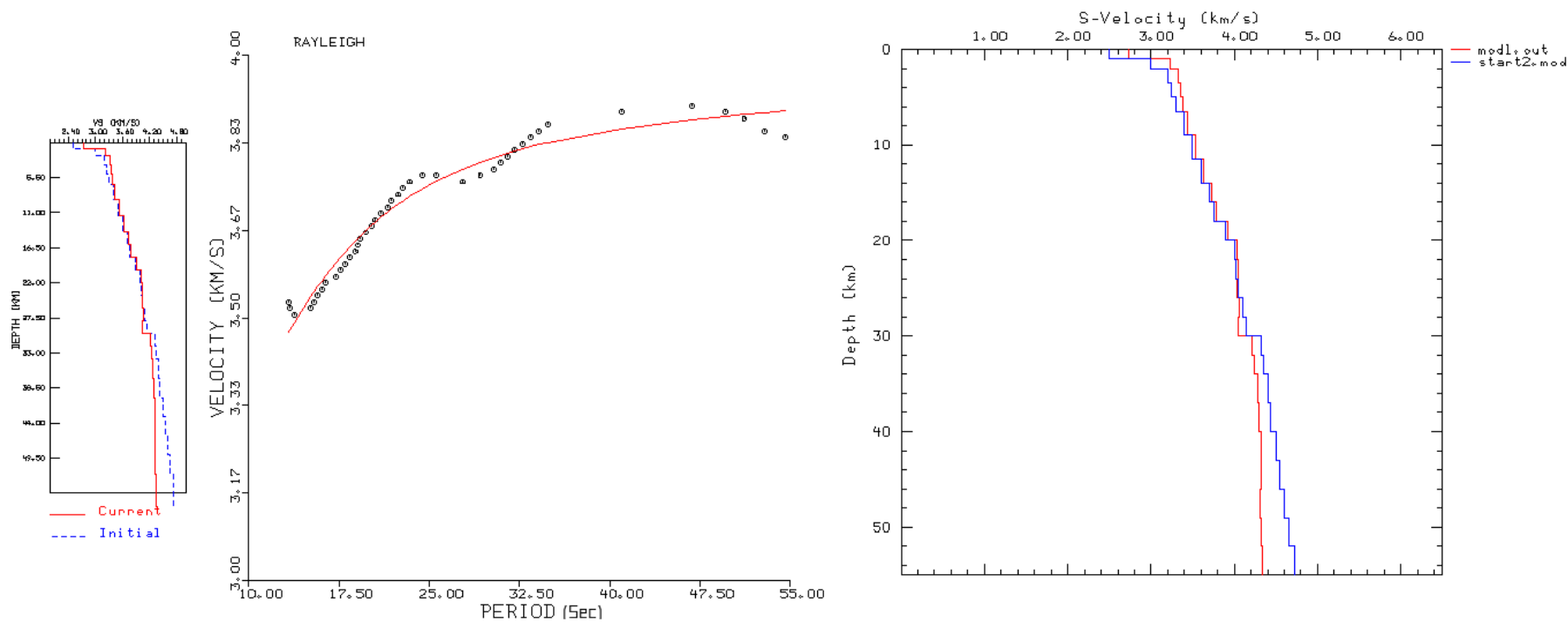


Figura 5.28: A esquerda, perfil e ajuste da curva de dispersão PFBR-SLBR, Parametrização 4, ondas Rayleigh. O current é o resultado da inversão e o initial é o modelo inicial. A direita, perfil da velocidade de onda S em PFBR-SLBR, Parametrização 4, ondas Rayleigh. O modl.out é o resultado da inversão e o start2.mod é o modelo inicial.

Capítulo 6

Interpretação dos resultados

Neste capítulo, integraremos nossos resultados com os resultados da gravimetria, magnetometria, função do receptor e geologia da região.

Quanto aos estudos de gravimetria, Oliveira (2008) afirma que na porção oeste do domínio Ceará Central (DCC) o padrão gravimétrico é muito complexo, isso sugere uma importante descontinuidade na crosta dessa região. Nossos resultados mostram que os perfis dos pares SBBR-OCBR (figuras 5.3 e 5.4) e SBBR-PFBR (figuras 5.9 a 5.14), possuem muita variação da onda S na crosta indicando instabilidades, o que pode implicar que exista forte variação lateral e portanto que as estruturas da crosta sejam diferentes.

No que diz respeito a magnetometria, Oliveira (2008) mostra que o domínio Rio Grande do Norte é a região geológica que possui a crosta mais magnética da província. Assim, foi observado por ele, que o limite oeste deste domínio com o DCC é a zona de cisalhamento Jaguaribe (marca um limite magnético contrastante entre os dois domínios) e sua continuação ao longo da zona de cisalhamento Tatajuba (resultados não observados com gravimetria). Como há muitas zonas de cisalhamentos no DCC e a distância entre as estações são grandes, não conseguimos indicar esses limites de domínios com nosso método.

As estimativas da função do receptor (Novo Barbosa, 2008), mostram que sob as estações

SBBR, OCBR e RCBR a crosta é mais espessa do que sob as outras estações usadas nesse trabalho. Em nossos perfis, nos pares inter-estações SBBR-OCBR e SBBR-PFBR, observamos que nos primeiros 10 km as velocidades são mais baixas, o que indica que a crosta deve ser mais grossa, concordando assim com a função do receptor.

Na região inter-estação correspondente ao par SBBR-RCBR, há muitas zonas de cisalhamentos (Jardim de Sá *et al.*, 1994), tais como a zona de cisalhamento Sobral Pedro II, a oeste do perfil (aproximadamente onde se encontra a estação SBBR, limite entre os domínios Médio Coreaú e DCC) e Senador Pompeu. Temos também próximo a PFBR (30 km a espessura sob a estação), o compartimento Orós-Jaguaribe e Caicó. Segundo Novo Barbosa (2008), há uma afinamento brusco da crosta nessa região. No nosso perfil, há muita instabilidade (figuras 5.18 e 5.19) após 12 km de profundidade. Isso pode indicar a existência de estruturas muito diferentes (coerente com a geologia da região) na crosta. Devido a influência da geologia, nessa região deve haver fortes variações laterais para explicar as estruturas diferentes do domínio CC.

Usando as parametrizações 3.1 e 4, os perfis mostram que há uma mesma tendência geral na crosta para os pares SBBR-OCBR e SBBR-PFBR. Para o perfil PFBR-SABR, há uma diminuição das velocidades na crosta, que se deve a passagem do perfil pelo planalto da Borborema. Para PFBR-SLBR, as velocidades são parecidas com as do modelo inicial. Nos pares SBBR-OCBR, SBBR-PFBR e SBBR-RCBR, as velocidades são baixas até aproximadamente 10 km de profundidade, depois possuem velocidades muito parecidas dos 10 km a aproximadamente 24 km de profundidade. Devido ao fato das ondas Love e Rayleigh não serem invertidas com o mesmo modelo, constatamos a presença de anisotropia no manto superior terrestre.

A figura 6.1 mostra que os perfis médios de todos os pares possuem padrões similares de velocidade da onda S, no intervalo de 10 km a 24 km. Não conseguimos afirmar qual a profundidade da Moho na região inter-estação da maioria dos pares, talvez o motivo seja por não

possuirmos períodos longos o suficiente para trazer informações sobre a profundidade da Moho. A maioria dos perfis estão dentro do intervalo de velocidade esperado na crosta, com exceção de alguns valores dos perfis SBBR-PFBR e SBBR-RCBR. Até aproximadamente 10 km de profundidade, as velocidades de S são menores que 4 km/s para todos os pares.

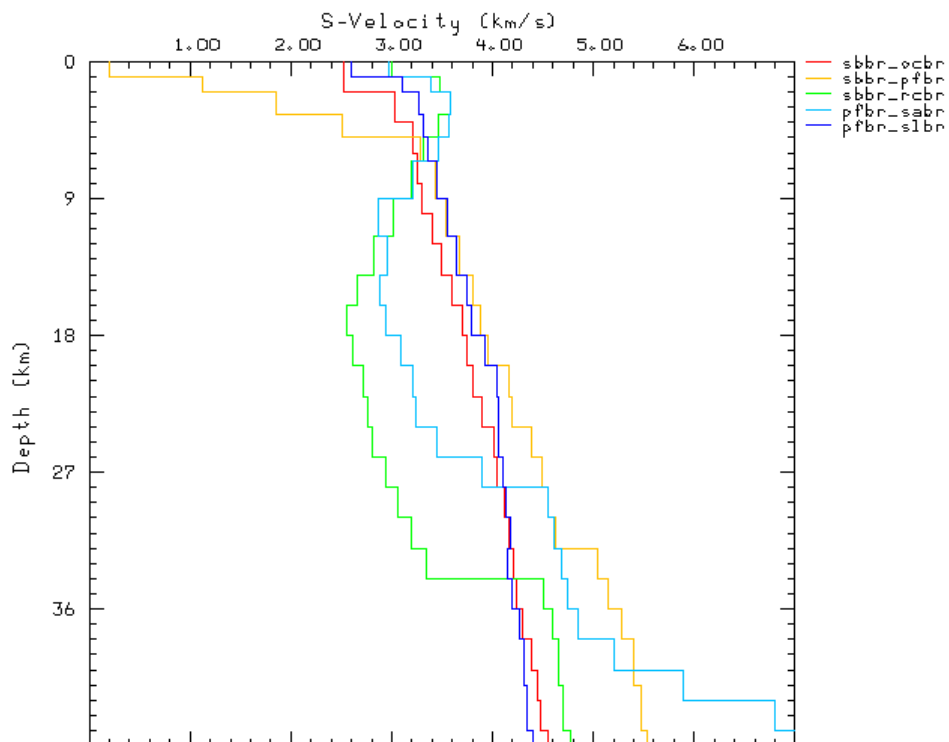


Figura 6.1: perfis médios de todos os pares de estações.

Na região do DCC há muitas falhas abertas, isso deve ter ocasionado uma existência de baixas velocidades da onda S nos primeiros 10 km.

O perfil SBBR-RCBR difere muito dos outros perfis, isso se deve ao fato do percurso inter-estação possuir muitas estruturas diferentes, inclusive a Bacia Potiguar, provocando muitas variações nas velocidades da onda S. Acima de 30 km, as velocidades estão próximas ou ultrapassam 5 km/s, fato que se dá pela inversão tentar compensar algum trecho de baixa velocidade na crosta.

Capítulo 7

Considerações Finais

Para que os estudos sobre dispersão de ondas de superfície inter-estação sejam realizados, precisamos que as estações estejam alinhadas com o evento para garantir que a trajetória das ondas sejam as mesmas. Em nosso caso, mesmo com a ausência de bons alinhamentos entre as estações e os eventos, devido as distribuições das estações, os resultados foram satisfatórios em muitos trechos. Nos pares SBBR-OCBR e SBBR-PFBR, as velocidades dos perfis são muito próximas nas profundidades de ~ 10 km a 24 km. Mesmo com diferentes parametrizações, nossos resultados obtiveram perfis médios muito parecidos.

No par de estações SBBR-OCBR, as velocidades das ondas Rayleigh e Love são muito parecidas na crosta, as quais não devem diferenciar-se mais do que 10 % . Na inversão da maioria dos pares, há muitas variações da velocidade nas proximidades da Moho.

Um resultado consistente com a literatura, é a verificação de que a velocidade aumenta com a profundidade, não havendo significativas zonas de baixas velocidades. Em todos os perfis observamos o aumento da velocidade obedecendo seus valores limites para cada profundidade.

Para os cálculos da inversão, usando a parametrização 4, usamos o conhecimento da profundidade da Moho (Novo Barbosa, 2008) como vínculo. Obtivemos bons perfis indicando que nossos resultados dependem fortemente do modelo inicial. Nosso método de cálculo do perfil

da onda S não nos permite estudar com detalhes a variação lateral, uma vez que não temos como obter o erro de ajuste da dispersão, já que não alteramos os programas do pacote usado. Portanto, estes são os primeiros indícios do comportamento da onda S com a profundidade na Província Borborema.

Em algumas curvas, o valor médio da espessura da crosta em SBBR-PFBR e SBBR-RCBR, obedecem aos resultados estimados pela Função do Receptor (Novo Barbosa, 2008). Mas, em muitos perfis não temos dados precisos o suficiente para obter resultados até a Moho, talvez isso se deva ao fato de precisarmos de períodos mais longos das ondas de superfície. Esperamos que com o aumento da rede de estações banda larga no Nordeste do Brasil, possa-se haver um melhor alinhamento de estações e poderemos usar mais eventos.

Temos como perspectivas, a continuação desse trabalho. Uma vez que haja mais estações com registro de períodos longos e dominada a metodologia descrita, pode-se realizar inversões com algoritmos globais, inversões conjuntas com função do receptor ou até mesmo integrar os dados com linhas de refração sísmica.

Referências Bibliográficas

- [1] Adam, J., Lebedev S., 2009. Dispersion of surface waves in Southern Africa from interstation measurements. 11th SAGA Biennial Technical Meeting and Exhibition, Swaziland, 16-18 September 2009.
- [2] Aki, K., & Richards, P. G., 2002. Quantitative Seismology: Theory and Methods. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- [3] Almeida F.F.M., Hasui Y. & Brito Neves B.B. 1976. The upper precambrian of South America. Boletim IG/USP, 7:45-80.
- [4] Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. Atas VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, p.363-391.
- [5] Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Sciences Reviews, 17: 1-29.
- [6] Almeida F.F.M., Carneiro C.D.R., Machado Jr. D.L. & Dehira L.K. 1988. Magmatismo Pós-Paleozóico no Nordeste Oriental do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 18(4):451-462.
- [7] An, M., 2004. Estrutura Crustal da Bacia do Paran com Inverso de Ondas de Superfície e Funções do Receptor. PhD tese, IAG, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

- [8] An, M., Assumpção, M.S., 2005. Effect of lateral variation and model parameterization on surface wave dispersion inversion to estimate the average shallow structure in the Paran Basin. *Jornal of Seismology*, 9: 449.
- [9] Assumpção M.S., Feng, M., Mandel E., Barbosa J.R., Bianchi M., Lee S.V.d., Marone F., Meijde M.V.d., 2004. BLSP02: Projeto de Estudo Sismológico da Crosta e Manto Superior no Brasil. *In: I Simpósio Regional da Sociedade Brasileira de Geofísica*. São Paulo. SBGf.1-6.
- [10] Berrocal J., Alarcon S. & Pedreschi E. 1989. Modelo preliminar da estrutura crustal na região próxima ao Reservatório de Sobradinho (BA) através do método de refração sísmica profunda. *In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1o, Rio de Janeiro, Resumos-Abstracts*, p. 109.
- [11] Bizzi L.A. & Vidotti R.M. 2003. Condicionamento do Magmatismo pós-Gondwana. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. & Gonçalves, J.H. (orgs.). 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília* p.335-361.
- [12] Bhattacharya, S. N., 1983. Higher order accuracy in multiple filter technique. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 73:1395-1406.
- [13] Brito Neves B.B. 1983. O mapa geológico do Nordeste Oriental, escala 1:1.000.000. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 177 p.
- [14] Brito Neves B.B., Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(191):23-40.

- [15] Brito Neves, B.B.; Santos, E.J.; Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic History of The Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p.151-182.
- [16] Brito Neves B.B. 2001. Noroeste da África - Nordeste do Brasil (Província Borborema): Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, 1:59-78.
- [17] Castro C. & Mabesoone J.M. 1980. Relevo do Nordeste: Feições principais. Universidade Católica de Pernambuco, Centro de Ciências Sociais, Recife. Série Geomorfologia, Caderno 2, p.61-84.
- [18] Castro, D.L; Medeiros, W .E.; Jardim de Sá, E.F.;Moreira, J.A.M., 1998. Mapa gravimétrico do nordeste setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Revista Brasileira de Geofísica*. 16 (2/3): 115-132.
- [19] Chourak, M., Badal, J., Corchete, V., & Serón, F. J., 2001. A survey of the shallow structure beneath the alboran sea using Rg-waves and 3-d imaging. *Tectonophysics*, 335:255-273.
- [20] Dantas, E. L.; Van Schums, W.R.; Hackspacher, P.C.; Fetter, A.H.; Brito Neves, B.B.;Cordani, U.G.; Nutman, A.P.; Williams, I.S.; 2004. The 3.4-3.5 Ga So Jos do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130 (1-4): 113-137.
- [21] Darbyshire, F., A., 2005. Upper mantle structure of Artic Canada from Rayleigh wave dispersion. *Tectonophysics*, 405.

- [22] Dziewonski, A., Bloch, S., & Landisman, M., 1969. A technique for analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59(1):427-444.
- [23] França, G. S. L., 2003. Estrutura da Crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, Usando Função do Receptor. PhD tese, IAG, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.
- [24] Jardim de Sá E.F., Fuck R.A., Macedo M.H.F. & Kawashita K. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem Norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4):472-480.
- [25] Jardim de Sá, E.F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana. Tese de Doutorado, UnB, Brasília.
- [26] Jùlia, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Correij, A.M., 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophys. J. Int.* 143.
- [27] Herrin, E., & Goforth, T., 1977. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67:1259-1275.
- [28] Herrmann, R. B., 1987. Computer programs in seismology. St. Louis University. St. Louis, MO.
- [29] Herrmann, R. B., 2001. Computer programs in seismology - an overview of synthetic seismogram computation. St. Louis University, St. Louis, MO. URL <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>.
- [30] Herrmann, R. B., & Ammon, C. J., 2002. Computer programs in seismology - surface waves, receiver functions and crustal structure. St. Louis University, St. Louis, MO. URL <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>.

- [31] Feng, M., 2004. Tomografia de Ondas de Superfície na América do Sul: Inversão Conjunta de Velocidade de Grupo e Forma de Onda. PhD tese, IAG, Universidade de So Paulo, So Paulo, Brazil.
- [32] Lay & Wallace.,1995. Modern Global Seismology. Academic Press.
- [33] Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11(4):766-791.
- [34] Matos, R.M., 1999. History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and west Africa. *In*:N.R. Cameron;R.H Bate;V.S. Clure (eds.). the oil and gas habitats of the South Atlantic. Geological Society, London, Special Publication. 153:35-73.
- [35] Moreira, J.A.M.; Medeiros, W.E.; Lins, F.A.P.L.; Archanjo, C.J.; Ussami, N., 1989. Mapa gravimétrico do nordeste setentrional do Brasil e sua contribuição ao estudo da tectônica da área. *In*: I Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro. SBGF. 2: 531-537.
- [36] Neves S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlation with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana, *Tectonics*, 22:1031, doi:10.1029/20001TC001352.
- [37] Neves S.P., Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J.M.R. & Mariano G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149:197-216.
- [38] Novo Barbosa, M.F., 2008. Estimativa de Espessura Crustal na Província Borborema (NE/Brasil) através de Função do Receptor. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós

- Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, p.10-11.
- [39] Oliveira R.G. & Santos E.J. 1999. Magnetic Framework of the Borborema Province, Northeast Brazil: an interpretation from digital data. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6th, Rio de Janeiro, Brazil, Potential Field Methods: Case Histories, SBGf113, 1 cd-rom.
- [40] Oliveira, R.G., 2008. Arcabouço Geofísico, Isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- [41] Santos E. J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Oliveira R.G. & Medeiros V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, 9-5, 1 cd-rom.
- [42] Shearer, P. M., 1999. Introduction to Seismology. Cambridge university press.
- [43] Snoke, J. A., & James, D. E., 1997. Lithospheric structure of the Chaco and Paran basins of South America from surface-wave inversion. *J Geophys. Res.*, 102:2939-2951.
- [44] Snoke, J. A., & Sambridge, M., 2002. Constraints on the S wave velocity structure in a continental shield from surface wave data: Comparing linearized least squares inversion and the direct search neighbourhood algorithm. *J. Geophys. Res.*
- [45] Stein, S., & Wysession, M., 2003. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Blackwell Publishing.

- [46] Vilar, C. S., 2004. Estrutura Tridimensional da Onda S na Litosfera do Nordeste Brasileiro. Tese de Doutorado, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 258p.

Apêndice A

Sismogramas Usados no trabalho

SBBR-OCBR

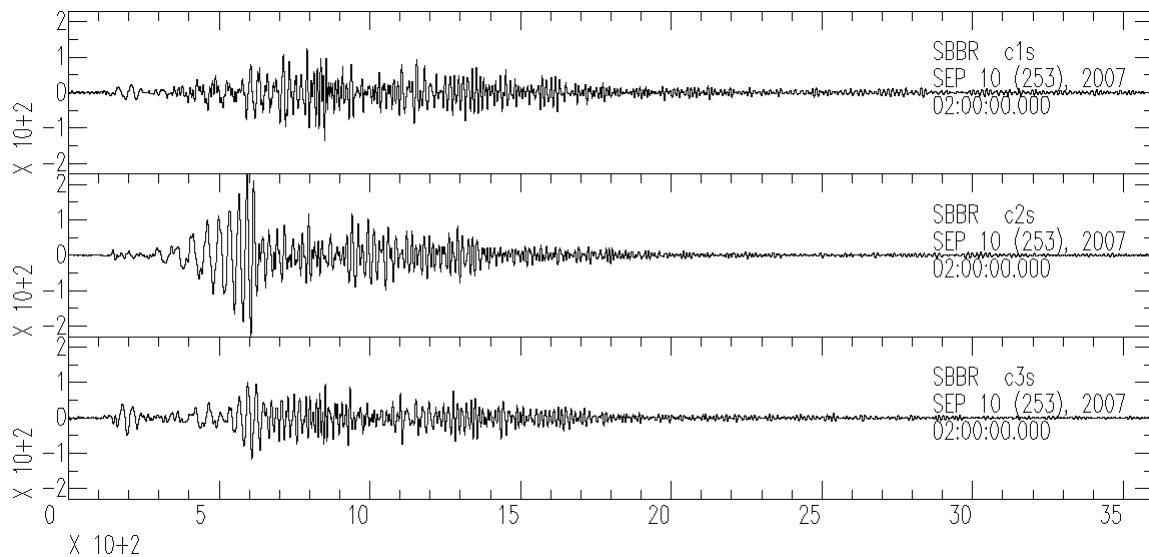


Figura A.1: Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude 6.8 M_W na Costa da Colômbia

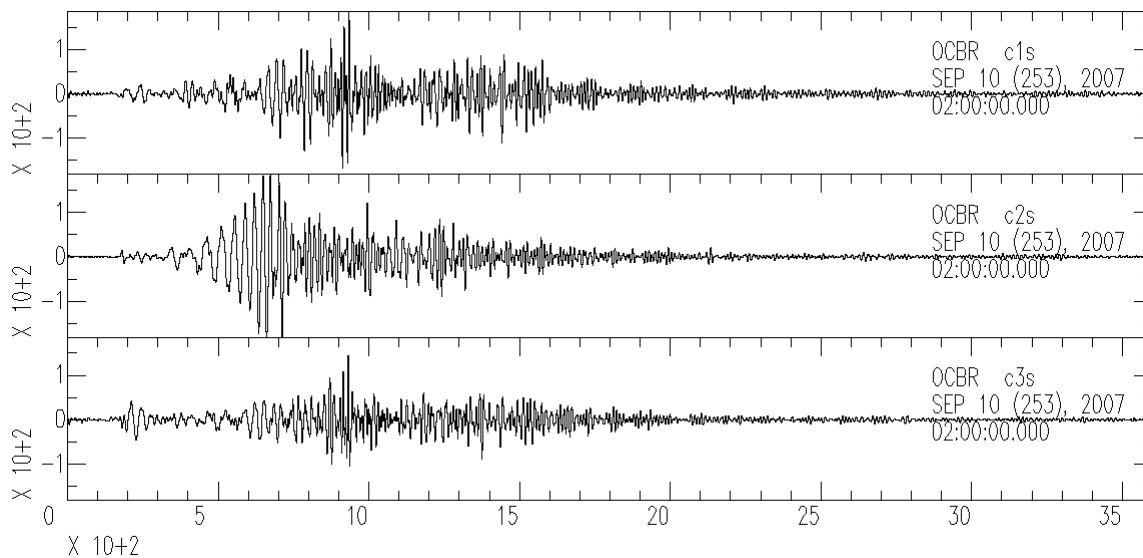


Figura A.2: Sismograma registrado na estação OCBR-CE, terremoto de magnitude 6.8 M_W na Costa da Colômbia

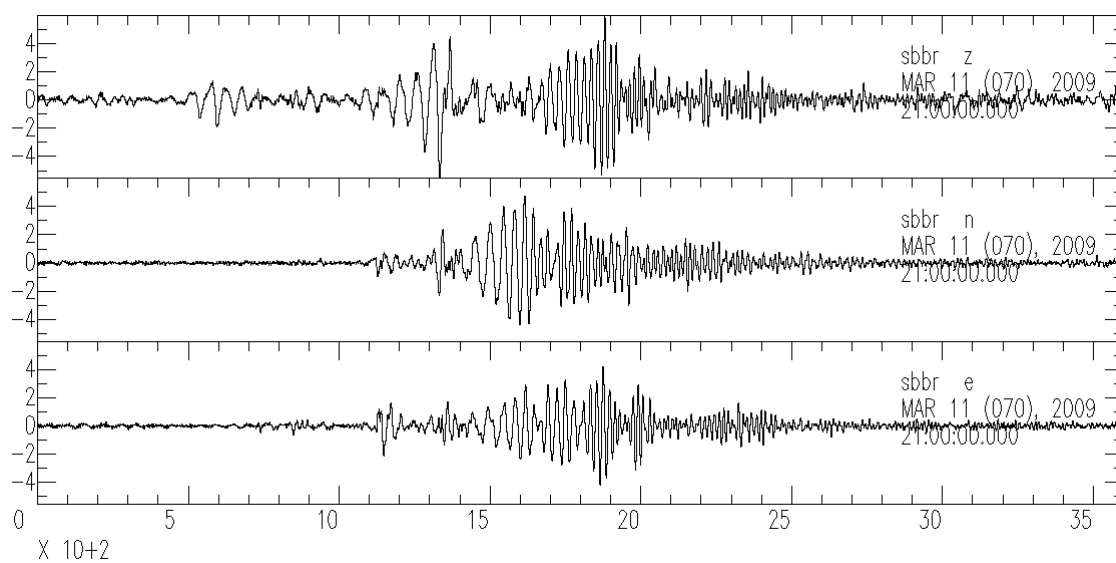


Figura A.3: Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude 5.9 M_W na Costarica

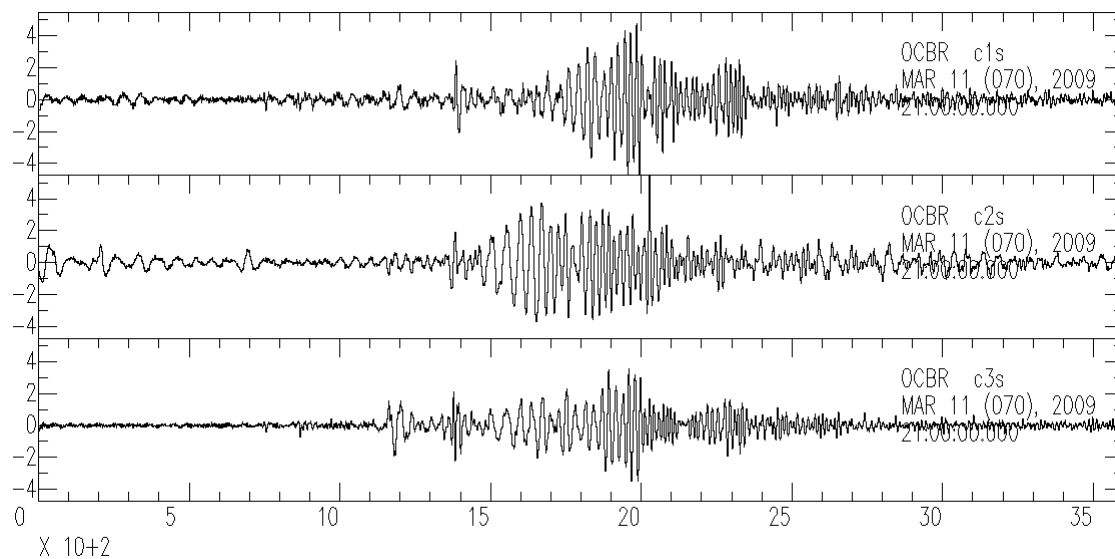


Figura A.4: Sismograma registrado na estação OCBR-CE, terremoto de magnitude $5.9 M_W$ na Costarica

SBBR-PFBR

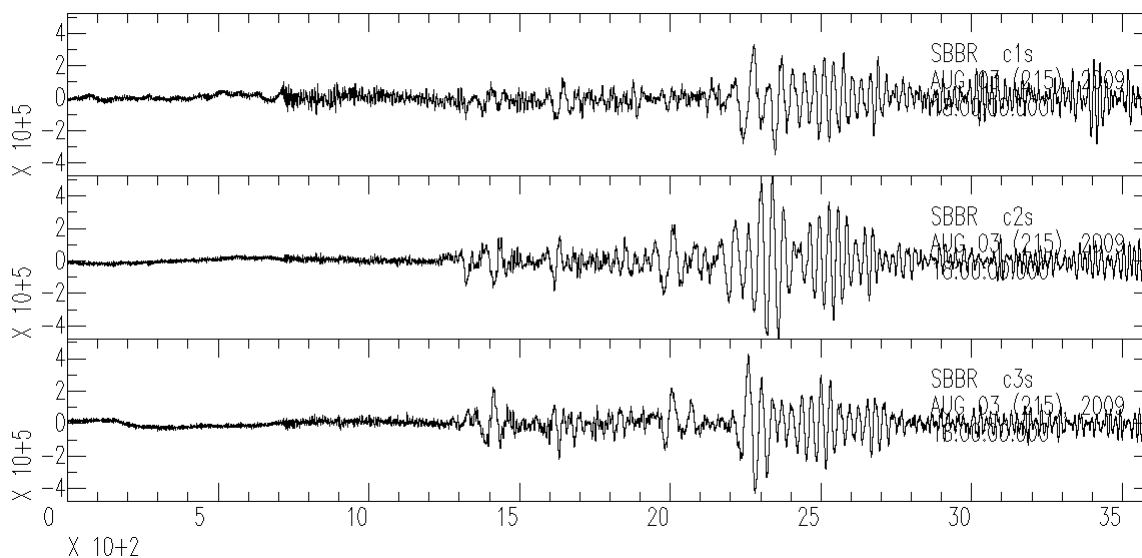


Figura A.5: Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude $6.9 M_W$ no Golfo da Califórnia

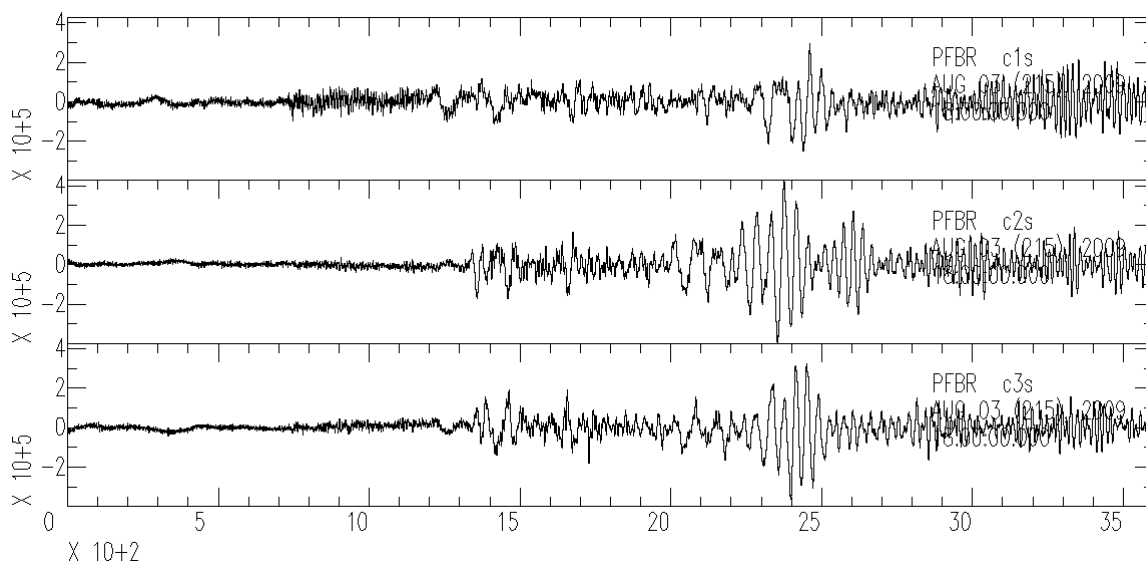


Figura A.6: Sismograma registrado na estação PFBR-RN, terremoto de magnitude 6.9 M_W no Golfo da Califórnia

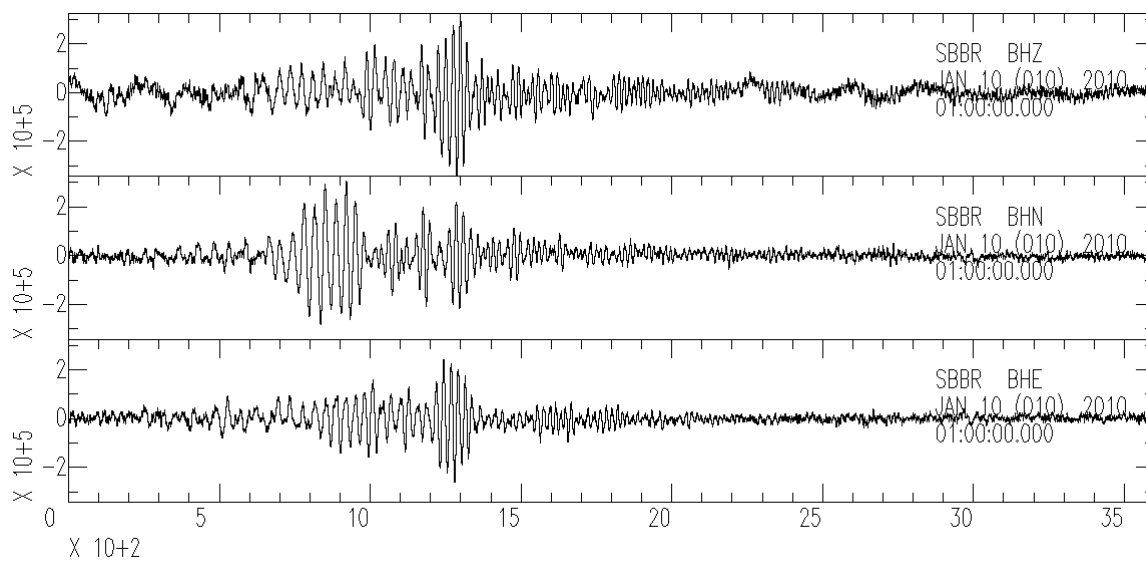


Figura A.7: Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude 6.5 M_W no Norte da Califórnia

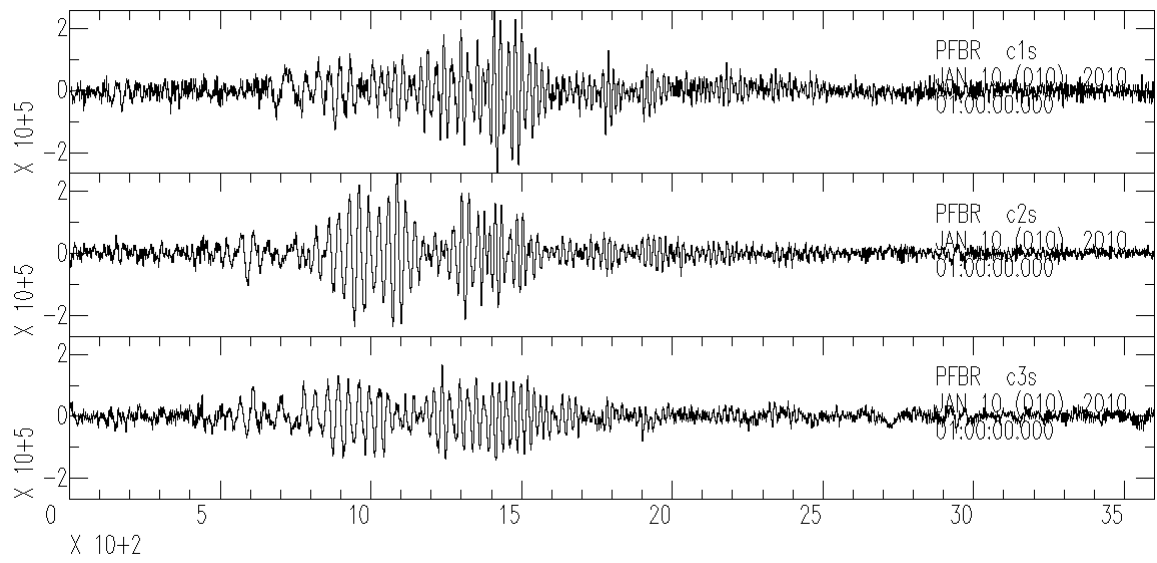


Figura A.8: Sismograma registrado na estação PFBR-RN, terremoto de magnitude 6.5 M_W no Norte da Califórnia

SBBR-RCBR

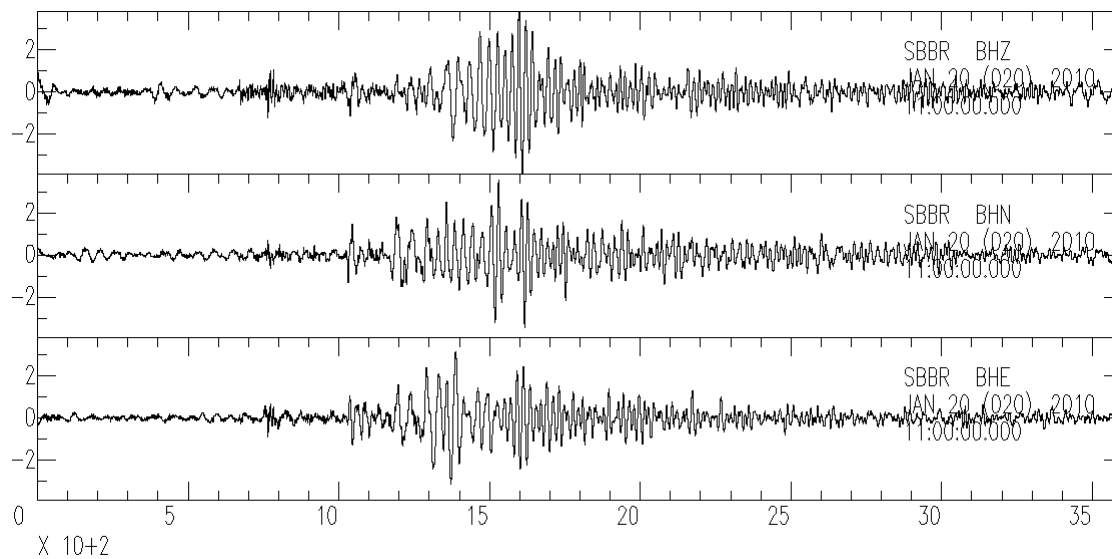


Figura A.9: Sismograma registrado na estação SBBR-CE, terremoto de magnitude 5.9 M_W na região do Haiti

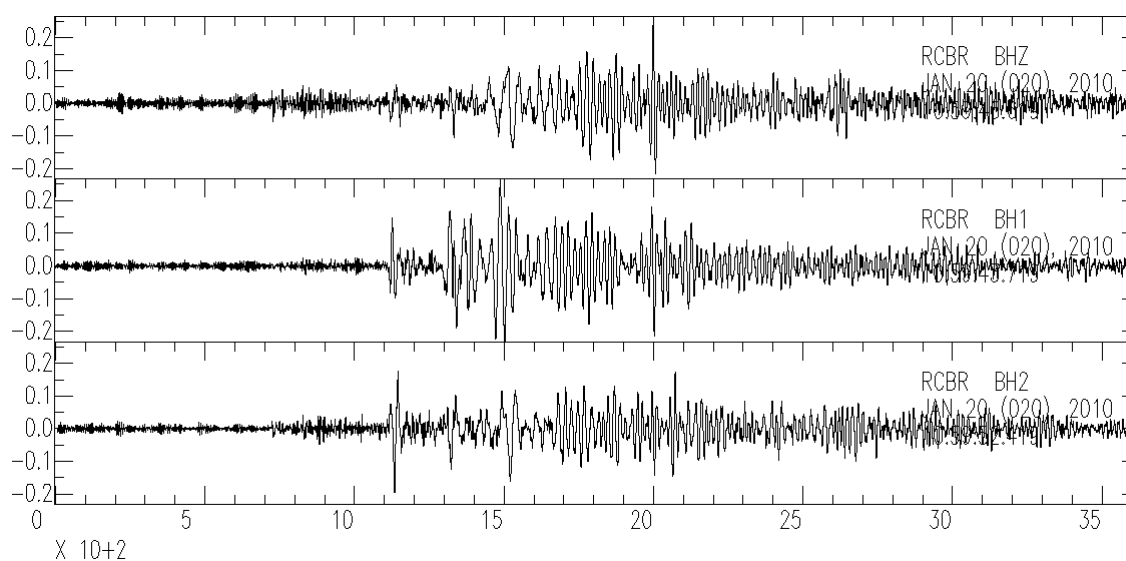


Figura A.10: Sismograma registrado na estação RCBR-RN, terremoto de magnitude 5.9 M_W na região do Haiti

PFBR-SABR

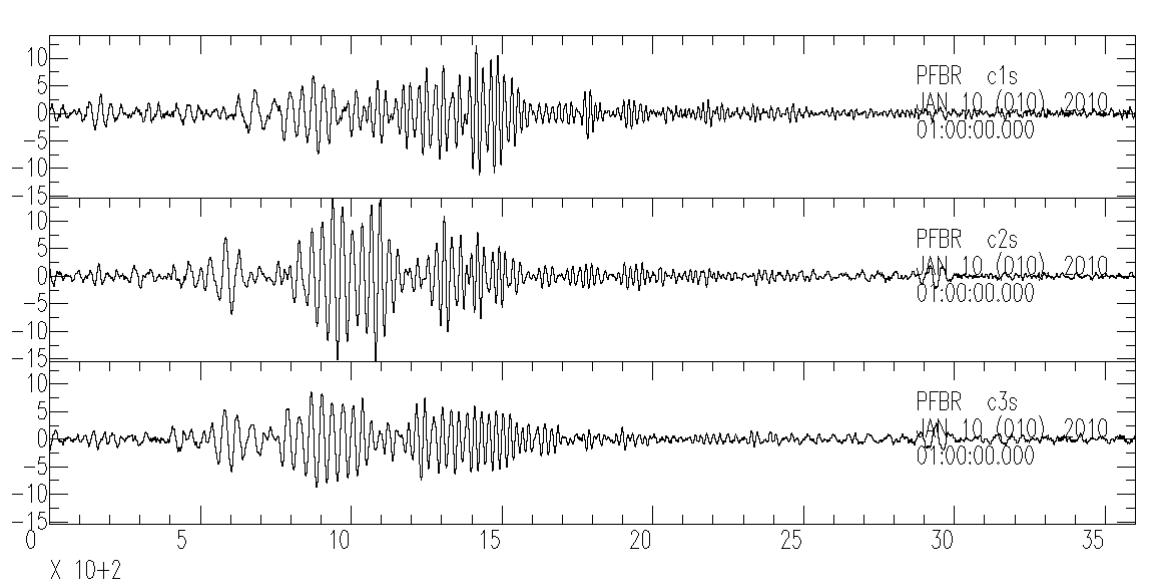


Figura A.11: Sismograma registrado na estação PFBR-RN, terremoto de magnitude 6.5 M_W no Norte da Califórnia

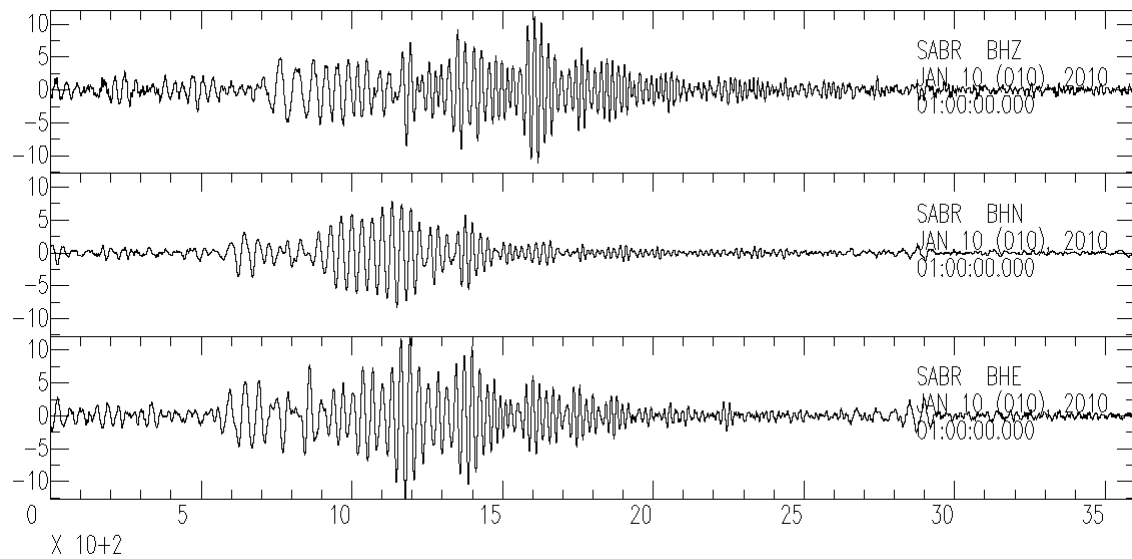


Figura A.12: Sismograma registrado na estação SABR-RN, terremoto de magnitude 6.5 M_W no Norte da Califórnia

PFBR-SLBR

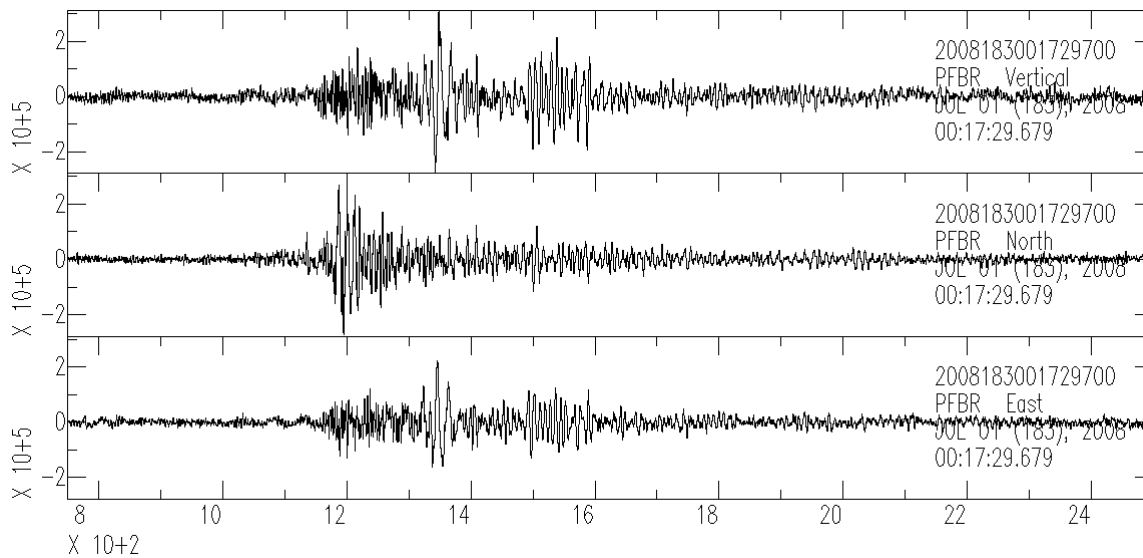


Figura A.13: Sismograma registrado na estação PFBR-RN, terremoto de magnitude 5.5 M_W no Peru Central

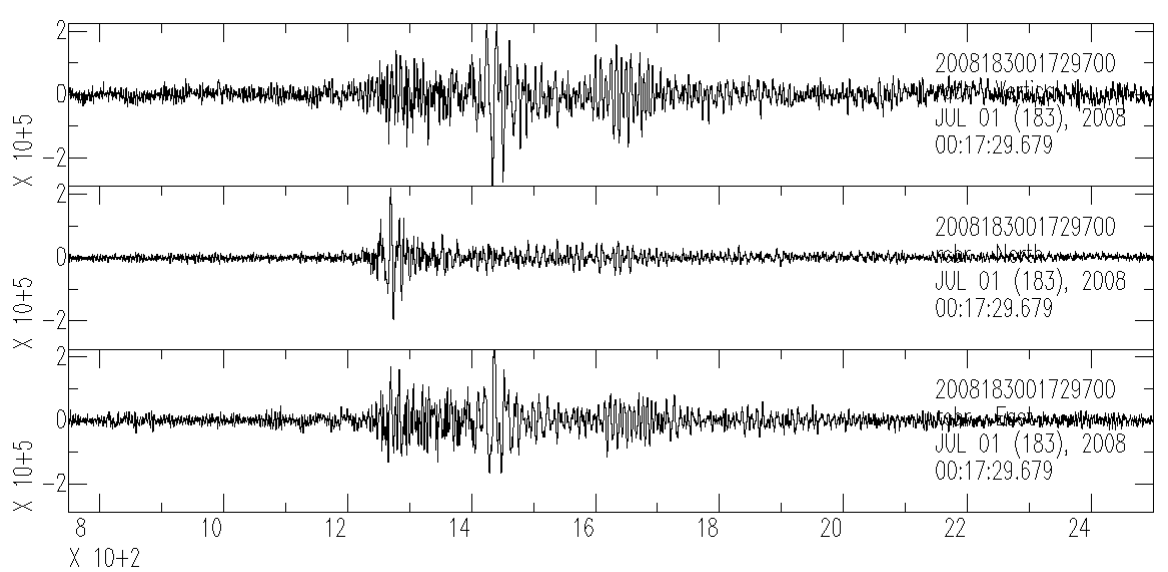


Figura A.14: Sismograma registrado na estação SLBR-PB, terremoto de magnitude 5.5 M_W no Peru Central